

# Sedimentación fluvial en la terraza media del Río Esla entre Vega de Infanzones y Villaquejida (León)

A. HERRERO

*Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), C/ República Argentina 30, 1º, 24004 León.*

**Resumen:** Al Sur de la provincia de León, los niveles de terraza se encuentran encajados sobre sedimentos del Terciario superior. Estos materiales fueron erosionados por un sistema fluvial que es el que generó cada uno de los horizontes de terraza. Se estudia la Terraza Media de la margen derecha del río Esla, entre Vega de Infanzones y Villaquejida. Esta terraza está cortada por un escarpe, que da paso a las terrazas más bajas y a la llanura de inundación actual del río. La terraza está constituida por facies de conglomerados de gran tamaño, con cuñas de material arenoso. Estos materiales proceden del reciclaje de terrazas más antiguas, de sedimentos del Terciario superior de la zona, así como del Paleozoico de la Cordillera Cantábrica. Estos sedimentos fueron depositados por un sistema fluvial trenzado, con abundante carga de gravas. El canal del río estuvo dividido en canales menores, de escasa profundidad y anchura; en él se desarrollarían varios tipos de barras: longitudinales, transversas y compuestas. Estas barras pueden estar aisladas, superpuestas, compuestas o tener acreción lateral. Las paleocorrientes medidas señalan una dirección de flujo dirigida hacia SSE.

**Palabras clave:** sedimentología, terrazas, barras de gravas, fluvial trenzado, río Esla, Cuenca del Duero, España.

**Abstract:** In the south of the province of León the terrace levels rest over Upper Tertiary sediments. These materials were eroded by the fluvial system which produced each of the terrace layers. A study has been made in the Mean Terrace situated in the right bank of the Esla River, between Vega de Infanzones and Villaquejida area. This terrace is cut by a scarp which has given way to the lower terraces and to the present floodplain of the Esla River. The terraces consist of gravels facies, with wedges of sandy material. These materials originated from the recycling of older terraces, from the Upper Tertiary in the area, and also from the Paleozoic in the Cantabrian Range. The terrace consist of sediments left by braided stream systems with an abundant bed gravel load. The river bed would be divided into several shallow and narrow channels. Various types of bars would have developed in this channel: longitudinal, transversal and compound. These bars may be isolated, superposed, compound and with lateral accretion. The paleocurrents measured show a SSE flow direction.

**Key words:** sedimentology, terraces, gravel bars, braided stream, Esla river, Duero basin, Spain.

Herrero, A. (1994): Sedimentación fluvial en la Terraza Media del río Esla entre Vega de Infanzones y Villaquejida (León). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 229-238.

La cuenca del Duero en la provincia de León, está enclavada entre dos grandes zonas de montaña del Macizo Hespérico. Son, al norte, la Cordillera Cantábrica; y al oeste los Montes de León, (Fig. 1). En esta provincia, los sedimentos cuaternarios tienen un amplio desarrollo desde la Cordillera Cantábrica hacia la Cuenca del Duero, donde recubren a una buena parte de los materiales del Mioceno superior. La vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica se encuentra drenada actualmente por cinco ríos principales que discurren de Norte a Sur, y que de Oeste a Este son: Orbigo, Bernesga, Torío, Porma y Esla. Este último, es a su vez, el colector principal de todos ellos y de gran parte de la vertiente NO del Macizo Hespérico y de la Cuenca del Duero, siendo afluente por la derecha del río Duero (colector de la Cuenca).

El encajamiento y jerarquización que sufren esos ríos desde hace varios millones de años, y que prosigue en la actualidad, se produce sobre materiales de edad terciaria provocando una gran pérdida de volumen de sedimentos en la Cuenca. Otra consecuencia muy importante de este encajamiento es la probabilidad de producirse capturas fluviales debido a la migración lateral de los canales principales. Esto se puede deducir además, cartográficamente, con la alineación, transversal al cauce actual, de los escarpes de terraza más altos, y también con su asimetría. Finalmente, la consecuencia inmediata de la evolución fluvial fue la agradación vertical de los canales fluviales, como se deduce de las características de los depósitos que forman las terrazas. Estos horizontes son los que constituyen el paisaje fundamental de esta parte de

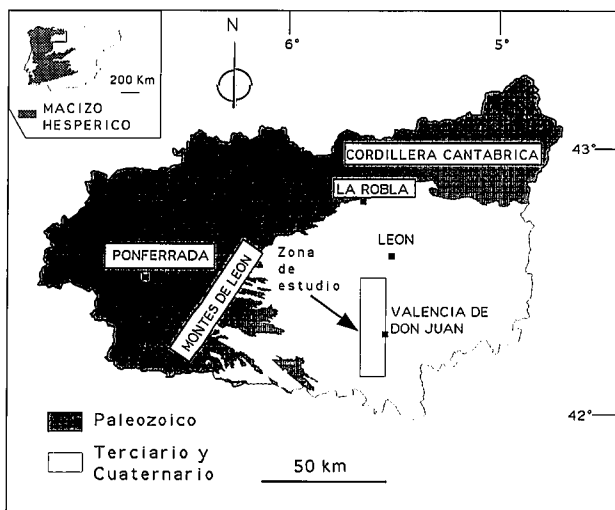


Figura 1.- Localización de la terraza estudiada en la provincia de León.

la Cuenca del Duero. Los encajamientos principales y los eventos de agradación estarían controlados por los cambios tectónicos y climáticos, cambios locales y globales respectivamente (Bull, 1990 y 1991). En este sentido, Martín-Serrano (1991) señala que el encajamiento de la red fluvial en la Meseta no es debido a una convulsión neotectónica, sino más bien una consecuencia de la continua evolución morfoestructural alpina de la Cuenca del Duero y de sus bordes.

El nivel de terraza estudiado es la "terrazza primera" de Leguey y Rodríguez (1970). Estos autores modifican en su nomenclatura el orden habitual de numeración de las terrazas, considerando tres niveles para la cuenca del

Esla. Dos de estos niveles (terrazas primera y segunda) están presentes a ambos lados del río. El nivel superior, o "tercer nivel de terraza" de estos autores, estaría representado únicamente en la margen izquierda. Por su parte Torrent (1976) señala para la cuenca del Esla un total de 13 niveles de terraza. Posteriormente, Suárez Rodríguez *et al.* (*in litt*) en una cartografía realizada a escala 1:200.000, agrupan las terrazas del Esla en 4 niveles: superior, media superior, media inferior e inferior. Los afloramientos estudiados en este artículo se localizan en la terraza media superior e inferior de estos autores, (Fig. 2).

La carga transportada por el sistema fluvial fue de gravas y arenas muy gruesas, de forma similar a lo que se encuentra en otras partes de la Cuenca del Duero (Molina y Pérez González, 1989). La litología dominante de los clastos es cuarcítica y también se ha detectado un porcentaje alto de areniscas ferruginosas, litarenitas, conglomerados y algún clasto de roca ígnea. Estos materiales proceden principalmente del reciclaje de terrazas más antiguas y de los sedimentos terciarios del borde Norte de la Cuenca del Duero. Otra parte importante de los sedimentos son aportados por las rocas paleozoicas de la Cordillera Cantábrica, donde se encuentra enclavada la cabecera del sistema fluvial. La distancia desde el borde de la Cuenca hasta la zona estudiada, se sitúa entre 30 y 70 Km.

