

EVOLUCION Y CARACTERISTICAS SEDIMENTOLOGICAS DE LAS FACIES
FLUVIALES BASALES DEL BUNTSANDSTEIN DE OLESA
DE MONTSERRAT
(Provincia de Barcelona)

Por M. MARZO CARPIO y P. ANADÓN MONZÓN (*)

RESUMEN

La sección del Buntsandstein de Olesa de Montserrat está constituida en sus tramos basales por una serie de depósitos generados por corrientes anastomosadas con un material de lecho progresivamente más fino. Se precisan las características peculiares de los depósitos originados por el sistema anastomosado de lecho arenoso y a la luz de estos datos se realizan algunas consideraciones sobre el modelo proximal-distal en corrientes anastomosadas.

RESUMÉ

La coupe du Buntsandstein d'Olesa de Montserrat est constituée, dans sa partie basale, par un ensemble de dépôts originés par des courants anastomosés avec matériel du lit progressivement plus fin. On précise les caractères particuliers des dépôts originés par un système anastomosé de lit sableaux et, avec ces données, on arrive à des considérations générales sur le modèle proximal-distal en courants anastomosés.

ABSTRACT

The lower part of the Buntsandstein in Olesa de Montserrat is formed by a set of braided streams deposits with bed load material fining up progressively in the section. Special features of the deposits originated by braided systems with sandy bed load are precised, and on the light of these data, some considerations about the proximal-distal model in braided streams are pointed out.

(*) Sección de Estratigrafía y Sedimentología, Instituto «Jaime Almera». C. S. I. C. Barcelona y Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona.

INTRODUCCIÓN

Prescindiendo de un pequeño nivel de brechas basales de pizarra y cuarzo, posiblemente de origen coluvial, que descansa en discordancia sobre el basamento paleozoico, los sedimentos aluviales de la región de Olesa de Montserrat (Fig. 1) pueden dividirse en tres tramos: Uno inferior fundamentalmente conglomerático (A), un tramo intermedio predominantemente arenoso (B) y uno superior esencialmente lutítico con intercalaciones de arenisca (C).

En este trabajo nos ocuparemos de los dos tramos inferiores, prestando especial atención al tramo arenoso intermedio. Ambos han sido interpretados, como se verá posteriormente, como depósitos de corrientes anastomosadas. El interés de este trabajo radica en el estudio de las características sedimentológicas de cada uno de los tramos inferiores y su evolución a lo largo de la sección estudiada.

UNIDAD INFERIOR (A)

Descripción: Esta unidad (Fig. 2) ha sido dividida en dos subunidades: A_1 y A_2 .

La superior (A_2) representa el tránsito entre los materiales fundamentalmente conglomeráticos de esta unidad y los materiales arenosos del tramo B.

La subunidad inferior (A_1), cuya potencia aproximada es de 8 m., está caracterizada por conglomerados blancos silíceos (98 por 100 de cuarzo y cuarcita, y el resto, de lidita, pizarra y arenisca) con una neta estratificación horizontal dominante (Fig. 3). Esta viene resaltada por una rápida alternancia de niveles de desarrollo lateral variable, que pueden presentar todas las características intermedias entre los siguientes tres tipos dominantes:

— Niveles de conglomerados con poca matriz arenosa, ésta ocasionalmente inexistente. Sus cantos, generalmente subredondeados, son de color predominantemente blanco, aunque se observan asimismo tonalidades rosáceas y azuladas. Son comunes las pátinas amarillentas y ocasionalmente las rojizas. Su tamaño de grano medio oscila alrededor de los 2-3 cm., siendo el máximo de 7 a 10 cm.

— Niveles de conglomerados ricos en matriz arenosa, por lo demás con características análogas a las de los niveles descritos anteriormente. Sin embargo, hacia el techo de la unidad pueden presentar colores rojizos.

— Niveles discontinuos de areniscas conglomeráticas (tamaño máximo de los cantos 1-2 cm.) o areniscas de grano grueso o muy grueso. Localmente intercalan alguna hilada rojiza de grano más fino. Hacia el techo se acentúa el color rojo de estos niveles.

Muy localmente, esta estratificación horizontal aparece interrumpida por acanalamientos muy someros, de hasta 40 cm., marcados en algunos casos por pavimentos de cantos de hasta 30 cm. de diámetro, o bien por un relleno de areniscas conglomeráticas o areniscas de grano grueso a muy grueso con estratificación cruzada de gran escala de tipo *trough*. En algunas ocasiones son observables pequeños niveles con estratificación cruzada tabular de gran escala, caracterizada por *foresets* con marcadas diferencias granulométricas y de fábrica y techos planos claramente erosivos (Fig. 5).

