

SECUENCIAS ORIGINADAS POR MIGRACION DE RIOS ARENOSOS DE BAJA SINUOSIDAD

C. J. Dabrio (*) y J. Fernández (*)

RESUMEN

En este trabajo se analizan las facies sedimentarias originadas en los distintos subambientes diferenciables en ríos arenosos de baja sinuosidad y las secuencias generadas por su migración en espacio y tiempo.

Se han diferenciado tres facies principales: facies de canal, facies de llanura de inundación proximal y facies de llanura de inundación distal. La facies de canal consiste en bancos potentes (alrededor de 15 m), tabulares, de areniscas con estructuras sedimentarias de gran escala (estratificación cruzada y laminación paralela) que reflejan unas condiciones de energía relativamente alta. La facies de llanura de inundación proximal consiste en alternancias de arena y arcilla con niveles de nódulos carbonatados de origen edáfico. La relación arena/arcilla y el espesor de las capas de arena disminuyen distalmente al canal. Las facies de llanura de inundación distal están representadas por arcillas con niveles de limo y arena fina, así como bancos de carbonatos microfíticos laminados depositados en lagos efímeros. Estas facies reflejan los distintos procesos sedimentarios que actuaron en los diversos subambientes, en relación con las épocas de crecida, flujo normal y estiaje de los canales principales.

Los depósitos de canal presentan secuencias positivas que, a su vez, incluyen secuencias positivas menores que reflejan diversas etapas de relleno del canal. En los depósitos de llanura de inundación proximal los niveles de arenisca muestran secuencias de energía decreciente a techo, pero, en conjunto, y atendiendo al espesor de las capas de arenisca, se ordenan en secuencias negativas (espesor creciente a techo). En las facies de llanura de inundación distal no suelen encontrarse secuencias definidas, pero pueden aparecer secuencias negativas con carbonatos hacia la base y niveles de limo o arena fina hacia el techo relacionadas con la mayor importancia de los derbordamientos, según se van rellenando los canales principales.

Se ofrece también un mecanismo para explicar las secuencias mayores producidas por la interrelación y migración de subambientes: según el canal se va rellenando de arena, las posibilidades de desbordarse durante las crecidas son mayores y se van firmando, de ese modo, dos orlas de depósitos de desbordamiento en la llanura de inundación proximal (a ambos lados del canal) cada vez mejor desarrolladas. Finalmente, el grado de colmatación del canal lo convierte en inestable y se desplaza a una nueva posición por avulsión. El nuevo canal sigue una historia deposicional semejante y, según se rellena, desarrolla orlas de depósitos de desbordamiento proximal que se superponen a anteriores depósitos de llanura de inundación distal. De este modo, la repetida migración de subambientes o, si se prefiere, de las facies sedimentarias que en ellos se forman, se traduce en distintos tipos de secuencias según la situación espacial de los cortes que se consideren en relación con la distribución de los canales y la llanura de inundación.

ABSTRACT

The sedimentary facies originated in the various subenvironments differentiated in deposits of low-sinuosity sandy rivers and the sequences generated by their migration, both in space and time, are considered in this paper.

Three main facies have been distinguished: channel facies, proximal flood plain facies and distal flood plain facies. The channel facies consist of tabular bodies of sandstone (about 15 m thick) with large-scale sedimentary structures (cross-bedding and parallel lamination) reflecting rather high energy of flow. The proximal flood plain facies consist of interbedded clays and sandstones with small-scale sedimentary structures and some layers

(*) Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada.

of pedogenic carbonate nodules. The sand/clay rate and the thickness of the layers of sandstone decrease away from the channel. The distal flood plain facies are built by clay with minor layers of silt and fine sand as well as laminated micritic carbonates precipitated in ephemeral flood-plain lakes.

These facies reflect the different processes acting in the various subenvironments related to high and low-water stages and abandonment of channels. The channel deposits show fining-upward sequences which, in turn, include minor fining-up sequences reflecting the stages of channel filling. In the proximal flood-plain deposits, sequences of decreasing-up energy (fining-up sequences) are distinguished in the sandstone layers but, considering the thickness of such beds, thickening-up sequences are easily visible. In the distal flood-plain facies, random sequences are the most likely to find; however, some thickening-upward sequences (starting with layers of carbonates interlayered in clays and ending in silt or fine sand layers) can occur, related to the progressive influence of coarser overbank deposits during the infilling of channels.

A model to explain the major sequences produced by the inter-relationship and migration of subenvironments is also suggested: as the channel is progressively filled with sand, the possibilities of overbanking during high-water stages are much higher, and the rims of sandy overbank deposits along both margins of the channel become more and more well developed. Eventually, the channel becomes unstable because the high level reached by the sandy filling and, then, it moves to a new place by avulsion. The new channel follows a similar depositional evolution and, as it is filled, new rims of overbank deposits are formed, overlying older deposits of distal flood-plain. In this way, the repeated migration of subenvironments or, if preferred, the associated sedimentary facies, results in various types of sequences depending on the spatial location of the sections considered, with respect to the channel and flood-plain patterns.

Introducción

Se conocen distintos tipos de secuencias formadas en canales fluviales de baja sinuosidad estudiados por distintos autores, entre los que destacan Moody Stuart (1966), Coleman (1969), Rust (1969) y Cant y Walker (1978) y,

con mayor abundancia y detalle, en canales meandriiformes (ver, por ejemplo, las revisiones de Collinson, 1978 y Walker, 1976). Sin embargo, no se ha prestado mucha atención a las secuencias producidas cuando los canales fluviales cambian de posición.

En un sistema fluvial pueden formarse secuencias de distinto orden en función de la escala de los procesos actuantes, que determinarán los productos resultantes. Las secuencias de menor orden se deben a procesos actuando dentro de un subambiente: por ejemplo, las originadas por fluctuaciones del flujo en un canal o por relleno del canal o por desbordamientos; otras son de mayor escala y suponen la repetición de procesos o la superposición de uno o varios subambientes sedimentarios como, por ejemplo, las debidas a la movilidad de los canales (y los depósitos asociados) a través de la llanura de inundación a lo largo del tiempo. Otras, en fin, son de escala mayor, y en ellas intervienen procesos de escala regional o global tales como, por ejemplo, las debidas a surrecciones o hundimientos de gran amplitud, a cambios climáticos mayores, etc.

