

Presencia de laminación oblicua a gran escala en las turbiditas senonenses del flysch de los alrededores de Pobra de Segur (prov. de Lérida).

por E. MUTTI (1) y J. ROSELL SANUY (2)

RESUMEN

En un corte cerca de la Pobra de Segur (Pirineos meridionales), se encuentran unas capas con laminación cruzada a gran escala, de hasta 30 cm de espesor, en una formación de turbiditas del Cretáceo Superior.

Estas capas tienen generalmente forma de cuña o lentejón y se caracterizan por poseer superficies netas de contacto en el techo y yacente. Sólo en pocos casos están cubiertas por un delgado intervalo de limolitas con ripples de corriente.

La laminación cruzada tiene un buzamiento de 5 a 30° y está uniformemente inclinada, al igual que los flute-casts, en la misma dirección que la corriente. Estos últimos se encuentran en el yacente de las mencionadas capas o en la base de las turbiditas asociadas.

Estas características representan formas geométricas de dunas o barras originadas por un régimen de corriente menos intenso.

ABSTRACT

Large-scale cross-laminated beds up to 30 cm. thick occur within an upper Cretaceous turbidite section which crops out in the vicinity of Pobra de Segur, in the southern Pyrenees.

These beds, which are commonly wedge-or lens-shaped, are characterized by sharp upper and lower bedding surfaces and only in a few cases are overlain by a thin veneer of current-rippled silt.

The cross-laminae dip at angles of 5-30° and are uniformly inclined downcurrent in the same direction as the flute casts which are present on the lower surface of these beds of at the base of associated turbidite beds.

These features are provisionally thought to represent dune and/or bar bed forms, generated under lower flow regime conditions.

Introducción

El Campaniense y parte del Maestrichtiense de la zona prepirenaica de Pobra de Segur están representados por sedimentos en general margo-arenosos definidos por sentido muy general como flysch (ROSELL, 1967). Estos depósitos, cuyo yacente está constituido

por las "margas con *Micraster*" del Santoniense y cuyo techo corresponde a las llamadas "areniscas de Areny" del Maestrichtiense superior, contienen, en efecto, sedimentos de plataforma, en particular en la parte superior de la serie estratigráfica, constituida por una facies arcillosa con corales y, sucesivamente, por areniscas y margas con *Echinocorys* que constituyen el término de transición a las areniscas deltaicas y fluviales de Areny. Para un mayor detalle sobre la geología de esta región remitimos a la publicación antes mencionada.

En colaboración, hemos iniciado el estudio de estos depósitos para definir sus características sedimentológicas y para obtener, como consecuencia, una subdivisión litoestratigráfica más detallada y significativa.

Basándonos en nuestros primeros resultados, restringiremos el término de flysch a la alternancia de areniscas y margas que se desarrolla a partir del techo de las "margas con *Micraster*" santonienses y que se inicia generalmente por unas decenas de metros de margas arcillosas sin o con raras intercalaciones areniscosas, pero que contienen interestratificados esporádicos niveles de brechas monogénicas incluidas en una preponderante matriz arcillosa, derivadas de las mencionadas "margas con *Micraster*", y que poseen las características típicas de los olistostromas.

El espesor local de este flysch es por lo menos de 700-800 m en los alrededores de Pobra de Segur. Hacia la parte superior, aunque los afloramientos no permiten observar una efectiva continuidad de sedimentación, estos depósitos pasan a las facies arcillosas con corales y a las areniscas y margas con *Echinocorys* anteriormente citadas.

Regionalmente, estos sedimentos pasan rápidamente hacia el E a facies de plataforma, mientras hacia el W pueden seguirse hasta el valle del río Esera, donde se desarrolla una potente serie, que puede observarse inmediatamente al N de Campo.

(1) Esso Production Research-European, 33-Bègles (Francia).

(2) Facultad de Ciencias, Universidad de Barcelona.

La descripción de las características sedimentológicas principales de este flysch, en la zona comprendida entre Poble de Segur y el valle del río Ribagorzana, constituye el tema de una próxima publicación (MUTTI & ROSELL, en preparación). Uno de nosotros (J. ROSELL) está también revisando la bioestratigrafía de esta misma unidad. En la presente nota, que consideramos como preliminar, se describe una característica particular de este flysch, que, a nuestro parecer, reviste una cierta importancia.