La subunidad A_2 , con una potencia de 3,45 m., es un tramo de tránsito

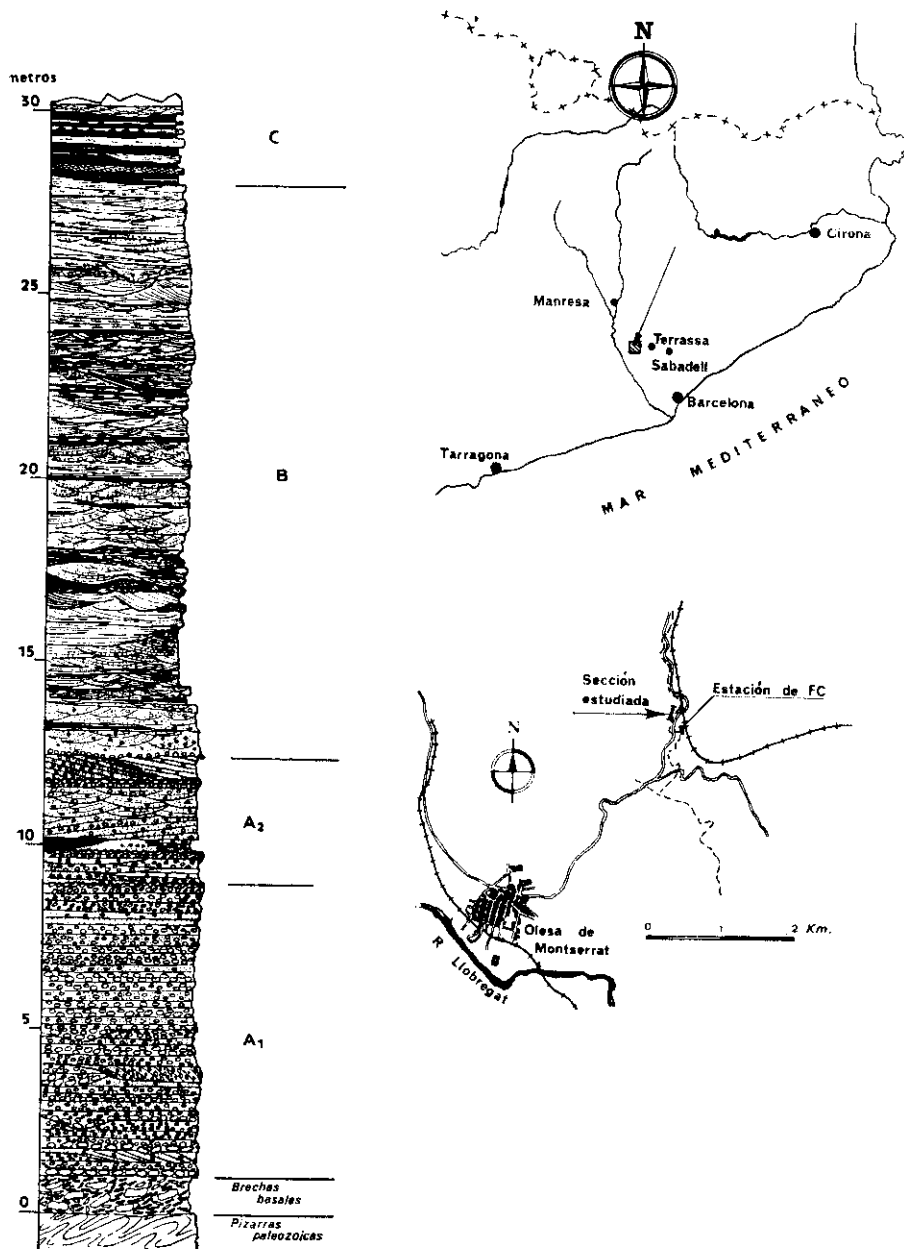


Fig. 1. Localización y columna de la sección estudiada. En negro se ha representado: lutitas para la unidad C, y areniscas de grano muy fino lutíticas para el resto de la columna

entre las facies de la unidad B y las de la subunidad A₁, presentando unas características intermedias entre ambas. Esta subunidad (Fig. 4) está integrada por dos asociaciones fundamentales de facies:

1) Cuerpos de base erosiva ligeramente irregular, constituidos por arenisca de grano grueso a muy grueso más o menos conglomerática y por delgados niveles de conglomerados. El tamaño medio de los cantos oscila entre 1 y 2 cm., siendo el tamaño máximo de 5 a 7 cm. En el contacto con la subunidad inferior el aspecto de estos materiales es bastante similar a los de la subunidad A₁, aunque existe un claro incremento de la fracción arena y se ha perdido el carácter neto de la estratificación horizontal. En el nivel más alto el aspecto es bastante diferente: superponiéndose a una serie de *foresets* aparece un conjunto de *sets* de estratificación cruzada de tipo *trough*, culminado por un horizonte conglomerático de delgado espesor y techo más o menos plano. Este aparece asimismo en el nivel más bajo anteriormente citado.