El propósito de este trabajo es describir y analizar las asociaciones de facies en ríos arenosos de baja sinuosidad, interpretar las secuencias sedimentarias resultantes y ofrecer una explicación a las diferentes secuencias originadas por migración de los canales. El estudio de campo que le sirve de base se realizó en los materiales triásicos (Ladiniense-Noriense según Besems, com. pers., 1979) de la región de Vilches, que forman parte de las capas rojas del borde sureste de la Meseta Ibérica (fig. 1).

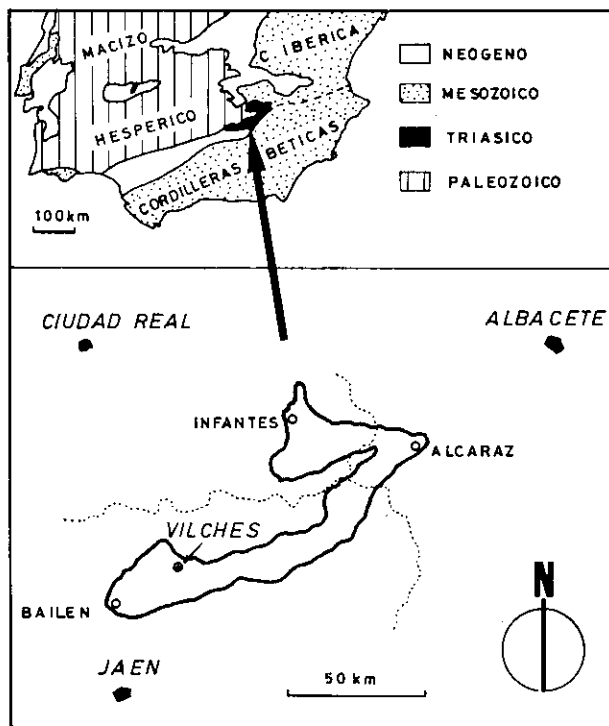


Fig. 1.—Situación geográfica y geológica del Triás del borde sureste de la Meseta Ibérica. En la parte inferior, las líneas discontinuas indican los límites de provincias.

Facies sedimentarias

La serie estratigráfica está constituida por una alternancia de arcillas y areniscas con algunos niveles carbonatados y algunos episodios evaporíticos hacia el techo (fig. 2). A partir del análisis de las asociaciones litológicas, secuencias laterales y verticales de estructuras sedimentarias, morfología de los cuerpos sedimentarios y paleocorrientes, han sido interpreta-

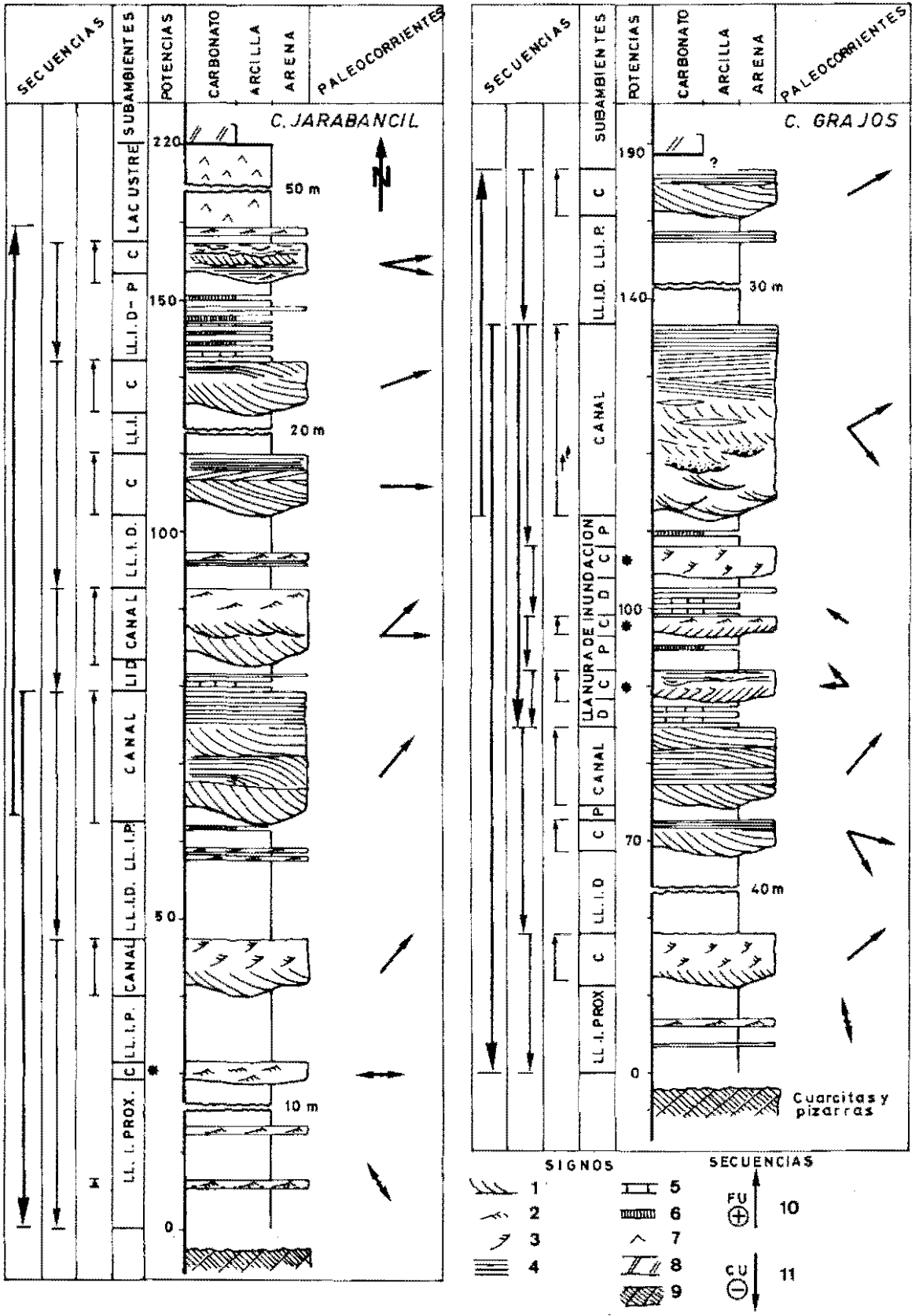


Fig. 2.—Perfiles en el Triásico de Vilches. Leyenda: 1, estratificación cruzada (*cross bedding*); 2, laminación cruzada (*cross-lamination*); 3, *climbing ripple lamination*; 4, laminación horizontal; 5, calizas micríticas (*flood plane lakes*); 6, carbonatos de origen edáfico; 7, yesos; 8, dolomías jurásicas suprayacentes; 9, pizarras y cuarcitas del sustrato; 10, secuencias positivas (*fining-upward*, F.U.); 11, secuencias negativas (*coarsening-upward*, C.U.). Los asteriscos indican canales secundarios en la llanura de inundación.