Los afloramientos que se estudian en este trabajo están situados en la margen derecha del río Esla, a cotas entre 15 y 40 m por encima del cauce y entre las localidades de Vega de Infanzones y Villaquejida. Por debajo de esta terraza se abre un amplio valle fluvial ocupado por sedimentos cuaternarios, que forman las terrazas más recientes y la llanura de inundación del río.

#### Analisis de facies de la terraza.

Los cortes efectuados tanto para la extracción de áridos como para el establecimiento de vías de comunicación han facilitado la observación de los sedimentos. Se ha llevado a cabo un estudio de esta terraza mediante la realización de varios perfiles sedimentológicos y de esquemas de afloramientos. La potencia medida para este nivel oscila entre 4 y 8 m, aunque localmente puede ser mayor. El análisis de facies se ha realizado empleando la geometría, litología, estructuras tractivas y paleocorrientes de los sedimentos. Este análisis de facies permite deducir y estudiar la morfología del lecho fluvial, que estuvo constituido por canales y barras. El estudio se ha centrado en la identificación de los tipos de barras y de su posición dentro del canal. En los cortes estudiados en este nivel de terraza se encuentran pobremente representados los sedimentos de llanura de inundación. La nomenclatura utilizada, y la interpretación ha sido adaptada y modificada de los trabajos de Miall (1977 y 1978), Harms y Fahnestock (1965) y Rust (1978).

El conjunto de facies encontradas en este nivel de terraza es de naturaleza siliciclástica, todas ellas con un color rojo predominante. Las facies de arenas están muy subordinadas a las de gravas, que son las más abundantes. Sobre la base de la granulometría podemos dividir estas facies para su estudio en conglomeráticas, arenosas y lutíticas.

*Las facies conglomeráticas.* Son las más abundantes y siempre se pueden seguir lateralmente a lo largo de los

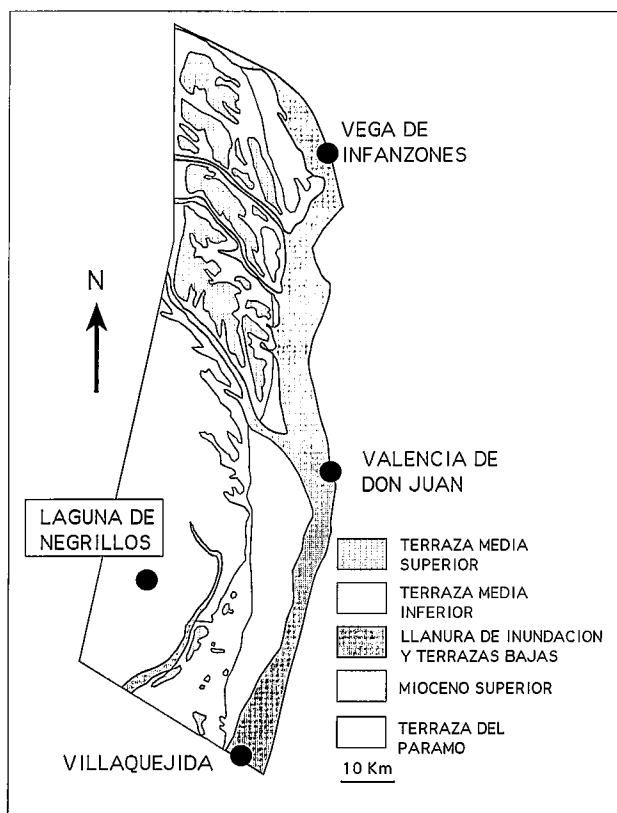


Figura 2.- Esquema geológico de la zona. Modificado de Suárez Rodríguez *et al.* (*in litt*).

afloramientos. Se trata de ortoconglomerados con matriz microconglomerática, muy mal clasificados y con un buen redondeamiento. Ocasionalmente el soporte de los clastos es la matriz arenosa. La cementación es prácticamente nula y los clastos suelen presentar el eje "a" transversal y el eje "b" imbricado. El tamaño máximo observado es de 35 cm, mientras que el tamaño medio más frecuente oscila entre 6 y 9 cm.

Estos conglomerados internamente están ordenados con estratificaciones cruzadas en surco (Gt) y planares (Gp) y, también se presentan masivas o con difusa estratificación horizontal (Gm). En las facies Gt el espesor de las láminas es del orden de 30 cm, y la anchura de los surcos es variable entre 3 y 7 m. Pueden aparecer asociadas con facies Gm, o bien, de forma aislada en canales. Por lo que respecta a la facies Gm, cuando los afloramientos permiten visualizar un espesor considerable, aparecen con estratificaciones horizontales, los sets miden alrededor de 1 m de espesor, adelgazándose hacia la parte superior hasta 0,2-0,4 m.

*Las facies arenosas.* Se intercalan en cuñas en general aisladas entre las facies conglomeráticas, y sin alcanzar gran espesor (entre 0,3 y 1 m). El color dominante es rojo y ocasionalmente amarillo. Son de granulometría gruesa y pueden llegar a ser verdaderos microconglomerados. Se presentan muy limpias, prácticamente sin matriz y en algunos casos la clasificación es muy buena.

Internamente presentan estratificaciones cruzadas en surco (St), planares (Sp), estratificación horizontal (Sh) y también laminaciones cruzadas de ripples (Sr). En algún caso no se han observado. Los perfiles y la geometría que se detecta en los afloramientos permiten la diferenciación de varios tipos de barras que a continuación se describen. do estructuras (Sm). Tanto en la facies St, como en la Sh las láminas son milimétricas, estando en ocasiones remarcadas por algún gránulo o canto muy pequeño. Las facies Sp desarrollan láminas que al agruparse no superan los 0,5 m de espesor. La laminación resalta aún más por la alternancia de colores rojos y amarillos, tal vez es-

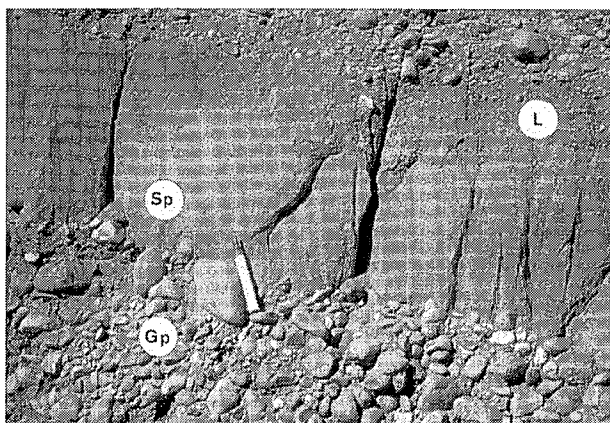


Figura 3.- Aspecto de campo de las facies conglomeráticas y arenosas con estratificación cruzada planar (Gp y Sp), al este de Benazolve. En estas últimas, se aprecia la laminación centimétrica. La parte superior de esta capa es ya conglomerática y representa una nueva avalancha (L).

te relacionado con transiciones en el tamaño de grano (Fig. 3). Los sets de ripples (Sr) no suelen superar los 3 cm de altura, con láminas milimétricas.