2) Sobre los techos planos de los dos niveles citados anteriormente se presentan unas asociaciones de facies generalmente de grano más fino y colores frecuentemente rojizos, que evolucionan lateralmente de forma muy rápida. Así, en el caso del nivel superior se observa una serie de *foresets* de muy bajo ángulo, constituidos por conglomerados arenosos-arenisca conglomerática, pasando gradual y lateralmente, según la dirección de inclinación de los mismos, a areniscas de grano fino mal seleccionadas con hiladas de areniscas muy gruesas. En el caso del nivel inferior se observa el paso gradual de areniscas verdosas con parches rojizos, de grano muy grueso y ocasionalmente conglomeráticas, a areniscas muy finas, rojas, con hiladas de areniscas de grano grueso, sobre las que se instalan, mediante una base erosiva laxamente acanalada, areniscas de grano muy fino, lutíticas, rojas.

Interpretación: Los materiales de la unidad inferior parecen representar, en función de sus características textuales, estructurales y geométricas, y de acuerdo con los trabajos de numerosos autores (DOEGLAS, 1962; KRIGSTRÖM, 1962; ORE, 1964; WILLIAMS y RUST, 1969; SMITH, 1970; MC GOWEN y GROAT, 1971; RUST, 1972; BLUCK, 1974, y EYNON y WALKER, 1974, entre otros), una serie de depósitos originados por corrientes anastomosadas con un material de lecho predominantemente grosero.

Varias consideraciones nos permiten, en el caso de la subunidad A₁, precisar algo más acerca de su origen:

1) La predominancia de una estratificación horizontal lateralmente muy persistente, sobre formas acanaladas y facies con estratificación cruzada tabular, parece indicar que en las etapas de flujo más alto el transporte del material más grueso se efectuaba más por tracción sobre áreas de escaso relieve que por migración de barras bien definidas.

2) Este último caso, representado por *sets* tabulares de estratificación cruzada de hasta 40 cm., de grava, con marcada segregación textual de los *foresets*, está poco representado y podría corresponder al relleno de pequeñas depresiones o canales durante etapas de flujo relativamente más bajas que las anteriores, que probablemente deben relacionarse con etapas de flujo ascendente (DOEGLAS, 1962).

3) Si bien la presencia de acanalamientos, en ocasiones rellenos de areniscas, parece indicar que en etapas de flujo aún más bajo podría existir una cierta diferenciación de barras y canales, con rellenos ocasionales de estos

últimos, la escasa potencia presentada por estos niveles parece subrayar el carácter marcadamente somero del sistema.

Todas estas características parecen indicar que estamos en presencia de depósitos correspondientes a un sistema anastomosado muy somero, análogo a la facies del mismo nombre descrita por EYNON y WALKER (1974). En un sistema de este tipo la predominancia de estratificación horizontal puede obedecer más que a una mayor frecuencia de procesos en la etapa de flujo más alto, a la capacidad de retrabajamiento de los mismos.

En la subunidad A₂ son asimismo observables los resultados de etapas de flujo diferentes. Así, son claramente observables etapas de flujo alto con migración de barras, etapas de flujo más bajo con relleno de canales por arenisca más o menos conglomerática con estratificación cruzada de gran escala de tipo *trough* y etapas de retrabajamiento, que se traducen en el registro de techos planos conglomeráticos inmediatamente por debajo de asociaciones de facies que representan el registro de una sedimentación en zonas abandonadas o bien en las etapas de flujo más bajo.

En esencia, pues, las diferencias con respecto a la subunidad A₁ no debe buscarse en tipos de procesos genéticos diferentes (ejemplo: anastomosa-miento), sino en la intensidad de los mismos. Es decir, nos encontramos como en el caso anterior en presencia de depósitos de corrientes anastomosa-das, pero con un material de lecho más fino. Las diferencias entre la estruc-tura interna de una y otra subunidad creemos se debe al mecanismo de transporte en las etapas de flujo más alto, que como ya se ha indicado ante-riormente impediría en el caso de la subunidad A₁ una preservación de facies ligadas a fases de flujo más bajo.

UNIDAD MEDIA (B)

Descripción: El tramo medio (B) está compuesto de areniscas en casi todos sus rangos granulométricos, que localmente pueden ser conglomeráticas o bien de grano muy fino, lutíticas.