dos como sedimentos fluviales (Fernández, 1977). Pueden distinguirse distintas facies sedimentarias ligadas a los diversos subambientes (fig. 3) cuyas características se describen a continuación.

que limitan secuencias positivas (F.U.) de energía decreciente hacia el techo, puestas de manifiesto por las estructuras sedimentarias y, a veces, por la granulometría de los sedimentos. La existencia de tales

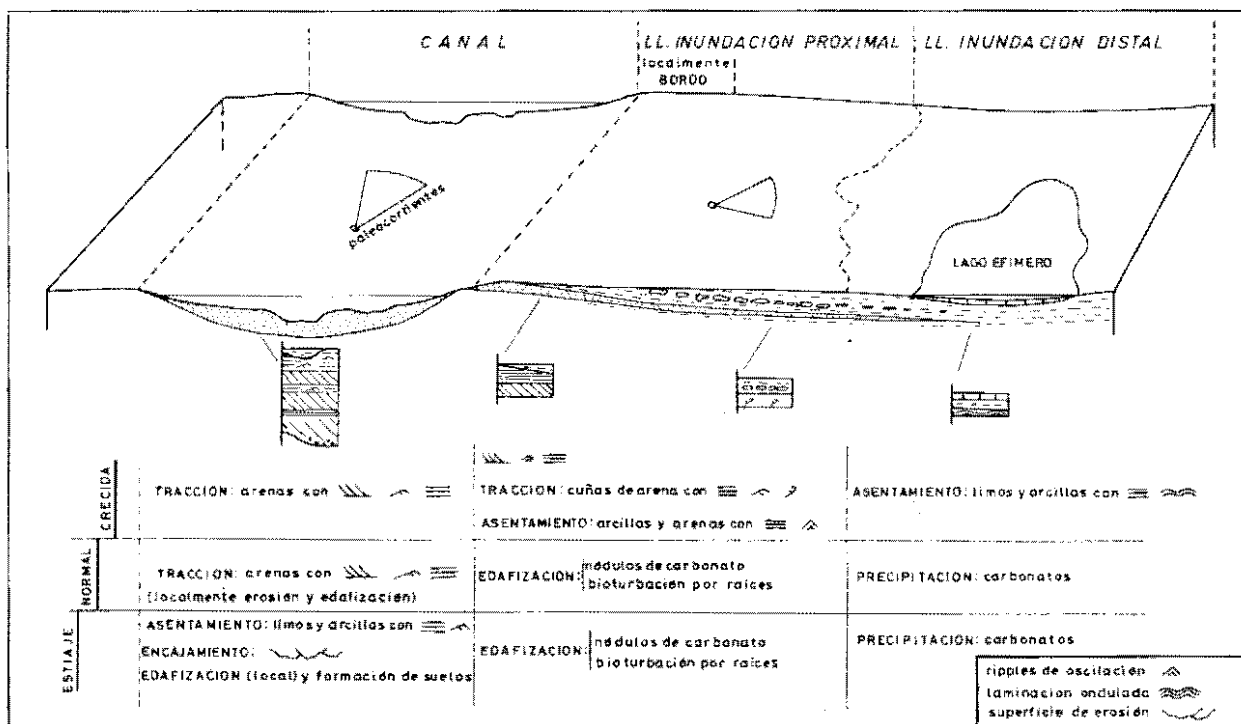


Fig. 3.—Modelo conceptual de los subambientes propuestos y principales procesos sedimentarios que tienen lugar en cada uno de ellos durante las épocas de crecida, de flujo normal y de estiaje (o abandono temporal). Los signos, cuyo significado no se indica en la figura, son los mismos que los utilizados en la figura 2.

Facies de canal

Están representadas por bancos de areniscas de espesor variable entre 2 y 30 metros, con un máximo alrededor de los 15 metros. La estructura interna dominante (figs. 4 y 5) es estratificación cruzada de gran escala, seguida de laminación paralela y laminación cruzada (*cross-lamination*). En general, la estratificación cruzada es más abundante hacia el muro (fig. 4), y la laminación paralela hacia el techo, mientras que la laminación cruzada puede encontrarse en posiciones variables. Los datos de paleocorrientes deducidos de tales estructuras para un mismo banco, muestran bajo grado de dispersión.

Son frecuentes las cicatrices erosivas internas. En unos casos, estas superficies erosivas representan la morfología cambiante del fondo del canal durante las crecidas y se asocian a estructuras sedimentarias de alta energía. En otros casos están jalonadas por depósitos limosos, arcillosos e incluso paleosuelos,

cicatrices refleja la alternancia de épocas de flujo normal y crecida, marcadas por depósitos, y épocas de estiaje, con dominio de la erosión y encajamiento del canal en sus propios sedimentos (Fernández y Dabrio, en preparación).

La morfología de estos cuerpos sedimentarios es, generalmente, tabular, ya que son originados por canales con una relación anchura/profundidad muy elevada (como los que se observan en bastantes afloramientos), los cuales cambian de posición de modo continuo en el espacio y en el tiempo.

Teniendo en cuenta las características esbozadas para estos bancos, se interpretan como depósitos por canales inestables de ríos estacionales de baja sinuosidad (Fernández, 1977). El transporte del sedimento se realiza en el sentido de la corriente y en un régimen de flujo variable, como lo demuestran los distintos tipos de estructuras sedimentarias originadas: *megaripples*, *ripples* de corriente, *climbing ripples* y laminación paralela (fig. 5).