Tal característica corresponde a la presencia de frecuentes estratos de hasta 30 cm de espesor, con laminación oblicua a gran escala (3), que alternan con turbiditas bien definidas por típicas estructuras infra- e intraestratales.



FIG. 1. — Estratos medio-delgados de arenisca fina, delimitados por superficies planas paralelas y mostrando el desarrollo de estructura interna típica del depósito de suspensión turbulenta madura (*traction-plus-fallout structures*). Cada estrato muestra en la base un delgado intervalo con laminación paralela, sobre el que existe un intervalo con *ripples* de corriente, en su mayoría de tipo ascendente (*climbing ripples*). El sentido de la corriente es de izquierda a derecha. Hacia la parte alta, cada uno de los estratos mostrados en la foto se completa con un intervalo con delgada laminación paralela superior al que se superpone una pelita homogénea. Estos estratos representan típicas turbiditas de facies de cuenca (Mutti y De Rosa, 1968) y, utilizando la terminología de Bouma (1962), cada estrato puede ser definido como una secuencia del tipo Tb-e.

Observaciones de campo

A lo largo del barranco de Montsor, inmediatamente al N de Poble de Segur, puede observarse una serie del flysch que nos ocupa, de espesor superior a los 600 m a partir de las "margas con *Micraster*".

Esta sucesión posee todos los caracteres de turbiditas. Los estratos de arenisca poseen el contacto de base neto, con abundantes huellas físicas y orgánicas, y con tránsito gradual, hacia la parte alta, a los interestratos margosos. Las estructuras sedimentarias

de corriente son muy abundantes e indican una dirección prevalente de transporte de los sedimentos del E y del E-SE. La gran mayoría de los estratos poseen estructuras internas bien definidas y dispuestas según una secuencia vertical fija (foto 1) que corresponde a la expuesta en el trabajo de BOUMA (1962) (4).

Utilizando la terminología de WALKER (1967), los sedimentos pueden referirse en gran parte a una facies distal de turbiditas, a los que se asocian intercalaciones de areniscas más groseras, en estratos potentes y masivos con características de facies más proximal.

En conjunto, a excepción de la parte estratigráficamente más baja, estos depósitos pueden asimilarse a las turbiditas de cuenca en el sentido expuesto por MUTTI & DE ROSA (1968).

Especialmente en el interior de la zona con facies proximal, así como en la facies distal, aunque menos frecuentemente, existen estratos con granulometría media y grosera totalmente diferentes de las turbiditas antes mencionadas.

Estos estratos se hallan limitados por su superficie inferior neta, normalmente llana y con moldes de *tool* y *scour marks* (5), y con la superficie superior casi siempre neta, ondulada más o menos marcadamente y plano oblicuo respecto a la inferior. El espesor de estos estratos es por consecuencia discontinuo lateralmente, con forma lenticular plano-convexa hacia lo alto en el primer caso o con forma de cuña en el segundo. El espesor máximo que hemos medido es del orden de los 30-35 cm.

La estructura interna de estos estratos está representada por una laminación oblicua a gran escala puesta en evidencia por una diferente granulometría o, más frecuentemente, por la alineación de cantos de arcilla (foto 2). El ángulo máximo de inclinación de las láminas, respecto a la superficie de estratificación principal, es del orden de 30° y más normalmente comprendido entre los 5 y 20°. El sentido de la inclinación es uniforme y coincide sensiblemente con el de las paleocorrientes que pueden medirse en las estructuras lineares existentes en la base de estos estratos o en los que se hallan inmediatamente por debajo y por encima de los mismos.

(4) En la obra de Bouma (1962, p. 49), la secuencia tipo de un estrato depositado por una corriente de turbidez está constituida, de la parte alta a la baja, por los siguientes intervalos de deposición; pelita homogénea (e), intervalo con laminación paralela superior (d), intervalo con *ripples* de corriente y laminación convoluta (c), intervalo con laminación paralela inferior (b) e intervalo granuloclasificado (a). Esta secuencia se indica con el símbolo Ta-e.