El afloramiento estudiado, dispuesto casi perpendicularmente a la direc-ción de flujo dominante, está caracterizado, a grandes rasgos, por la pre-sencia de cuerpos arenosos principales de hasta 1,5 m. de potencia y de anchura indeterminada, limitados por superficies inferiores erosivas, curvas y frecuentemente acanaladas, y superiores planas o bien, más ocasional-mente, erosionadas por superposición de cuerpos arenosos análogos (Fig. 6). Estos cuerpos presentan un aspecto interno caracterizado por una frecuente y compleja asociación de superficies erosivas que delimitan niveles lenticu-lares de hasta 80 centímetros (Figs. 7 y 8), que en algunas ocasiones repre-sentan depósitos de relleno de canal. Intercalados entre los cuerpos anterior-mente descritos, y sobre superficies planas o suavemente acanaladas (Figs. 6, 9 y 10), aparecen unos niveles de extensión lateral aparentemente mayor, cuando se han preservado de la erosión posterior, caracterizados por una serie de facies que generalmente son de grano más fino que las que consti-tuyen las unidades lenticulares. Estos últimos niveles representan aproxima-damente una sexta parte de la sección estudiada.

Una observación más atenta del afloramiento permite deducir una cierta ordenación secuencial en el interior del mismo (Fig. 6). Estas secuencias,

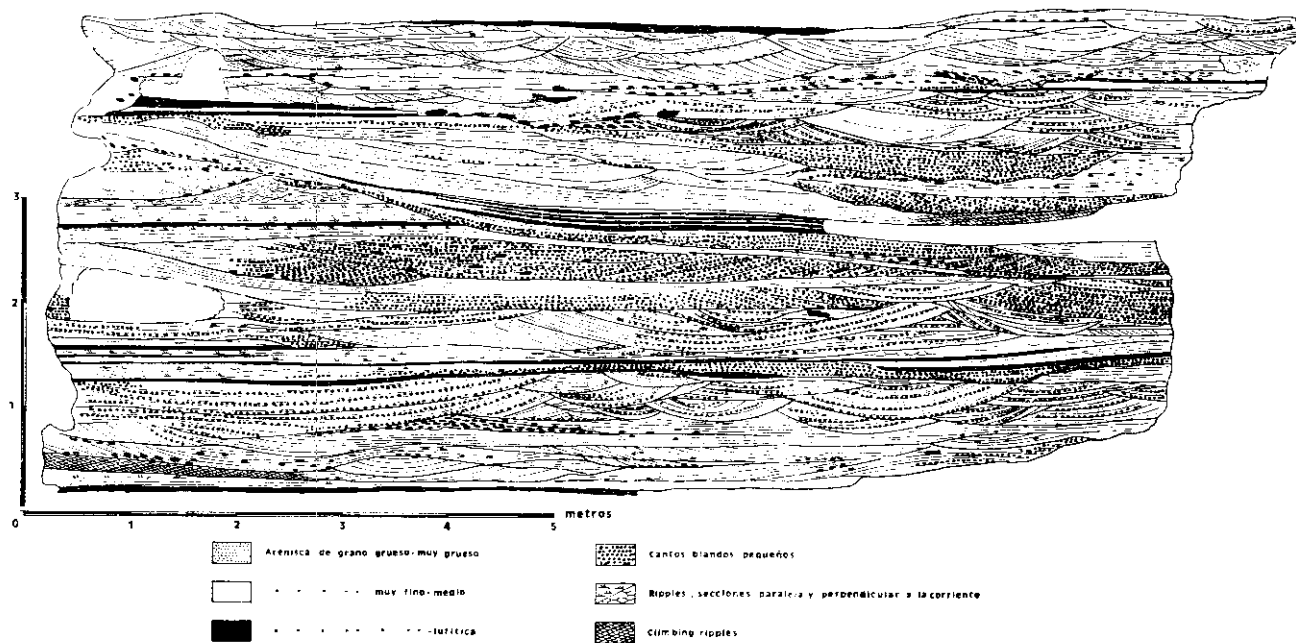


Fig. 6. Estructura interna de los depósitos de la unidad B en el afloramiento estudiado.
 (Entre los 20 y 24 metros de la columna de la Figura 1)

raramente preservadas en su totalidad por la gran abundancia de acanalamientos y superposiciones, pueden venir representadas de un modo ideal por los siguientes términos:

- a) Superficie de erosión basal.
- b) Cuerpo arenoso inferior. Es de remarcar el carácter más o menos plano de su techo, a la escala de afloramiento, coincidiendo en ocasiones con la presencia de niveles de granulometría más gruesa.
- c) Conjunto superior, de granulometría más fina.