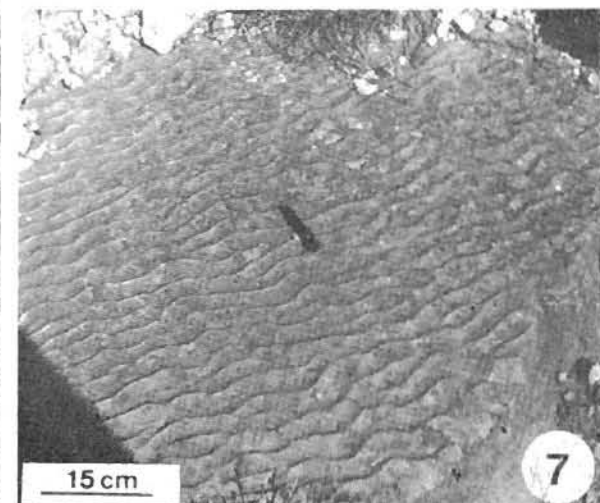
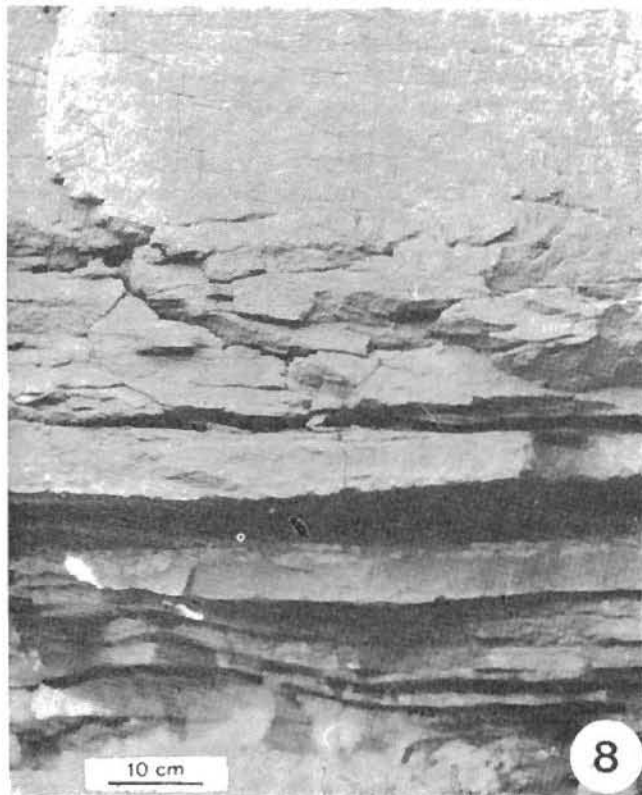
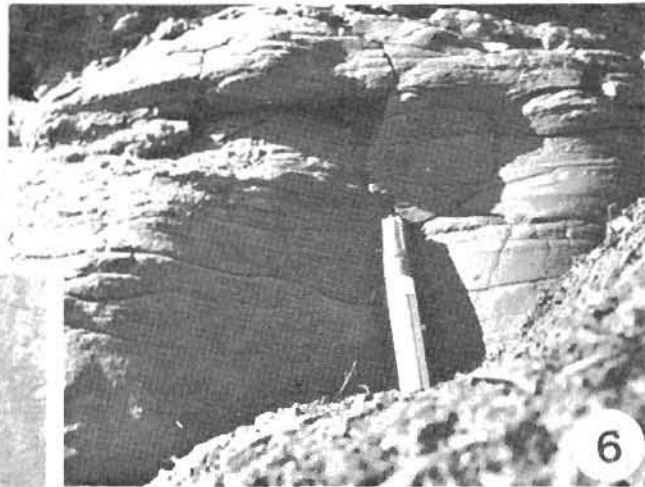
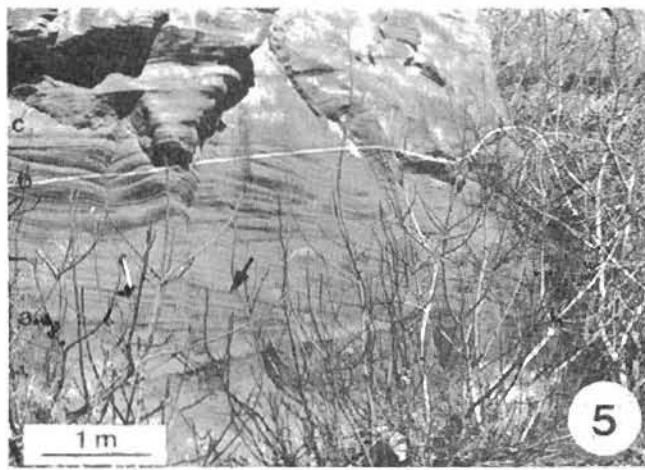
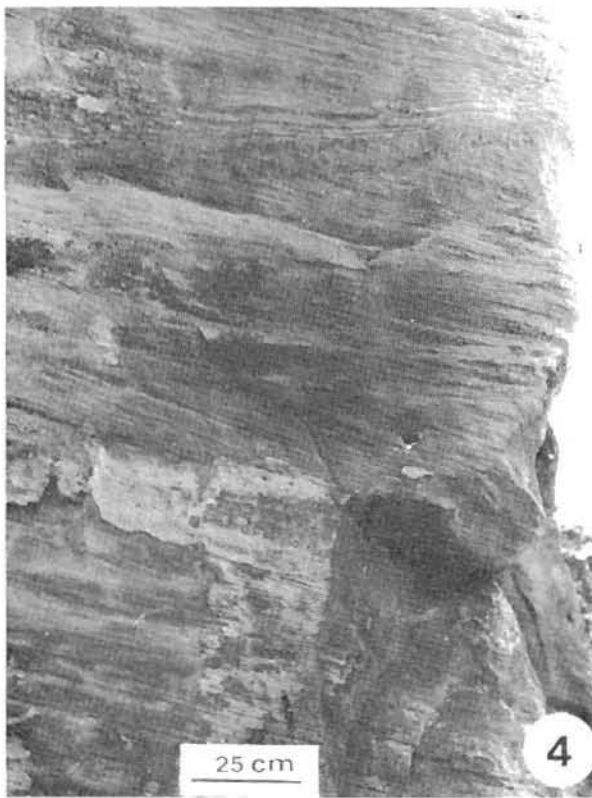


Fig. 4.—Facies de canal correspondiente a la primera etapa del relleno: arenas con estratificación cruzada. De acuerdo con el tamaño de las estructuras, la profundidad del canal puede estimarse en 4-5 metros.—5. Facies de canal en una fase más avanzada del relleno. Pueden diferenciarse: (a) estratificación cruzada producida por megaripples migrando aguas abajo (la flecha marca la superficie erosiva ligada al relevo de dos *megaripples* sucesivos); (b) estratificación cruzada que cambia aguas abajo y hacia el techo (c) a laminación paralela. En conjunto representa una disminución de la profundidad del canal y un incremento de la velocidad.—6. Facies de borde de canal: arenas muy finas con *ripples* de oscilación.—7. Facies de llanura de inundación proximal: nivel arenas muy finas con *ripples* de oscilación en el techo.—8. Facies de llanura de inundación proximal (mitad inferior) formadas por una alternancia de arenas finas y arcillas; sobre ellas, facies de canal (mitad superior). El conjunto constituye una secuencia negativa de espesor de estratos y tamaño de grano creciente hacia el techo, ligada a la migración del canal.