(5) En el trabajo de Dzulynski y Sanders (1962) las estructuras de corriente se clasifican en dos categorías principales: *scour marks*, resultantes de la acción erosiva de una turbulencia directamente aplicada sobre un fondo de fango semiconsolidado y *tool marks*, derivados de una abrasión producida sobre el mismo fondo por objetos transportados por la corriente. El estudio de la propiedad direccional de los sedimentos se basa ampliamente en estas estructuras.

(3) En la clasificación de Allen (1968, p. 98) se define que poseen gran escala un grupo de láminas oblicuas cuando el espesor del grupo es mayor de 5 cm.

En el caso más frecuente, las láminas oblicuas aparecen constituyendo un único grupo en el estrato y no se nota que formen unos paquetes individuales separados por superficies de erosión. Estas láminas se apoyan directamente sobre la superficie inferior de estratificación, la que normalmente no es erosional y respecto a esta última tienden a ser débilmente asintóticas hacia la base.

A veces algunos estratos pueden contener incluso más de un grupo de láminas oblicuas y, en tal caso, cada paquete de láminas tiene forma de cuña irregular, individualizado por superficies débilmente cóncavas hacia la parte alta y aparentemente no erosionales.

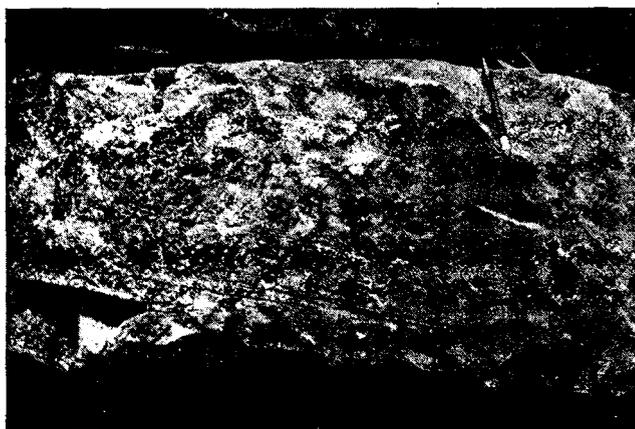


FIG. 2. — Estrato de arenisca grosera, con pequeños elementos conglomeráticos delimitados por superficies netas y mostrando, como estructura interna, una laminación oblicua a gran escala puesta en evidencia por la orientación de los cantos de arcilla. Las láminas se hallan inclinadas alrededor de 7° con respecto a la superficie inferior de la estratificación. El sentido de la corriente es de izquierda a derecha.

En la parte interna de estos estratos caracterizados por la laminación oblicua no existe una clasificación granulométrica vertical análoga a la que se puede observar normalmente en los depósitos de corrientes de turbidez: diferencias granulométricas, cuando se hallan presentes, son sólo perceptibles a lo largo de las láminas y entre una y otra lámina, independientemente de la posición que ocupe la lámina en el estrato.

La superficie de estratificación superior es neta y trunca por consecuencia la parte superior de la lámina oblicua. Por esto, en el techo de estos estratos se desarrolla bruscamente, con un evidentísimo cambio en la granulometría, la arcilla margosa o un delgado nivel de *silt* en el cual puede reconocerse la presencia de delicados *ripples* de corriente.

Discusión

La presencia de laminación oblicua a gran escala es relativamente rara, pero no excepcional en facies particulares de las turbiditas, muy proximales, ricas en conglomerados y con características de tránsito a depósitos de deslizamientos en masa (DZULYNSKI, KSIĄZKIEWICZ & KUENEN, 1959; UNRUG, 1963; DZULYNSKI & WALTON, 1965). Este tipo de sedimentos, conocidos comúnmente bajo el nombre de flujo-turbiditas (*fluxoturbidites*), tiene como carácter principal la falta de una organización vertical bien definida de las estructuras intraestratales, y por consecuencia, la laminación oblicua a gran escala no puede asignarse a un intervalo deposicional concreto.

La estructura por nosotros observada, se desarrolla, por el contrario, en sedimentos más evolucionados, con estratificación externa bien definida y sobre todo asociados a turbiditas típicas, con estructuras intraestratales rigurosamente organizadas según una secuencia vertical fija.