Cada una de las unidades lenticulares que integran los cuerpos arenosos inferiores de cada secuencia está constituida por las siguientes facies principales:

Arenisca con estratificación cruzada de gran escala de tipo trough.— Los depósitos de esta facies (Fig. 6) constituyen *cosets* de hasta 75 centímetros de grosor, limitados por superficies interiores erosivas o irregulares, curvas y acanaladas, y por superficies superiores erosivas, planas o irregulares, ocasionalmente con pequeños relieves que en algunos casos son el registro de *bed forms* más o menos preservadas. Los *sets* integrantes de estos *cosets* alcanzan dimensiones extremas entre 5 y 50 cm. de altura, con medias de alrededor de 25 cm., y su anchura oscila entre 0,5 y 4,5 m. Ocasionalmente se observa un descenso del tamaño de los *sets* hacia la parte superior de los *cosets*. En las secciones estudiadas, que corresponden generalmente a un plano aproximado YZ (sistema de coordenadas de ALLEN, 1968), la casi totalidad de las láminas de estratificación cruzada muestran una concavidad hacia arriba más o menos acentuada. El relleno de los surcos (*troughs*) se produce tanto simétrica como asimétricamente, disponiéndose las láminas en este último caso tangencialmente respecto a la superficie del surco. En algún caso estas láminas pueden presentar deformaciones (Fig. 13).

El tamaño de grano de estas facies varía desde arena de tamaño medio-grueso, con gránulos y algún pequeño guijarro cuarzoso dispersos en las láminas o bien acumulados en bases de surcos, a arena de grano fino-medio. Son asimismo muy abundantes los cantos blandos de formas generalmente aplanadas dispuestos de modo análogo a los cantos descritos anteriormente. Es muy frecuente en este afloramiento encontrar materiales de esta facies con un enorme contenido en cantos blandos, los cuales, debido a una serie de fenómenos diagenéticos, han llegado casi a obliterar la estructura inicial.

Esta facies, de acuerdo con los trabajos de un gran número de autores sumariados por ALLEN (1968), se interpreta como originada por el relleno de surcos formados por erosión simultánea a la migración de trenes de *megarriples*. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que en algún caso el relleno de estos surcos no se realizara simultáneamente a esta migración, sino que la formación de estos surcos y su relleno aparecen como procesos independientes. Este caso ha sido ilustrado por HARMS y FAHNES-ROCK (1965).

Areniscas con laminación paralela: Son areniscas de grano fino a muy fino y rara vez medio, que normalmente forman *sets* de hasta 30 cm. de espesor. Cuando se ha preservado, el techo de esta facies es plano, aunque generalmente aparece erosionado por la facies que se le superponen. Algunos niveles de esta facies contienen abundantes cantos blandos. De acuerdo con la

opinión más extendida esta facies se originaría bajo condiciones de *upper flow regime* sobre fondos de escasa rugosidad.

HARMS y FAHNESTOCK (1965) señalan la presencia de laminación paralela entre facies de estratificación cruzada de pequeña escala con contactos irregulares y erosionales. En el tramo que nos ocupa, además de este tipo de asociación hemos encontrado zonas de laminación paralela en las que las láminas presentaban alguna irregularidad y pasaban lateralmente a facies de estratificación cruzada de pequeña escala.

Dentro de esta facies incluimos, además, niveles de laminación cruzada de muy bajo ángulo, en ocasiones adaptados a la forma de la superficie inferior. El origen de estos niveles es problemático. CANT (1973) señala varias posibilidades a este respecto.

Los niveles de granulometría más fina del conjunto superior de cada secuencia (c), están caracterizados, además de por las facies de laminación paralela, por las siguientes:

Areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala.—El tamaño de grano de estos materiales oscila entre arena fina y arena media. Se pueden observar dos tipos de esta estratificación.

— Estratificación cruzada de pequeña escala de tipo *trough*. Se encuentra en *cosets* de hasta 30 cm., siendo el tamaño de los *sets* en secciones YZ de 2 a 5 cm. de ancho por 2 a 4 cm. de alto. Según HARMS y FAHNESTOCK (1965) y ALLEN (1968) esta estratificación se debe al relleno de pequeños surcos asociados a trenes de *ripples* en movimiento.

— Estratificación cruzada de tipo *climbing* (Fig. 11). Normalmente se encuentra en *cosets* de hasta 50 centímetros de espesor. Está constituida por arenisca de grano fino a muy fino, generalmente de color verdoso y con algunas láminas de color rojizo, que coinciden con pequeños surcos que probablemente poseen un tamaño de grano más pequeño que las zonas de láminas de color verdoso. De las diversas clasificaciones de estratificación cruzada de tipo *climbing* (WALKER, 1963; JOPLING y WALKER, 1968; ALLEN, 1970, etc.) hemos adoptado la de ALLEN (1973). Teniendo en cuenta dicha clasificación, la mayor parte de la estratificación de tipo *climbing* del afloramiento estudiado puede ser adscrita al tipo A, es decir formada por *climbing ripples* con las caras *stoss* fuertemente erosionadas. Siguen en abundancia, pero en mucho menor grado, algunos *sets* del tipo B, es decir, con preservación de caras *stoss*, pero con gran desarrollo de las caras *lee*, habiéndose observado pasos transicionales entre ambas. El tipo S (sinusoidal), ha sido detectado proviniendo lateralmente de formas de tipo B y A. Este caso podría interpretarse como la posible secuencia lateral originada al migrar *climbing ripples* sobre un fondo progresiva pero débilmente más profundo, que originaría en la zona más distal una mayor tasa de sedimentación y preservación.