Facies de Llanura de Inundación

Atendiendo a criterios litológicos, espesor de estratos y estructuras de ordenamiento interno, se pueden diferenciar dos subtipos: uno proximal y otro distal respecto a los canales, que reflejan procesos sedimentarios diferentes (fig. 3).

Facies de Llanuras de Inundación Proximal

En las áreas de la llanura de inundación cercanas al canal, los desbordamientos producen depósitos arenosos debido a la brusca desaceleración de la corriente. Los bancos de arena originados de esta suerte reflejan una disminución de energía, tanto hacia el techo (secuencias positivas: F. U.) como al alejarse del canal: en la inmediata vecindad del canal aparecen estratificación cruzada y laminación paralela que pasan a *cross-lamination* (fig. 6) o ripples de oscilación (fig. 7). Las direcciones de corriente deducidas de estas estructuras son divergentes en relación con las medias en los canales (figs. 2 y 3).

Las capas arenosas se intercalan entre arcillas que representan el depósito desde la suspensión después de cada inundación (fig. 8). La relación arena/arcilla es mucho más alta que en las facies de llanura de inundación distal y decrece al alejarse del canal, a la vez que disminuye el espesor de los bancos de areniscas y la escala de las estructuras, como consecuencia de una disminución en la energía necesaria para formarlas.

El desarrollo de vegetación a causa de la mayor humedad, da lugar a la aparición de niveles de nódulos carbonatados (con óxidos de hierro y manganeso) originados por procesos edáficos en el horizonte B de paleosuelos (fig. 9), que pueden extenderse hasta la llanura de inundación distal.

Facies de Llanura de Inundación Distal

El proceso sedimentario dominante es el depósito de la fracción fina transportada en suspensión en condiciones de energía muy baja, después de las inundaciones. Esporádicamente pueden intercalarse en las arcillas niveles de calizas micríticas de 10-25 cms. de espesor, con laminación fina horizontal (fig. 10), textura fenestral (*bird's eyes*), y, a veces, ostrácodos, mallas de algas y grietas de desecación. Su origen se interpreta, de acuerdo con Friend y Moody-Stuart (1970), ligados a depósitos en lagos efímeros en la llanura de inundación (*flood plane lakes*). En estas áreas podría depositarse también, eventualmente, yeso.

Relaciones Procesos Sedimentarios - Facies Resultantes

Durante las épocas de crecida, el principal proceso que tiene lugar en los canales es el transporte por tracción, y las facies resultantes son arenas con estratificación cruzada, laminación paralela y laminación cruzada. En la llanura de inundación proximal y coincidiendo con los primeros momentos de la crecida y desbordamiento, tiene lugar el depósito del sedimento transportado por tracción en forma de cuñas arenosas con laminación paralela, laminación cruzada y *climbing ripple lamination*. El sedimento fino en suspensión se asentará a partir del momento en que la etapa de crecida inicia su decadencia, originando arcillas y arenas finas con laminación paralela y ripples de oscilación. En estas mismas épocas de crecida, en la llanura de inundación distal, el proceso dominante es el asentamiento, el cual determina la aparición de facies de limos y arcillas finamente laminadas (fig. 3).

En las épocas de flujo normal, el proceso dominante en los canales es el transporte por tracción y las facies resultantes muestran características semejantes a las desarrolladas durante las épocas de crecida, aunque la escala de las estructuras es menor, fiel reflejo de unas condiciones de energía más baja. Una diferencia importante con la etapa de crecida es que la corriente no ocupa todo el cauce, lo que determina erosiones en unos puntos, en relación con el encajamiento de la corriente, y procesos edáficos en otros, que quedan en condiciones subaéreas. En estas mismas épocas, en la llanura de inundación hay edafización con desarrollo de suelos que incluyen concreciones carbonatadas y, en algunos puntos en posición relativa más distal, se originan los niveles de carbonatos laminados por precipitación en depresiones con aguas encharcadas.

En las épocas de estiaje, de abandono del canal o ausencia de flujo por cualquier otra causa, el proceso dominante en los canales es el asentamiento del material fino en suspensión (limo/arcilla) a partir de aguas estancadas o fluyendo muy lentamente; también se produce erosión por encajamiento de la corriente residual en los depósitos de canal que queda reflejada en algunas de las cicatrices erosivas. Asimismo, puede producirse edafización con formación de suelos que suelen ser removidos en avenidas posteriores conservándose, en parte, en algunas depresiones. En la llanura de inundación los procesos reinantes son los mismos de las épocas de flujo normal.

Secuencias

Pueden diferenciarse secuencias de varios órdenes, es decir, a varios niveles de organización, pero