Una estructura análoga a la nuestra, por su morfología y tipo de facies de los depósitos asociados, ha sido únicamente señalada por HUBERT (1966) en el Ordoviciense de Escocia. En el caso descrito por este autor, el intervalo que contiene laminación oblicua a gran escala se halla limitado por una superficie superior muy neta, por encima de la cual se desarrollan regularmente grupos de láminas oblicuas a pequeña escala (*current ripple division*), seguidos de láminas paralelas y pelita homogénea. En nuestro caso, como se ha visto, los estratos caracterizados por laminación oblicua a gran escala se hallan generalmente cubiertos directamente por pelita y el delgado intervalo de *silt* con *ripples* de corriente, que se puede intercalar entre la pelita y la arenisca con laminación oblicua, parece poseer características de un depósito residual, a partir de una pequeña suspensión que permaneció en movimiento después de la sedimentación del episodio más grosero.

Morfológicamente, la laminación oblicua a gran escala por nosotros observada, puede incluirse en los tipos de estratificación que se forman en condiciones de bajo régimen de flujo (*lower flow regime* de SIMONS, RICHARDSON & NORDIN, 1965) y que, caracterizados por laminación interna, tabular o festoneada, representan el resultado de formas geométricas particulares de lechos aluviales, artificiales o naturales, constituidos por sedimentos sueltos y conocidos con el nombre de duna y barra (HARMS & FAHNESTOCK, 1965).

HUBERT (1966) habla explícitamente de duna en el caso de la laminación oblicua en la *Whitehouse Formation* del Ordoviciense superior de Escocia.

Con los datos existentes a nuestra disposición no

podemos ser tan explícitos. La ausencia de una verdadera y propia laminación festoneada, la uniformidad de inclinación de las láminas y los caracteres de la superficie superior de estratificación pueden ser atribuidos en nuestro caso tanto a una duna como a una barra.

Resta el hecho de que este tipo de estructura no es tan raro como se podría pensar y que, por otra parte, en los conocimientos actuales no existe una explicación segura de su significado deposicional.

Su existencia, junto con la antiduna longitudinal recientemente señalada por WALKER (1967), reclama la necesidad de una atenta observación de campo del término inferior de la secuencia de BOUMA (1962) que parece ser más complejo en la realidad de lo que podría suponerse a través de su definición original.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J. R. L. (1963): The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, vol. 2, fasc. 2, pp. 93-144, Amsterdam.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some Flysch deposits. Vol. de 168 pp., Elsevier Publishing Co., Amsterdam.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M., KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in Flysch of the Polish Carpathians. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 70, pp. 1089-1118, Nueva York.
- DZULYNSKI, S., SANDERS, J. E. (1962): Current marks on firm mud bottom. *Connecticut Acad. Arts. Sc.*, vol. 42, pp. 57-96, New Haven.
- DZULYNSKI, S., WALTON, E. K. (1965): Sedimentary features of Flysch and Greywackes. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 274 pp.
- HARMS, J. C., FAHNESTOCK, R. K. (1965): Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Río Grande), in Middleton G. V., editor, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, *Soc. Econ. Pal. Miner.*, Special Public., n.º 12, pp. 84-115, Tulsa.
- HUBERT, J. F. (1966): Sedimentary history of Upper Ordovician geosynclinal rocks. Girvan, Scotland. *Jour. Sedimentary Petrology*, vol. 36, fasc. 3, pp. 677-699, Menasha.
- MUTTI, E., DE ROSA, E. (1968): Caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano e della Formazione di Val Luretta nel basse Appennine di Piacenza. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, vol. 74, fasc. 1, pp. 71-131, Milano.
- ROSELL SANUY, J. (1967): Estudio geológico del sector Prepirenaico comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida), *Pirineos*, año XXI (1965), n.º 75-78, pp. 9-214, Zaragoza.
- SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V., NORDIN, C. F. (1965): Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, in Middleton G. V., editor, Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, *Soc. Econ. Pal. Miner.*, Special Public., n.º 12, pp. 34-52, Tulsa.
- UNRUG, R. (1963): Istebna beds-a fluxeturbidite formation in the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, vol. 33, fasc. 1, pp. 49-92, Kraków.
- WALKER, R. G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sedimentary Petrology*, vol. 37, fasc. 1, pp. 25-43, Menasha.
- WALKER, R. G. (1967): Upper flow regime bed forms in turbidites of the Hatch Formation, Devonian of New York State. *Jour. Sedimentary Petrology*, vol. 37, fasc. 4, pp. 1052-1058, Menasha.