Areniscas de grano muy fino, lutíticas.—Son de color rojo o verdoso y, generalmente, desprovistas de estructura interna. Las potencias de los niveles de esta facies oscilan entre 1 y 10 cm. Generalmente se encuentra alternando con areniscas de grano muy fino, blancas, verdosas o rojizas, en las que se observa estratificación cruzada de pequeña escala o bien laminación paralela (Fig. 12). En otras ocasiones alternan delgados niveles de arenisca sin estructura, de colores rojo y verdoso. Es de destacar la presencia

de pequeños *load casts* en las bases de niveles apoyados sobre estas facies, así como inyecciones en *flame* en similares condiciones de localización.

En todo el tramo estudiado, las facies anteriormente descritas aparecen frecuentemente afectadas por deformaciones y deslizamientos. A continuación pasamos a ocuparnos de estos fenómenos:

Estratificación deformada.—Podemos distinguir diversos tipos de deformación:

— Laminación *convoluted*, caracterizada por los típicos «pliegues anticlinales» estrechos separados por amplios «sinclinales» y por su restricción a una capa (DAVIES, 1965). La separación entre «anticlinales» oscila alrededor de unos 15 cm., siendo la altura de deformación de hasta 10 cm. (ver parte superior de la figura 13). Se presenta en areniscas de grano fino que, a veces, poseen estratificación cruzada de pequeña escala. LOWE (1975) efectúa un amplio análisis de este tipo de estructuras y las asimila a un origen por fluidización con licuefacción hidroplástica coincidiendo, en parte, con pérdida de agua y consolidación.

— Estratificación deformada de tipo *overturned*. Ha sido observada en una ocasión; está constituida por un pliegue simple recumbente de arenisca de grano fino a muy fino. Mc KEE et al (1962) y ALLEN y BANKS (1972) dan como origen de esta estructura un arrastre superficial sobre una arena que presenta un cierto grado de licuefacción.

— En otros casos, se ha apreciado deformación en láminas de *sets* de estratificación cruzada de tipo *trough* de gran escala (Fig. 13), consistente en ciertas corrugaciones imperersistentes lateralmente. Asimismo, se ha observado deformaciones en la estratificación cruzada de pequeña escala. Estas estructuras deformadas creemos deben tener un origen similar a las anteriormente discutidas.

Deslizamientos.—Bajo esta denominación genética se incluye una serie de depósitos caracterizados por una estructura de aspecto caótico y constituidos por bloques de diferentes litologías que parecen haberse deslizado hacia el interior de surcos o canales erosivos. En los casos en que las litologías originales presentaban una estructura interna laminada bien definida, se ha podido observar frecuentes deformaciones de éstas debidas al deslizamiento y en algún caso al impacto (Fig. 14). Todas estas consideraciones hacen pensar que las facies deslizadas no habían alcanzado previamente un estado avanzado de compactación.

Interpretación.—La parte inferior de cada secuencia, representada por *b*, ha sido interpretada como el resultado de la superposición de episodios deposicionales diferentes y de intensidad variable, ligados a etapas de erosión y relleno sobre un sistema de surcos y canales someros muy complejos situados en el lecho mayor de la corriente. En muchas ocasiones estas unidades deposicionales están caracterizadas por areniscas con estratificación cruzada de tipo *trough* de gran escala (Fig. 6), que parecen indicar un relleno progresivo (recuérdese la disminución de tamaño de *sets* hacia arriba en algunos *cosets*) por migración de *megaripples* sobre el fondo de los canales. La presencia en algunos *sets* de abundantes cantos blandos, así como en la base de las cicatrices erosivas de los *cosets*, son un claro indicio de retrabajamiento de sedimentos anteriormente depositados. Estas facies, que

en ocasiones se superponen a otros episodios de relleno caracterizados por una asociación de areniscas con laminación paralela y estratificación cruzada de gran escala de tipo *trough*, aparecen, a su vez, erosionados por surcos muy laxos caracterizados por una extraordinaria abundancia de cantos blandos, que representan nuevas etapas deposicionales.

El paso de *b* a *c*, cuando se efectúa mediante techos más o menos planos con acumulación de materiales groseros, parece representar etapas de arrasamiento previas al abandono de áreas aluviales, posiblemente debido a la migración lateral de la actividad fluvial, y su posterior comportamiento como área de *floodplain*. Los materiales de las facies del conjunto *c* representan depósitos originados en estas áreas o sobre canales abandonados sobre el lecho mayor de la corriente (ver figura 9 y parte central de la figura 6). Los depósitos generados bajo estas circunstancias están caracterizados, en general, por una alternancia de facies originadas por condiciones de flujo mucho más bajas que las anteriores. Estas incluirían períodos de migración de *ripples* junto con etapas de estancamiento y decantación.