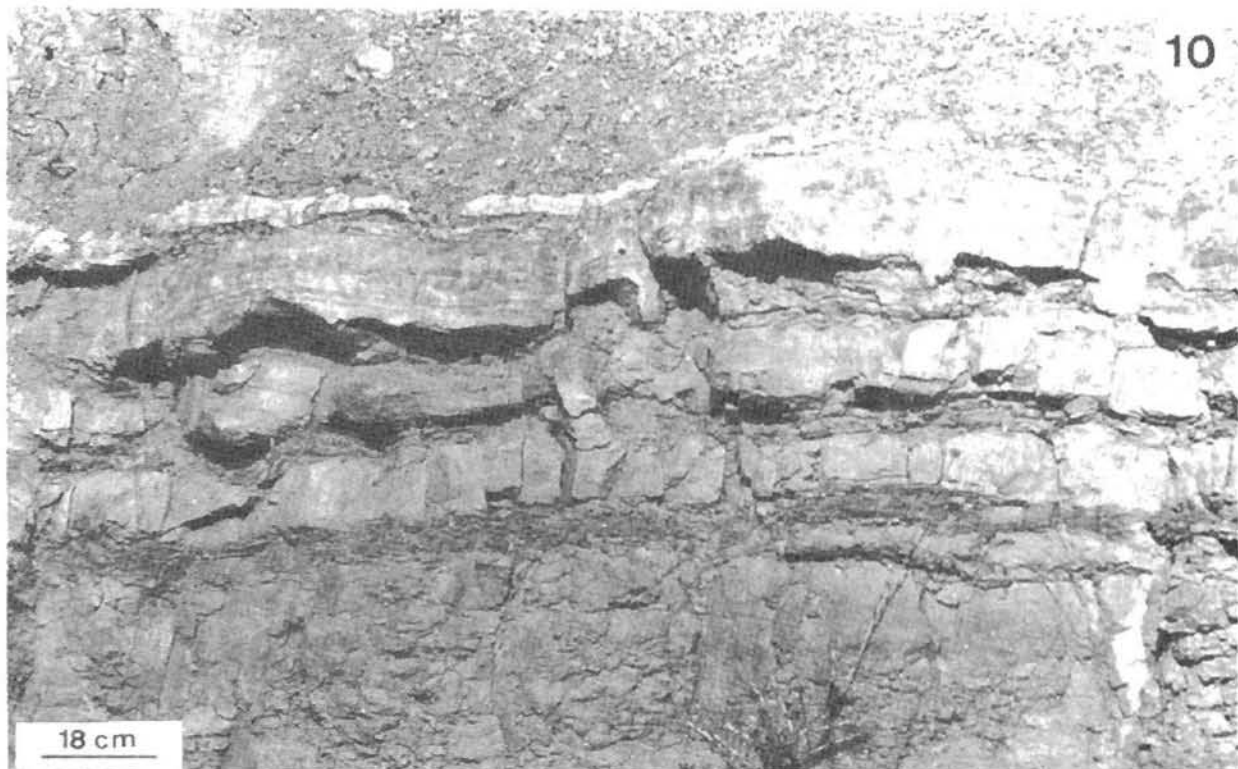


Fig. 9.—Facies de llanura de inundación distal: arcillas con intercalaciones de paleosuelos (p) y un nivel de arena fina/limo ligado a desbordamiento (d). En la parte superior aparece un canal con base erosiva. Nótese que entre ambos no aparecen facies de llanura de inundación proximal.—10. Facies de lagos efimeros en la llanura de inundación (*flood plain lakes*): carbonatos con laminación paralela entre arcillas. La figura 10 representa un área más distal respecto al canal que la recogida en la figura 9.

sólo se van a considerar las de menor orden debidas a la actuación de procesos en subambientes (fig. 11) y las de orden intermedio ligadas a la movilidad de los subambientes en el tiempo (fig. 12). Esto no supone una escala concreta para cada tipo ni un afán de clasificación, y se utiliza tan sólo para facilitar la descripción y comprensión.

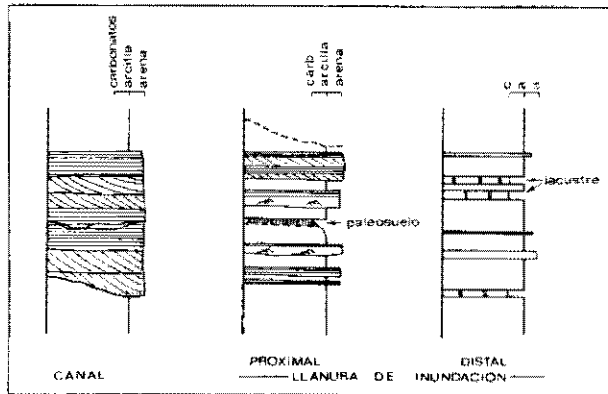


Fig. 11.—Modelos conceptuales de secuencias características en los subambientes diferenciados. Los símbolos utilizados son los mismos que los de las figuras 2 y 3.

Las SECUENCIAS DE ORDEN MENOR son bien distintas según el subambiente considerado.

Las secuencias de canal son generalmente positivas (F. U.) de energía decreciente a techo. Es muy tentador imaginar la sucesión de acontecimientos de la siguiente forma: la base erosiva representa la llegada del canal a una nueva posición sobre la llanura de inundación; en estos primeros momentos de implantación del canal la energía del medio es relativamente alta, y el principal proceso es la erosión. La parte del banco dominada por estratificación cruzada de gran escala representa la época de transporte y depósito activo en el canal. Hacia el techo el ángulo de *foreset* de los *megaripples* se hace menor y corriente abajo, se aprecia su amortiguación y el paso de estratificación cruzada a bajo ángulo (*low angle cross stratification*) y laminación paralela: todo ello sugiere una pérdida progresiva de la capacidad de transporte y de la profundidad en el canal.

El paso de *megaripples* a laminación paralela de régimen de flujo bajo indica una considerable reducción del régimen de flujo en el canal. Ello obedece a que la corriente principal ya no pasa por ese punto, lo cual puede explicarse por avulsión aguas arriba y desviación del cauce mayor de modo que el canal recibe sólo un flujo residual. Una explicación complementaria (o quizás alternativa) sería suponer que el cauce activo se desplaza dentro del cauce mayor, y este punto queda en posición marginal: en cualquier caso, en esta época del relleno

del canal el cauce es puramente un rasgo residual y el depósito se realiza, desde la suspensión, en un régimen de flujo muy bajo con débiles fluctuaciones marcadas por la aparición esporádica de *ripples* de