*Las facies lutíticas.* Estas facies son muy escasas en el registro sedimentario. Todo lo más se restringen a varios centímetros de espesor con laminación horizontal (FI).

**Tipos de barras.**

Se han estudiado más de 50 perfiles en esta terraza, entre los que destacan los situados en los alrededores de Villaquejida, Ardón, Vega de Infanzones y Villalobar. Los perfiles y la geometría que se detecta en los afloramientos permiten la diferenciación de varios tipos de barras que a continuación se describen.

*Barras longitudinales.*

Están formadas únicamente por la superposición de facies Gm (Figs. 4 y 5). En ocasiones, aparecen cuñas de facies St y Sr. En los perfiles donde ha sido estudiada la facies Gm aparece organizada en sets estratodecrecientes, con láminas horizontales. Los depósitos presentan una

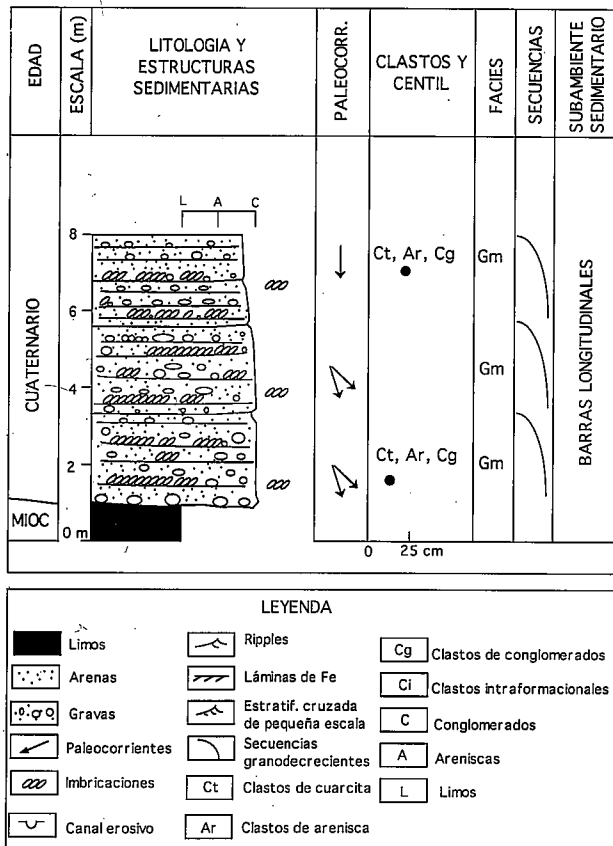


Figura 4.- Perfil estratigráfico de la terraza al Sur de Villalobar. Se trata de facies conglomeráticas esencialmente masivas (Gm), con cuñas de facies arenosas con estratificación cruzada en surco (St), pertenecientes a barras longitudinales.

tendencia vertical a la disminución de la granulometría.

Las medidas efectuadas en imbricaciones tanto en la base de las capas como en el interior, indican una dirección de paleocorrientes entre 130°-160°. En este tipo de facies pueden existir pasos laterales a otras facies, como Gt, con geometría canalizada, y facies St y Sr aisladas en cuñas. La facies St aparece con una potencia inferior a 40 cm, son microconglomeráticas y las paleocorrientes

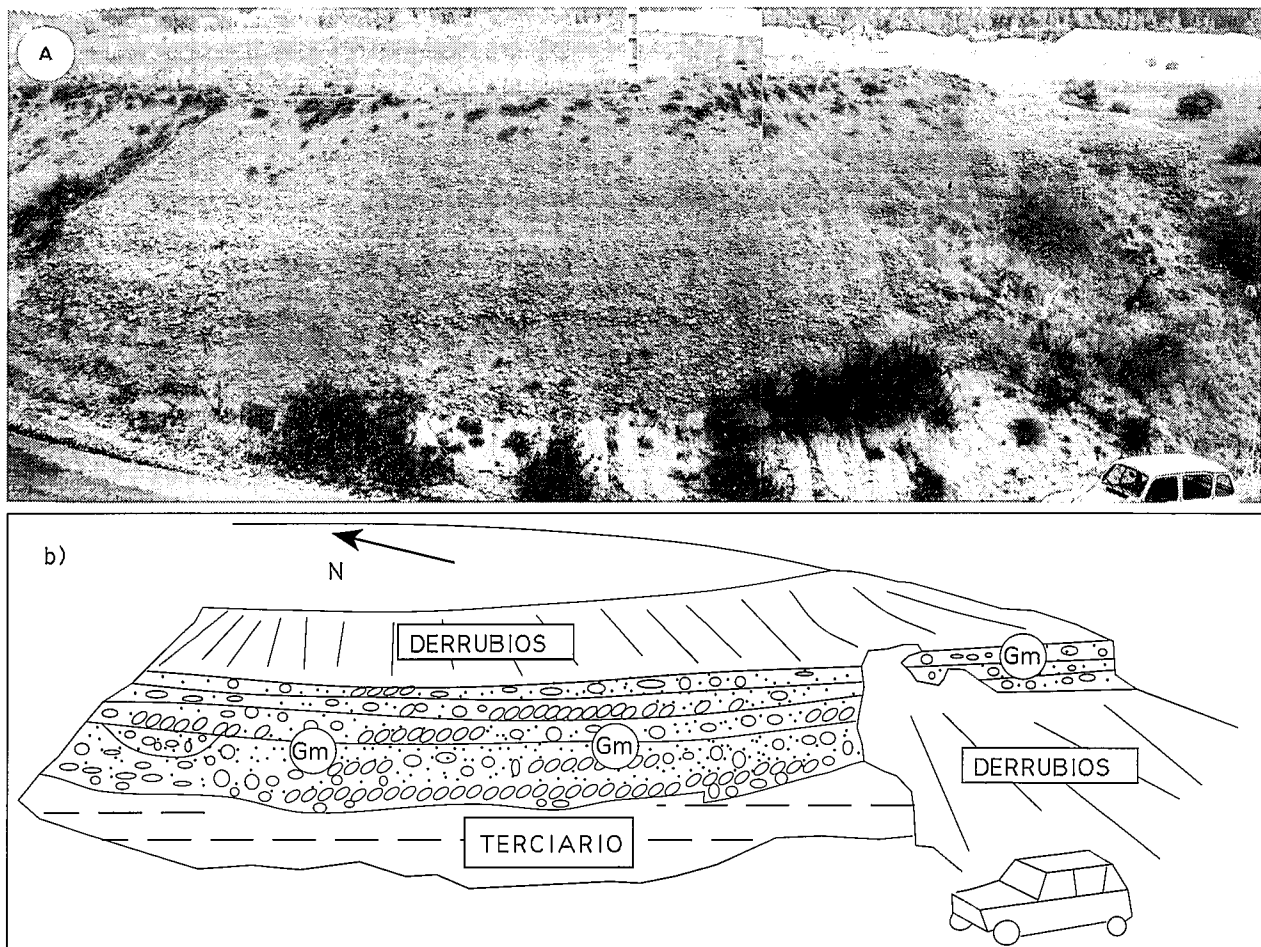


Figura 5.- a) Aspecto de campo de las facies conglomeráticas masivas (Gm), al sur de Villalobar que forman una superposición de barras longitudinales. El norte esta situado hacia la derecha. b) Esquema obtenido a partir de la fotografía.

marcan una dirección hacia  $180^\circ$ . Los ripples (Sr) tienen una altura entre 2 y 4 cm.