El aspecto general presentado por el afloramiento obedece, además de a los procesos anteriormente descritos, a la repetida alternancia de estos episodios de flujo diferentes. De esta manera se explica la presencia de delgadas intercalaciones de facies de grano muy fino ligadas a cicatrices dentro de cuerpos arenosos, la presencia de gran cantidad de cantos blandos en determinados surcos y *sets* de estratificación cruzada, y la reactivación de canales anteriormente abandonados (Fig. 6).

Todos los procesos anteriormente descritos parecen indicar un sistema fluvial, somero, con corrientes de intensidad altamente fluctuante caracterizadas por un modelo anastomosado y con una carga de lecho predominantemente arenosa.

Hasta la fecha conocemos pocos trabajos sobre corrientes anastomosadas de este tipo (SELLEY, 1969; Mc GOWEN y GROAT, 1971; SMITH, 1970, 1971, 1972, WILLIAMS, 1971 y CANT, 1973). Todos estos trabajos hacen hincapié en la aparición, en etapas de flujo descendente, de estratificación cruzada tabular como resultado de la migración de barras transversales sobre depresiones preexistentes. Estos autores coinciden en señalar la presencia de este tipo de estratificación asociada a estratificación cruzada de gran escala de tipo *trough* que, como en nuestro caso, representan el depósito generado en etapas de flujo más alto. Sin embargo, aquí las etapas de flujo más bajo no parecen traducirse en un relleno de surcos relacionado con migración de barras transversales, ya que en nuestro caso no se ha observado la presencia de *sets* tabulares de estratificación cruzada. Este hecho, aunque puede venir condicionado, en parte, por las limitaciones de exposición del afloramiento, puede obedecer a la ausencia de condiciones favorables para su formación en el sistema estudiado. En éste, la escasa profundidad y, sobre todo, anchura de los pequeños canales y surcos impediría el desarrollo de importantes *sets* tabulares de estratificación cruzada. Más bien tendería a desarrollarse una estratificación cruzada de láminas progresivamente menos curvas hacia el techo, como consecuencia de un relleno más o menos oblicuo de la depresión, de manera similar al caso ilustrado por AUGUSTINUS y RIEZBOS (1971). En este caso, estos episodios pueden ser fácilmente confundidos con *sets* de estratificación cruzada de tipo *trough*.

Tal y como puede deducirse de todo lo anteriormente expuesto, los dos tramos basales del Buntsandstein de la región de Olesa de Montserrat parecen representar el resultado de la superposición en el tiempo de una serie de depósitos generados por sistemas fluviales anastomosados con una carga de lecho progresivamente más fina.

Diversos autores (ORE, 1964; SMITH, 1970; Mc GOWEN y GROAT, 1971; RUST, 1972, etc.) se han ocupado del estudio de los cambios proximales-distales sufridos por un sistema anastomosado. De todos estos trabajos parece deducirse que, coincidiendo con un decrecimiento general del tamaño de grano en el sentido de la corriente junto a una mayor posibilidad de preservación de lutitas y arcillas en el mismo sentido, se origina una mayor proporción de facies arenosas con estratificación cruzada de tipo tabular en relación a las facies granulométricamente más groseras con estratificación horizontal. Este cambio, que se relaciona con la mayor abundancia de barras transversales sobre barras longitudinales en los diferentes tramos de la corriente, va asimismo acompañado por una permanencia de la proporción de estratificación cruzada de tipo *trough*.

En nuestro caso la evolución granulométrica va acompañada de una evolución en el tipo de estratificación dominante que, en líneas generales, podemos resumir del siguiente modo:

— En el caso de los materiales predominantemente conglomeráticos de la subunidad A₁, depositados por un sistema anastomosado muy somero, una estratificación horizontal lateralmente muy persistente es la norma.

— En la subunidad A₂, con un porcentaje arenoso mucho mayor, la estratificación horizontal ha perdido su carácter dominante, mientras que la estratificación cruzada de tipo *trough* ha sufrido un cierto incremento.