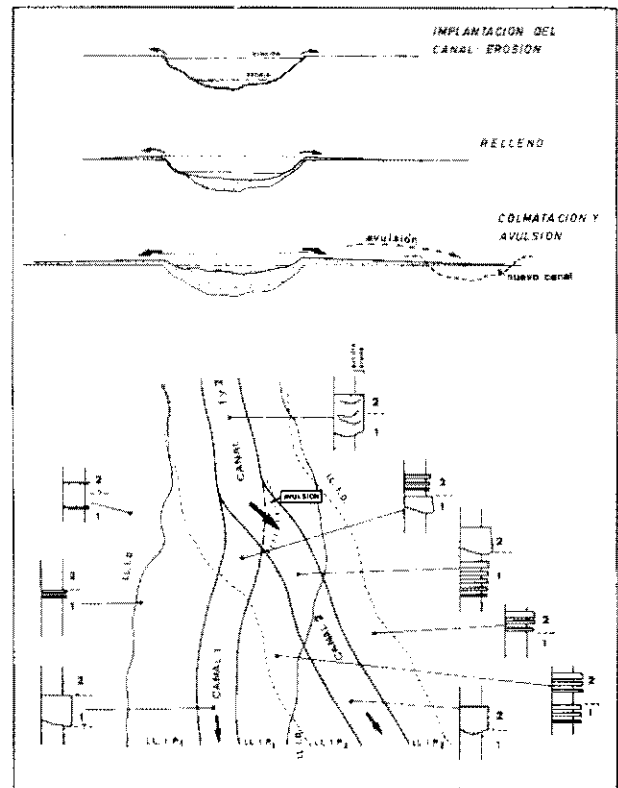


Fig. 12.—En la parte superior, distintas etapas de la historia deposicional del canal (escala arbitraria). En la parte inferior, secuencias tipo que cabría esperar en distintos puntos de una llanura aluvial cuando el canal cambia de posición por avulsión desde 1 a 2. En las series, 1 y 2 indican los sedimentos ligados a dichos canales. LL. I. P.: llanura de inundación proximal; LL. I. D.: llanura de inundación distal.

corriente y *climbing ripples* que retrabajan el sedimento produciendo laminación cruzada, en especial hacia los márgenes del canal, donde la disminución de profundidad introduce un efecto aparente de aumento de energía.

La secuencia general positiva incluye secuencias menores positivas separadas por superficies de erosión. El depósito de estas secuencias se interpreta ligado a las época de crecida y flujo normal, y la superficie irregular, jalonada a veces por lutitas, al encajamiento de la corriente en los depósitos anteriores durante el estiaje; coincidiendo, también, con el estiaje se produce depósito del sedimento fino en suspensión en régimen de energía muy baja o nula. La secuencia positiva de energía decreciente a techo es, pues, una suma de secuencias que reflejan los dis-

tintos momentos de la historia deposicional del canal y representan las fluctuaciones del régimen hidráulico del río según las estaciones. No hay que olvidar las erosiones y redepósitos que suceden en un canal fluvial, de modo que lo que hoy se encuentra es el resultado de varios procesos de erosión y redeposición.

Las figuras 2, 4 y 5 ilustran varios ejemplos de secuencias de distintos órdenes reconocibles en facies de canal en los alrededores de Vilches.

Las secuencias originadas en la llanura de inundación proximal consisten en alternancias de arenas y lutitas. En conjunto, el espesor de los estratos de arena y la relación arena/lutita decrecen hacia las zonas más alejadas respecto al canal. Atendiendo a la variación secuencial del espesor de las capas de arena, se distinguen secuencias negativas de espesores de estratos crecientes a techo (figs. 8 y 11). También se aprecia en muchos casos un aumento, hacia el techo de esa secuencia, de la energía reflejada en las estructuras sedimentarias. Con frecuencia, pero no necesariamente, a techo de la secuencia aparece un banco arenoso potente que representa un depósito de canal (fig. 8).

Estas secuencias negativas se explican por la mayor importancia de los desbordamientos a medida que el canal se rellena de sedimento (fig. 12, parte superior). Evidentemente, se habla de desbordamientos "medios" y de forma general, ya que acontecimientos de índole mayor o "catastróficos" pueden ocurrir sin una pauta tan definida introduciendo un cierto grado de "desorden" en las secuencias, en forma de capas con espesores o estructuras sedimentarias que sugieren una energía mucho mayor de lo normal de acuerdo con su posición en la secuencia. En la llanura de inundación distal no se encuentran secuencias definidas (fig. 11) y la sucesión monótona de arcillas es el rasgo más relevante. Pueden intercalarse niveles de carbonatos laminados o delgadas capas de arena fina/limo o niveles de paleosuelos, pero, generalmente, sin una pauta concreta.

La movilidad de los subambientes considerados produce unas secuencias más complejas que las anteriores, ya que están constituidas por un agrupamiento de aquéllas. Por ello, se les ha denominado, para la descripción, SECUENCIAS DE ORDEN INTERMEDIO.

Estas secuencias se originan por el continuo desplazamiento de los canales a través de la llanura de inundación. El desplazamiento se debe al progresivo relleno y elevación del canal sobre las áreas circundantes debido a la mayor velocidad de sedimentación que, finalmente, los hace inestables y rompen los bordos por avulsión trasladándose a una nueva posición. Con el canal migran, también, los subambientes relacionados que se describieron más arriba.

Cuando el canal se instala en una zona, el proceso esencial es la erosión. El nuevo canal está "vacío" y, a partir de esta situación, se produce un proceso de acreción vertical en los diferentes subambientes, pero con distinta intensidad (velocidad de sedimentación). En las primeras fases, durante las crecidas, se desborda sólo una fracción relativamente pequeña del agua que circula por el canal, y con ella el sedimento más fino. Más tarde, el canal se va rellenando por sedimentos y su profundidad disminuye, con lo que en las crecidas escapará una cantidad de agua progresivamente mayor y también más sedimento tamaño arena produciendo una elevación del canal sobre las zonas circundantes. De este modo, las capas arenosas formadas por desbordamiento en áreas próximas a los márgenes del canal estarán cada vez mejor desarrolladas y, además, se extenderán a más distancia del canal hacia la llanura de inundación, es decir, se produce una progradación de los cuerpos arenosos cuneiformes (bordos) y de la llanura de inundación proximal hacia la llanura de inundación distal (fig. 12, parte superior).

Eventualmente el canal se hará inestable y cambiará de posición por avulsión. El nuevo canal se situará, en parte, sobre la orla de depósitos de llanura de inundación proximal, con lo que la secuencia negativa que refleja el aumento progresivo de la influencia del canal aparecerá coronada por un banco más grueso, que representará el nuevo canal (fig. 8). En los puntos donde las facies de llanura de inundación proximal sean muy delgadas (y por ello sólo reconocibles tras un examen detenido) o inexistentes, el nuevo canal aparecerá como un banco arenoso que se intercala de forma espontánea en facies finas (fig. 9). El antiguo canal queda abandonado y se forman sólo estructuras de baja energía, tales como laminación paralela, laminación cruzada y *climbing-ripple lamination* en las arenas que rellenan el rasgo topográfico negativo residual. Sobre ellas, se sitúan, finalmente, las arcillas de la llanura de inundación. Como consecuencia de la avulsión se pierde, pues, el carácter canalizado y se sustituyen en la vertical las facies de canal por las de llanura de inundación.