Los procesos de iniciación y migración de una barra longitudinal no están bien conocidos. La fracción más gruesa es transportada aguas abajo y en condiciones locales se puede acumular en el centro del canal (Leopold y Wolman, 1957) creando un núcleo. En un primer estadio con una disminución de flujo, se sedimenta la carga de fondo bajo una "capa difusa de gravas" (Hein y Walker, 1977), formándose una barra central con un espesor de unos clastos. El flujo sería alto, unidireccional y paralelo a la barra. Las partículas más finas pasan sobre estos mantos, pero parte puede quedar atrapada entre los clastos (Leopold y Wolman, *op cit.*), formando la matriz.

La acreción y crecimiento de la barra se producen a través de láminas inclinadas con muy bajo ángulo. Rust (1972) observa ángulos inferiores a  $3^\circ$ , para estas láminas y sugiere que el lugar preferente para la sedimentación es la superficie de la barra. La tendencia positiva en la granulometría de algunas capas reflejaría condiciones de flujo algo menor. Sería indicativo de un cierto desplazamiento lateral de la barra (Smith, 1974; Steel and Thompson, 1983).

Este tipo de barras longitudinales superpuestas se origina como consecuencia de una pérdida en la capacidad de transporte de la corriente (Smith, *op cit.*), que no podría transportar este tamaño de grava. La energía del flujo sería muy alta (Rust, *op cit.*). Las facies arenosas se

originan como consecuencia de la migración de formas menores (ripples y dunas) sobre la superficie de la barra, cuando cae el estado de flujo. En ocasiones se originan pequeños retoques por canales, que erosionan la parte superior de la barra, y ordena los conglomerados en facies Gt, equivalentes a los canales de segundo orden de Williams y Rust (1969). Se forman por la caída del estado de flujo (Smith, *op. cit.*).

#### Barras compuestas.

Son las formadas, en un contexto de procesos con erosión y sedimentación, por la superposición de diferentes tipos de barras. Este tipo de barras está muy distribuido por toda la terraza y puede estar representado por diferentes asociaciones de facies.

**Barras transversales y longitudinales.** Una de las asociaciones de facies es la formada por facies Gt que pasan a facies arenosas del tipo St, Sr o Sh. Esta secuencia se encuentra en muchas ocasiones, truncada y pasa de nuevo a facies Gt o Gm, a través de una superficie de erosión con diferencias de tamaño de clastos y en la evolución de las estructuras (Figs. 6 y 7). Con ellas se inicia un nuevo ciclo de barras transversales o longitudinales, que son las responsables de este tipo de barras compuestas.

En la parte inferior de la secuencia se desarrollan gravas con estratificación cruzada en surco (facies Gt). En secciones perpendiculares al flujo, la altura de los surcos

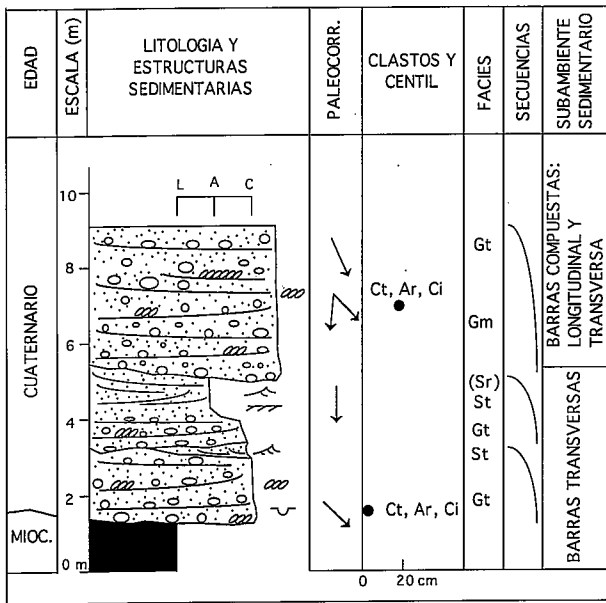


Figura 6.- Perfil estratigráfico de la terraza al norte de Ardón. Se observa una secuencia de facies conglomeráticas y arenosas con diferentes estructuras, pertenecientes a barras transversas y longitudinales. Las paleocorrientes señalan flujos hacia el SSE. Misma leyenda que en la figura 4.

en facies Gt es inferior a los 2,5 m y puntualmente pueden superar los 5 m. Las medidas de paleocorrientes efectuadas en ejes de surcos proporcionan una dirección de 150°. Por otro lado, las efectuadas en clastos imbricados se dispersan entre 140° y 180°.

Pueden aparecer intercaladas facies St, con carácter microconglomerático. Su geometría es claramente lenticular, con un espesor que rara vez supera a 0,5 m. Las direcciones de los ejes de surcos permiten medir hacia 170°-180°.

La parte superior de la secuencia puede estar complementada con otras facies más arenosas. El desarrollo de

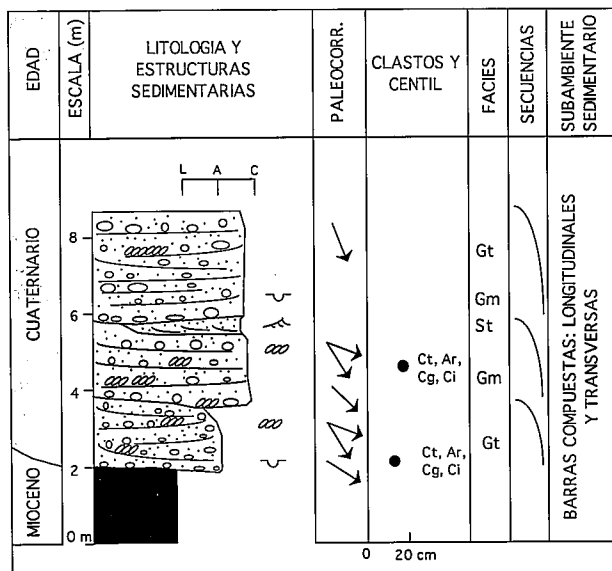


Figura 7.- Perfil estratigráfico al sur de Benazolze. Los canales se rellenan con facies de conglomerados con estratificación cruzada en surco (Gt). Las paleocorrientes señalan flujos al SE. Misma leyenda que en la figura 4.

estas facies más finas está limitado a escasos metros de espesor, acuciándose lateralmente. Se observan, de forma aislada, láminas y nódulos ferruginosos de escasos milímetros de espesor y diámetro. Estas facies arenosas pueden desarrollar internamente estratificaciones cruzadas en surco, laminaciones de ripples o bien laminaciones horizontales. Este conjunto de facies no aparecen asociadas entre sí, formando una secuencia, sino que se presentan aisladas. Sólomente se ha llegado a encontrar facies St con alguna intercalación de facies Sr, corresponden a formas menores que migran sobre el "stoss side" de la barra.