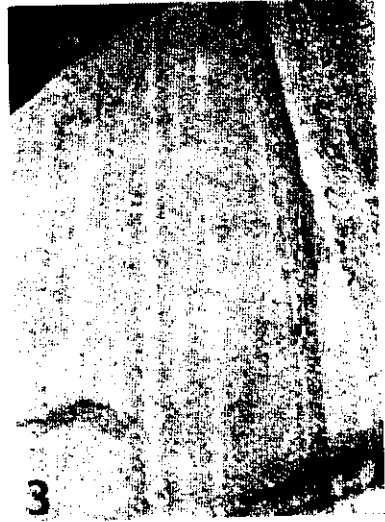
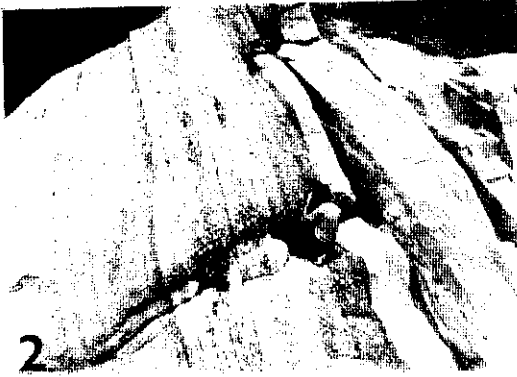
— En la unidad B, predominantemente arenosa, la estratificación cruzada *trough* se muestra como claramente dominante. Asimismo la estratificación cruzada de pequeña escala empieza a desarrollarse en la arenisca de granulometría más fina.

En nuestro caso, la ausencia de *sets* tabulares de estratificación cruzada en las facies predominantemente arenosas de la unidad B, parece introducir ciertos matices en el modelo proximal-distal de corrientes anastomosadas anteriormente descrito.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1968): Current ripples. *North Holland Publishing Company*, 433 págs.
- ALLEN, J. R. L. (1970): A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology*, vol. 14, págs. 4-26.
- ALLEN, J. R. L. (1973): A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 129, págs. 537-541.

- ALLEN, J. R. L. y BANKS, N. L. (1972): An interpretation and analysis of recumbent folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, vol. 19, núm. 3-4, págs. 257-283.
- AUGUSTINUS, P. G. E. F. y RIEZEBOS, H. Th. (1971): Some sedimentological aspects of the fluvio-glacial outwash plain near Soesterberg. (The Netherlands). *Geol. Mijnbouw*, volumen 50, núm. 3, págs. 341-348.
- BLUCK, B. J. (1974): Structure and directional properties of some valley sandur deposits in southern Iceland. *Sedimentology*, vol. 21, págs. 533-554.
- CANT, D. J. (1973): Devonian braided stream deposit in the Battery Point Formation, Gaspé Est, Quebec. *Maritime Sediments*, vol. 9, núm. 1, págs. 13-20.
- DAVIES, H. G. (1965): Convolute laminations and other structures from the lower coal measures of Yorkshire. *Sedimentology*, vol. 5, págs. 305-325.
- DOUGLAS, D. J. (1962): The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, vol. 1, págs. 167-170.
- EYNON, G. and WALTER, R. G. (1974): Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, vol. 21, páginas 43-70.
- HARMS, J. C. y FAHNESTOCK, R. K. (1965): Stratification, bedform and flow phenomena (with an example from the Río Grande). *S. E. P. M. Spec. Publ.* núm. 12, págs. 84-115.
- JOPLING, A. V. y WALKER, R. G. (1968): Morphology and origin of ripple-drift-cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sed. Petrology*, vol. 38, páginas 971-984.
- KRIGSTROM, A. (1962): Geomorphological studies of sandurs plains and their braided rivers in Iceland. *Georg. Annaler*, vol. 44, págs. 328-346.
- LOWE, D. (1975): Water escape structure in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, volumen 22, págs. 157-204.
- MC. GOWEN, J. H. y GROAT, C. G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Bur. Econ. Geology, Texas, Rept. Invest.*, vol. 72, 57 págs.
- MC. KEE, E. D. et al. (1962): Experiments on intra-formational recumbent folds in cross-bedded sand. *U. S. Geol. Surv. Profess. Papers.*, vol. 450-D, págs. 155-160.
- ORE, H. T. (1964): Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Wyoming Univ. Dept. Geology, Contr. Geology*, vol. 3, núm. 1, págs. 1-14.
- RUST, B. R. (1972): Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, vol. 18, páginas 221-245.
- SELLEY, R. C. (1969): Torridonian Alluvium and quicksands. *Scott. J. Geol.*, vol. 5, núm. 4, páginas 328-346.
- SMITH, N. D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-central Appalachians. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 81, págs. 2993-2014.
- SMITH, N. D. (1971): Transverse bar and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 82, págs. 3047-3420.
- SMITH, N. D. (1972): Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. Sed. Petrology*, vol. 42, núm. 3, págs. 624-634.
- WALKER, R. G. (1963): Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. *Sedimentology*, volumen 2, págs. 173-188.
- WILLIAMS, G. E. (1971): Flood deposits of the sand ephemeral stream of central Australia. *Sedimentology*, vol. 17, núm. 1-2, págs. 1-41.
- WILLIAMS, P. F. y RUST, B. R. (1969): The sedimentology of a braided river. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 39, págs. 649-679.



Figs. 2, 3, 4 y 5. Ver explicación en el texto



Figs. 7, 8, 9 y 10. Ver explicación en el texto