Al migrar el canal lo hacen también los subambientes relacionados y en función de su nueva posición (que puede ser muy variable con respecto a la anterior) se desarrollarán secuencias muy diversas, dependiendo de cuales sean las relaciones verticales entre los subambientes, antes y después de la avulsión. De una forma gráfica la figura 12 (parte inferior) ilustra distintos tipos de secuencias que cabría esperar en varios puntos de la llanura aluvial en relación con un canal que cambia de posición. La mayoría de esas secuencias pueden reconocerse sin mucha dificultad en la figura 2.

Comparación con otras secuencias fluviales

Costello y Walker (1972) y Elliot (1974), entre otros autores, describen secuencias originadas por migración de subambientes fluviales, en las que los procesos sedimentarios son análogos a los invocados en este trabajo, aunque las facies resultantes puedan ser muy diferentes desde el punto de vista litológico.

Costello y Walker (1972) describen secuencias negativas depositadas por el Río Credit (Pleistoceno). El carácter negativo se traduce en un aumento hacia el techo del tamaño de grano (de arena a grava) y de la energía reflejada por las estructuras sedimentarias primarias (*de climbing-ripples a megaripples*). El depósito se llevó a cabo en áreas deprimidas, por desbordamiento progresivo de un canal vecino, hasta que, finalmente, el canal pasó por avulsión a situarse en el área deprimida. El mecanismo de formación es semejante al descrito más atrás en este trabajo, pero la escala de los procesos, el material disponible y, en consecuencia, las facies resultantes, son muy diferentes. La secuencia negativa descrita para el Río Credit es parecida a alguna de las indicadas en este trabajo (cerca de la zona de avulsión), pero no es la única que puede desarrollarse, ya que hay otros subambientes y situaciones a considerar, como se recoge en la figura 12.

Elliott (1974) describe secuencias negativas muy parecidas a las citadas en este trabajo, en áreas entre canales distributarios de llanuras deltaicas dominadas por el río, formadas por progradación de los bordos (*levees*) hacia las zonas deprimidas, por desbordamientos (*overbanks*) y roturas de bordos (*crevasse splays*). Los criterios de reconocimiento de las secuencias son similares a los aquí utilizados: las variaciones de espesor de estratos y de estructuras sedimentarias primarias y la energía deducida a partir de ellas. El punto de vista de ambos trabajos es similar, pero los ambientes sedimentarios estudiados son distintos, lo cual se refleja en diferencias que son pequeñas en cuanto a las secuencias, pero importantes en cuanto a las facies implicadas.

Conclusiones

- A Se consideran tres subambientes dentro del ambiente fluvial caracterizados por distintos procesos sedimentarios que se traducen en diferencias de litología, espesor de estratos, estructuras sedimentarias y secuencias.
- A₁ Las facies de canal consisten en bancos arenosos potentes con una secuencia general positiva de menor energía a techo, integrada por secuencias menores ligadas a fluctuaciones en el caudal y, consecuentemente, en el régimen de flujo.
- A₂ Las facies de llanura de inundación proximal incluyen los bordos (*levees*) y están formadas por alternancias de arena y arcilla que, en conjunto, integran secuencias negativas de espesor de estratos de arena y energía representada en ellos creciente hacia el techo. Los bancos arenosos muestran, individualmente, secuencias positivas de energía decreciente a techo y hacia las zonas distales respecto al canal. Comprenden niveles carbonatados de origen edáfico, que no son exclusivos de este subambiente.
- A₃ Las facies de llanura de inundación distal consisten en arcillas que incluyen intercalaciones carbonatadas, formadas en lagos efímeros, así como niveles delgados de arenas finas y limos que representan la influencia de inundaciones mayores en las que el sedimento no arcilloso puede ser transportado hasta zonas relativamente distales respecto al canal. No presentan secuencias definidas.
- B Se propone un mecanismo que explica la formación de secuencias fluviales por la interrelación y migración de los subambientes descritos: a medida que el canal se rellena, las posibilidades de desbordamiento son más altas, y una mayor fracción de los tamaños de grano más gruesos puede ser arrastrada fuera del canal. Eventualmente el canal se hace inestable y cambia de posición por avulsión. Dado que el canal está flanqueado por dos orlas de depósitos de llanura de inundación proximal que pasan lateralmente a llanura de inundación distal, se pueden originar secuencias muy diversas según se superpongan en el tiempo unos u otros subambientes.

Bibliografía

- CANT, D. J. y WALKER, R. G.
1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- COLEMAN, J. M.
1969. Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sedim. Geol.*, 3, 129-239.
- COLLINSON, J. D.
1978. Alluvial sediments. In: Reading, H. G. ed., *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, 557 págs.
- COSTELLO, W. R. y WALKER, R. G.
1972. Pleistocene sedimentology Credit River, Southern Ontario: A new component of the braided river model. *J. Sedim. Petrol.*, 42, 389-400.

- ELLIOTT, T.
1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21, 611-622.
- FERNÁNDEZ, J.
1977. Sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta. Tesis. *Publicaciones Univ. Granada*, 173 págs.
- FERNÁNDEZ, J. y DABRIO, C. J.
1978. Análisis sedimentológico de una capa de areniscas (Triásico del borde sureste de la Meseta Ibérica). *Estudios Geol.*, 34, 475-482.
- FRIEND, P. F. y MOODY-STUART, M.
1970. Carbonate deposition on the river flood-plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 107, 181-195.
- MOODY-STUART, M.
1966. High and low-sinuosity stream deposits with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sedim. Petrol.*, 36, 1102-1117.
- WILLIAMS, P. F. y RUST, B. R.
1969. The sedimentology of a Braided River. *J. Sedim. Petrol.*, 39, 649-679.
- WALKER, R. G.
1976. Facies Models. Sandy Fluvial Systems. *Geoscience. Canada*, 3, 101-109.

Recibido el 30 de agosto de 1980.