Las dos partes bien diferenciadas de esta asociación, se interpretan como formas de acumulación de gravas en el canal, donde la facies Gt resulta bien de la migración de barras transversas de crestas curvas (Miall, 1985), bien de un relleno de canales, normalmente excavados en una etapa de aguas altas. Las barras transvesas se producen en áreas de ensanchamiento del canal o por un aumento brusco de la profundidad del canal. De este modo, reflejan la máxima actividad de la corriente.

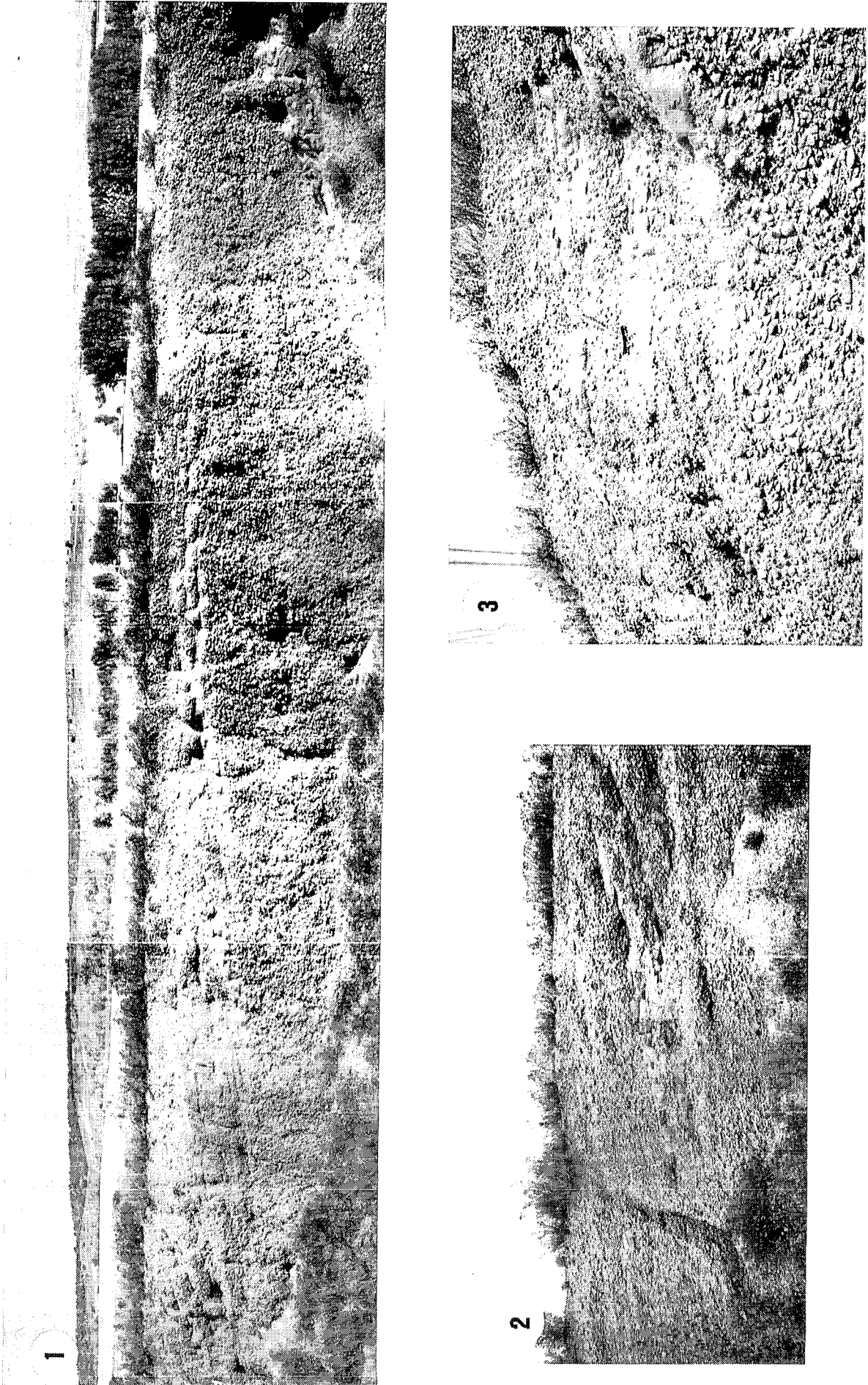
El flujo sería alto similar al descrito por Blodgett y Stanley, (1980), quienes señalan cuatro procesos de modificación, en las barras, en el tránsito de flujo alto al bajo. Uno de estos procesos es la formación de canales en el techo de la barra que sufre erosión. El relleno de estos canales secundarios se produce mediante facies Gm o también Gt.

Las facies arenosas de la parte superior de la asociación (St, Sr, Sh) se desarrollarían en un estadio posterior de menor velocidad. La facies Sh representaría un régimen de flujo alto (Harms y Fahnestock, 1965). Cuando desciende la energía cinética y la capacidad de transporte sobre la superficie de la barra de gravas, migran dunas en facies St (Harms *et al.*, 1975) y ripples en facies Sr.

*Barra con acreción lateral.* Otro tipo de barras compuestas es el formado por una barra longitudinal a la que se superponen estructuras de acreción lateral. En las proximidades de Villaquejida, y apoyadas sobre sedimentos de una barra longitudinal precedente (facies Gm), aparecen superficies de estratificación inclinadas que constituyen estructuras de acreción lateral. Estas estructuras son granodecrecientes y están formadas por conglomerados, que en la parte superior tienen intercalaciones centimétricas de arenas.

El espesor de cada unidad de acreción se sitúa en torno a los 0,5 m, con una inclinación de las superficies internas entre 20° y 25°. La longitud del apilamiento de las unidades sobrepasan los 30 m para una altitud de 3 m (Fig. 8). En afloramiento se observa un paso lateral a canales de gravas y arenas. Las paleocorrientes medidas en estos canales y en imbricaciones señalan hacia 120° y entre 150° y 200°, respectivamente.

Las unidades de acreción lateral son construidas en tramos sinuosos del canal y en la dirección en que se mueve éste. Son similares a las descritas por Bluck (1971) y Ramos y Sopena (1983). La superficie que separa estas unidades de acreción de la barra longitudinal sobre la que se apoya, puede corresponder con una superficie de reactivación. La acreción se puede producir en la parte lateral de una barra longitudinal, en estados de disminución de flujo, similares a los descritos por Ramos y Sopena, (*op cit.*). En este sentido, Miall (1977) in-



**Figura 8.-** 1) y 2) Aspecto de campo de las barras con acreción lateral y detalle de las mismas. La fotografía esta tomada en las proximidades de Villaquejida y mira hacia el norte. 3) Detalle de la superficie que separa una barra longitudinal y la superior que tiene acreción lateral, nótese la diferencia en el tamaño de los conglomerados.

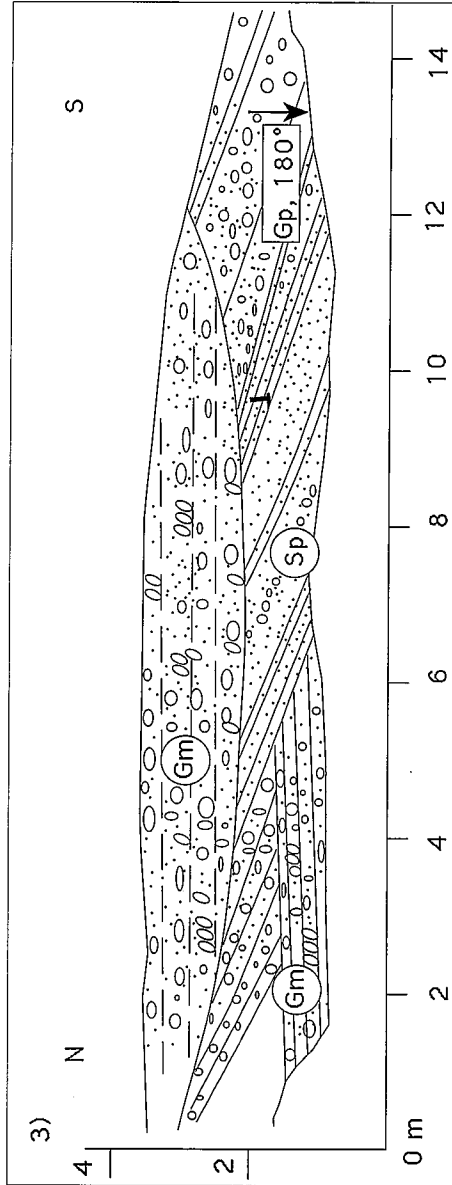
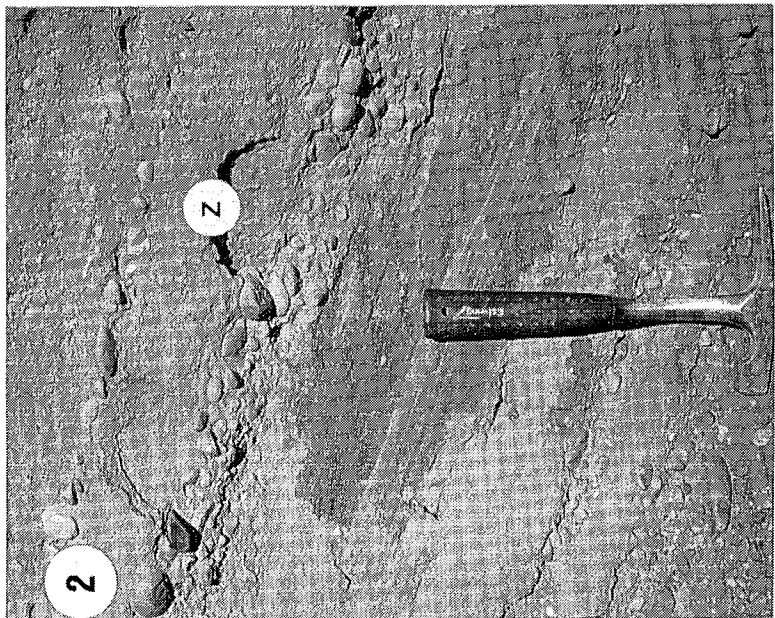
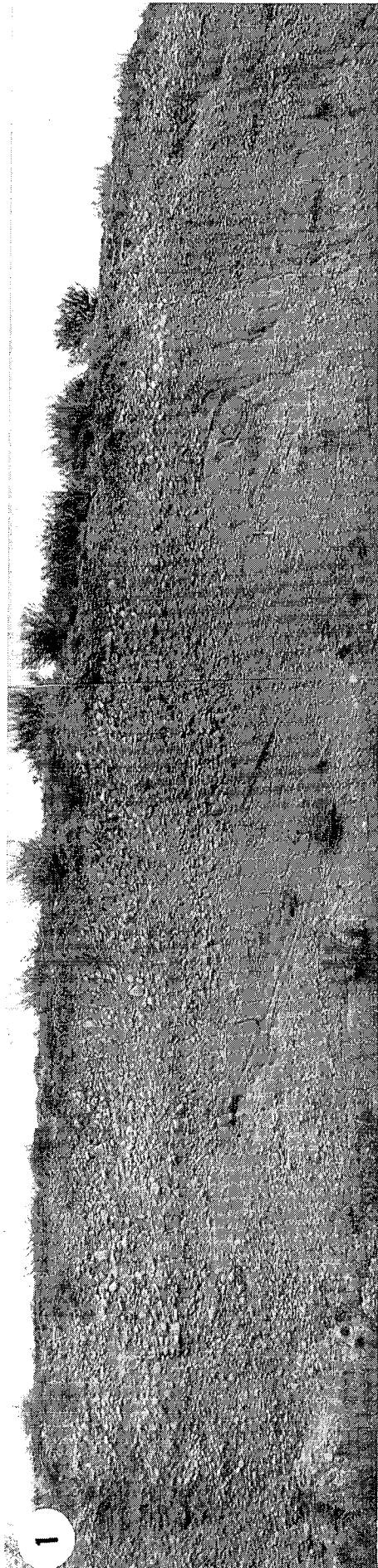


Figura 9.- 1) Aspecto de campo de las barras transversas de cresta recta al este de Benazolve. El corte tiene una dirección N-S. 2) Facies de arenas con estratificación cruzada planar (Sp) con las intercalaciones de cantos. 3) Esquema obtenido a partir de la fotografía.

dica que este tipo de acreción esta muy subordinado a las barras de gravas (elemento GB).

La morfología y estructura interna de una barra lateral de materiales gruesos ha sido detallada por Bluck (1971 y 1974). En la parte proximal de la barra (*bar head*) se localizan las gravas con unidades de acreción, mientras que la parte distal (*bar tail*) sería más arenosa.

Se citan dos posibles orígenes para depósitos similares a estos: uno esta relacionado con una disminución de flujo (Ramos y Sopena, *op cit.*; Arche, 1983). Y el otro indica una altura de la barra suficientemente grande, para que los clastos no puedan transportarse sobre ella (Ramos y Sopena, *op cit.*).

En resumen, esta barra compuesta puede estar formada por una barra longitudinal previa, a la que se añaden unidades de acreción que crecen en sentido transversal a la dirección principal de flujo, como se demuestra por las medidas de paleocorrientes.

#### *Barras transversas de cresta recta.*

Anteriormente se han descrito barras transversas que en muchas ocasiones se encuentra truncada por facies Gt o Gm, formando una barra compuesta. En esta terraza existe otro tipo de asociación que es la formada por la alternancia en facies Gp y Sp que se interpreta como una barra transversa de cresta recta. Este tipo de barra es la que presenta un menor tamaño de grano y un porcentaje de arenas más alto. Las gravas y arenas se disponen en *foresets* alternantes, con ángulos de buzamiento entre 30° y 40° hacia el Sur (Fig. 9). La longitud que se ha podido seguir en afloramiento es superior a 35 m, para una altura de 2,5 m. La barra esta parcialmente erosionada en la parte superior por canales de segundo orden. Los contactos entre las láminas del *foreset* están bien definidos. Las láminas de arena se suceden entre sí con un paso neto marcado por la alternancia de color rojo y ocre.

El conjunto de ambas facies representan la migración de frentes de avalancha de barras transversas. La medida de paleocorrientes efectuadas en clastos imbricados mar-

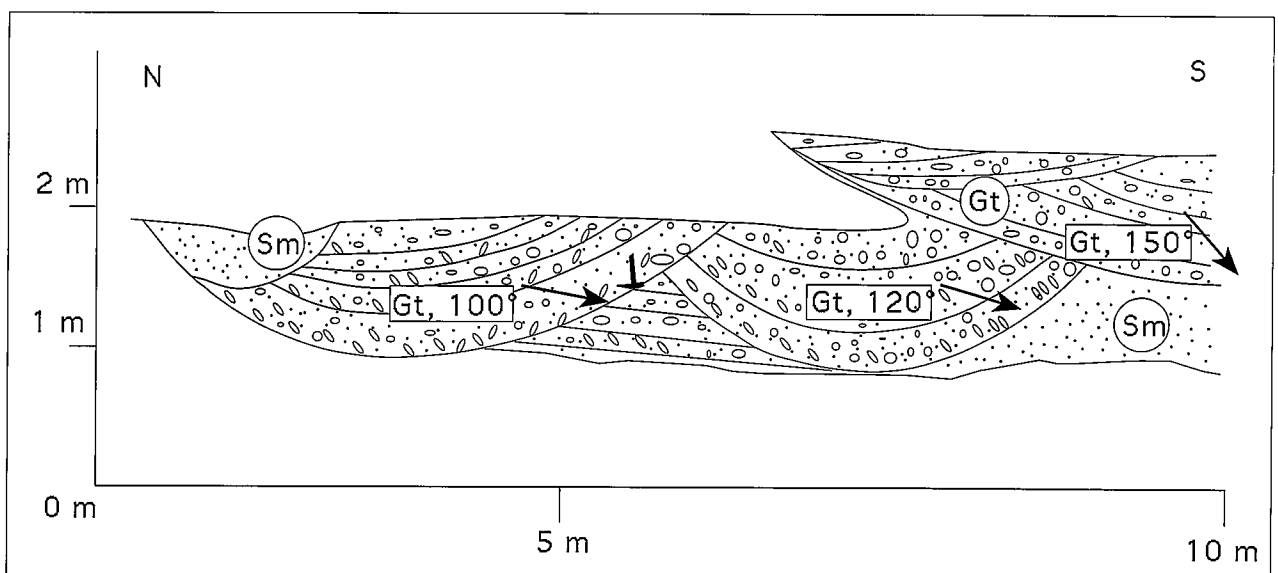
can una dirección de flujo entre 150°-190°, mientras que los frentes de avalancha migran hacia 180°. También se han podido registrar migraciones perpendiculares (hacia 280°) para estos frentes de avalancha. El crecimiento de la barra se efectuaría por lo menos en estas dos direcciones.

Cuando migran aguas abajo as barras transversas forman estratificación cruzada planar (Smith, 1978) con *foresets* de ángulo muy alto. En relación a este tipo de facies, Rust (1984) señala que hay dos procesos repetitivos que se producen en el frente de la barra: uno es la avalancha de los sedimentos más gruesos y otro es la llegada a la cresta de la barra de sedimentos de menor tamaño. Cant (1978) señala que se forman barras transversas de cresta recta durante estados de flujo muy altos. Según Hein y Walker (1977), estas barras con *foresets* bien definidos estan relacionadas con caudales de agua y sedimentación menores que en las barras longitudinales.

En estasbarras transversas de cresta recta se han encontrado canales que estan orientados perpendicularmente a la dirección de progradación de la barra. La amplitud de estos canales es de 3-4 m y su profundidad entre 1,5 y 3 m. Formados posiblemente durante la caída del estado de flujo (Blodgett y Stanley, 1980).

#### *Formas canalizadas.*

En la terraza estudiada además de los tipos de barras ya descritos se han reconocido cuerpos de canalizaciones imbricados. Estos tienen una base cóncava muy pronunciada con una anchura de 6 m y un espesor de 2 m. El relleno se produce con facies Gt, donde las láminas son cóncavas y conformes con la morfología del canal. También se rellenan con facies Sm. Las paleocorrientes medidas indican una dirección de flujo hacia 110-130° (Fig. 10). Se pueden interpretar como un relleno generado por canales móviles que migran lateralmente (Schumm, 1963) son semejantes a los que existen en ríos trenzados. Por otro lado, Doeglas (1962) describe en los ríos Durançe y Ardèche, rellenos de canales cruzados, con láminas paralelas al fondo. Son excavados durante la caída de



**Figura 10.-** Geometría de varios canales imbricados, al sur de Villalobar. El relleno se efectúa a través de conglomerados con estratificación cruzada en surco y arenas masivas (facies Gt y Sm).

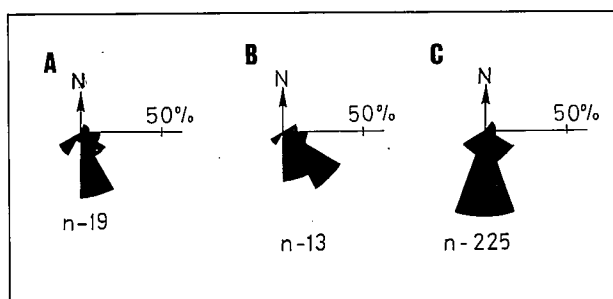


flujo y rellenos en la siguiente etapa de inundación. En resumen, este tipo de canalizaciones representan el relleno longitudinal de depresiones, formando estructuras de "cut and fill".

**Discusión y conclusiones.**

El material que forma la terraza media de Suárez Rodríguez *et al.* (*in litt*), procede de la removilización de sedimentos terciarios y de terrazas previas y también de la Cordillera Cantábrica, donde se sitúa la cabecera del sistema. Las medidas de paleocorrientes que se han realizado en imbricaciones, canales y ejes de surcos de estratificaciones cruzadas, proporcionan una dirección de flujo dirigida, en líneas generales, hacia el SSE (Fig. 11)

En el estudio sedimentológico de la terraza situada



**Figura 11.-** Medidas de paleocorrientes efectuadas en ejes de surcos de estratificación cruzada (A), canales (B) y clastos imbricados (C). n es el número de medidas.

TIPO DE BARRA	CORTE REPRESENTADO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA ASOCIACION DE FACIES	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
LONGITUDINALES			Gm	Masiva, difusa estratificación horizontal, imbricaciones
COMPUESTAS: LONGITUDINALES Y TRANSVERSAS			Gt/ Gm, St, Sr, Sh, Sm	Estratificación horizontal y cruzada, imbricaciones y superficies de erosión

**Figura 12.-** Esquema del conjunto de facies en las barras longitudinales (a) y transversas de la terraza media (b).

entre las localidades de Vega de Infanzones y Villaquejida, se han registrado varios elementos que forman la arquitectura fluvial en el sentido de Miall (1985) principalmente canales y diferentes tipos de barras. Se reconocen barras longitudinales, transversales y varios tipos compuestos, y alguno con desarrollo de unidades de acreción lateral (Figs. 12 y 13). Estos tipos de barras se crean en el centro de canal, aunque las barras con acreción lateral pueden desarrollarse adosadas al márgen del canal.

La génesis de las barras comienza en un canal activo, con una relación anchura/ profundidad grande y relacionado con un cinturón de canales móviles (Friend *et al.*,

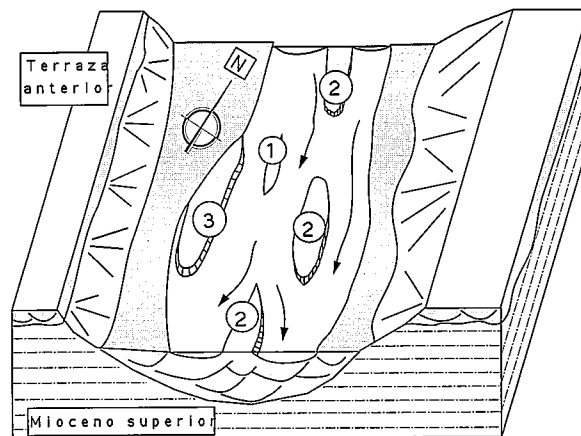
TIPO DE BARRA	CORTE REPRESENTADO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA ASOCIACION DE FACIES	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
TRANSVERSAS			Gp, Sp	Estratificación cruzada planar
COMPUESTAS: LONGITUDINALES CON ACRECION LATERAL			Gm, Gt, Gp, Sm	Estratificación horizontal y unidades de acreción lateral

**Figura 13.-** Esquema representativo del conjunto de facies en las barras transversas (a) y con acreción lateral (b).

1979; Friend, 1983). La formación de las barras tiene lugar en una zona de movilidad del canal y una rápida erosión. Por un lado las gravas se acumulan en el centro del canal bajo una "capa difusa de gravas" (Hein y Walker, 1977); con la posterior adición de clastos y matriz se generan las barras longitudinales (facies Gm). Por otro lado, las barras transversas se forman cuando los caudales de agua y sedimento descienden creándose caras de avalancha (Hein y Walker, *op cit.*) (facies Gt). Estas barras transversas pueden tener la cresta recta (facies Gp y Sp). En un estadio posterior, cuando la energía fuese disminuyendo se le pueden superponer en el techo de la barra formas menores, o pueden ser erosionadas en parte por canales secundarios. Finalmente la acreción lateral se produce en un estado de disminución de flujo, y de forma transversal al flujo principal de la corriente.

El predominio de facies Gm, Gt, Gp, y ya menor de St, Sp, y Sr; unido a una ausencia de estratificación cruzada de tipo épsilon, es indicativo de rellenos de canales trenzados. Estos canales tendrían una carga de gravas y arenas y atraviesan la cuenca de norte a sur.

La morfología tabular característica de las terrazas sería debida a la acreción vertical y lateral a partir del relleno de los canales del sistema fluvial. En medio de estos canales estarían distribuidas los diferentes tipos de



**Figura 14.-** Modelo conceptual del canal del sistema fluvial. Dentro estarían los diferentes tipos de barras migrando hacia SSE. La erosión se efectúa sobre sedimentos terciarios (limos arenosos edafizados), encajándose también entre otros niveles de terraza más antiguos. 1) Barras longitudinales; 2) barras transversas; y 3) barras con acreción lateral.

barras (Fig. 14). Al moverse lateralmente, el canal y las nuevas barras se sitúan encima de formas creadas previamente, erosionándolas en parte y creando una superposición de formas.

Es importante destacar la ausencia de sedimentos, propios de llanuras de inundación. Podría explicarse por movimientos laterales de los canales, que al ser muy activos se desplazan y erosionan los sedimentos finos de llanura, todo ello es asimilable a un modelo braided de canales (movilidad + erosión). Por último, el sistema fluvial respondería a una corriente multicanalizada, con una componente braided de moderada a alta en el sentido de Rust (1978).

Agradezco a L.P. Fernández (Universidad de Oviedo) los comentarios y críticas que sin duda han beneficiado sustancialmente el trabajo. Asimismo agradezco a F. Colombo (Universidad de Barcelona) y a otro revisor anónimo todas sus sugerencias. Finalmente agradezco a mis compañeros del ITGE la revisión del primer manuscrito.

## Bibliografía

- Arche, A. (1983): Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama river, Madrid, Spain. *Spec. Publ. Inter. Assoc. Sedim.*, 6: 313-322.
- Blodgett, R. H. y Stanley, K. O. (1980): Stratification, bedforms and discharge relations of the Platte braided River system, Nebraska. *J. Sedim. Petrol.*, 50: 139-148.
- Bluck, B. J. (1971): Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7: 93-138.
- Bluck, B. J. (1974): Structure and directional properties of some valley sandur deposits in southern Iceland. *Sedimentology*, 21: 533-554.
- Bull, W. B. (1990): Stream-terrace genesis: Implications for soil development. *Geomorphology*, 3: 351-367.
- Bull, W. B. (1991): *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press. New York. 326 p.
- Cant, D. J. (1978): Bedforms and bar types in the South Saskatchewan River. *J. Sedim. Petrol.*, 48: 1321-1330.
- Doeglas, D. J. (1962): The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1: 167-190.
- Friend, P. F., Slater, M. J. y Williams, R. C. (1979): Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136: 39-46.
- Friend, P. F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 6: 345-354.
- Harms, J. C. y Fahnestock, R. K. (1965): Stratification and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). En: *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 12: 84-115.
- Harms, J. C., Southard, J. B.; Spearing, D. R. y Walker, R. G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course* n° 2: 161 p.
- Hein, F. J. y Walker, R. G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse river, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 562-570.
- Leguey, S. y Rodríguez, J. (1970): Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la cuenca del Esla. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 68: 41-56.
- Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957): River channel patterns: straight, meandering and braided. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 282-B: 39-85.
- Martín-Serrano, A. (1991): La definición y encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351.
- Miall, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13: 1-62.
- Miall, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology*. (Miall, A. D. Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.
- Miall, A. D. (1985): Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- Molina, E. y Pérez González, A. (1989): Depresión del Duero. En *Mapa del Cuaternario de España*. Escala 1: 1.000.000: 153-163. ITGE. Madrid.
- Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravels bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). *Spec. Publ. Inter. Assoc. Sedim.*, 6: 301-312.
- Rust, B. R. (1972): Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18: 221-245.
- Rust, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. En: *Fluvial Sedimentology*. (Miall, A. D. Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 605-625.
- Rust, B. R. (1984): Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada. *Sedimentology*, 31: 675-695.
- Schumm, S. A. (1963): A tentative classification of alluvial river channel. *U. S. Geol. Surv. Circ.*, 477.
- Smith, N. D. (1974): Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geology*, 82: 205-223.
- Smith, N. D. (1978): Some comments on terminology for bars in shallow rivers. En: *Fluvial Sedimentology*. (Miall, A. D. Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 85-88.
- Steel, R. J. y Thompson, D. B. (1983): Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30: 341-367.
- Suárez Rodríguez, A.; Barba, P.; Heredia, N.; Rodríguez Fernández, L. R.; Fernández, L. P. y Herrero, A. (in litt): *Mapa Geológico a E. 1:200.000 de la provincia de León*. ITGE-Diputación Provincial de León.
- Torrent, J. (1976): Soil development in a sequence of river terraces in Northern Spain. *Catena*, 3: 137-151.
- Williams, P. F. y Rust, B. R. (1969): The sedimentology of a braided river. *J. Sedim. Petrol.*, 39: 649-679.

Manuscrito recibido el 9 de Septiembre de 1993.

Aceptado el manuscrito revisado el 16 de Mayo de 1994.