

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 10	Págs. 31-53	Madrid 1986
----------------------------	---------	-------------	-------------

DEPOSITOS DE RIOS TRENZADOS
 CONGLOMERATICOS PLIO-PLEISTOCENICOS
 DE LA DEPRESION DE GRANADA

POR
 C. J. DABRIO * y J. FERNÁNDEZ **

RESUMEN

Los materiales de edad Plioceno II-Cuaternario I de la Depresión de Granada (Fig. 1) consisten en depósitos aluviales y lacustres cuya distribución relativa está controlada por la actividad geodinámica de los bordes de la cuenca, la litología del área fuente y la propia situación en la cuenta, todos los cuales están íntimamente relacionados entre sí. El sistema aluvial que depositó los Conglomerados de Moraleda de Zafayona era el predecesor del Río Cacín que, al contrario que hoy día, dominaba sobre el Río Genil en lo que a extensión de sus depósitos se refiere.

El modelo fluvial de Moraleda de Zafayona está formado por un valle aluvial elongado en dirección sur-norte que se incurva hacia el oeste cerca de la localidad que le da nombre (Fig. 2). En el valle se depositaban facies de llanura de inundación y de relleno de canal. La tendencia al apilamiento de los canales en la misma vertical sugiere que la dirección del drenaje tiene un control tectónico.

En los materiales depositados en la llanura de inundación se pueden diferenciar dos asociaciones de facies acordes con la posición del paleo-nivel freático durante el depósito (Fig. 3): *a*) llanura de inundación subaérea, con niveles de nódulos carbonatados debidos a rizocreaciones, y *b*) llanura de inundación subacuosa o encharcada (*back-swamp*) con niveles de carbonatos con fauna de gasterópodos lacustres

* Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

** Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

y niveles afectados por procesos hidromórficos. El tipo *b*) domina hacia el norte donde la subsidencia es mayor, pero a lo largo del depósito se expandió en dirección sur.

Las facies de relleno de canal se depositaron en un cauce que tenía partes activas e inactivas (Fig. 8) algo más elevadas, cuya posición variaba con el tiempo, generando una estructura interna compleja en la que puede reconocerse una megasecuencia granodecreciente constituida por Gms → Gm/Sh → Gt → St → Fl (P) (Fig. 4). En los canales se formaban barras cuya evolución sedimentaria genérica incluye varias fases de erosión y depósito causadas por los altibajos de la descarga que quedan reflejados en las secuencias de varias escalas (Figs. 5, 6, 7). El núcleo de la barra se formó en condiciones de alta descarga y alta energía. Luego, durante gran parte de su historia, la barra iba ofreciendo un obstáculo cada vez mayor a la corriente y la disminución de la profundidad causó condiciones de alta energía que no está necesariamente relacionada con descargas elevadas. A partir de cierta altura, sin embargo, la barra se convirtió en un obstáculo demasiado elevado y el agua que la sobrepasaba se movía con poca velocidad a causa del rozamiento sobre el fondo, depositándose fracciones más finas cada vez, que integran una secuencia granodecreciente superpuesta a la anterior. La preservación de las partes altas de las secuencias es problemática, pues son las primeras en ser eliminadas si llega a producirse erosión posteriormente debido a la migración de canales dentro del cauce mayor (Fig. 8).

La arquitectura fluvial y la distribución de facies varían con la distalidad del sistema fluvial (Fig. 9). En los áreas más proximales, el sistema estaba confinado en un valle aluvial y los canales eran bastante rectilíneos, sin bordes apreciables. En ellos se realizaba el depósito en condiciones de elevada energía, desarrollándose barras incipientes cuyos frentes presentan superficies de tipo *riffle*. La llanura de inundación estaba vegetada y tenía una zona vadosa bien desarrollada. Estaba surcada por canalillos trenzados y recibía depósitos en épocas de crecida (*sheet flood*).

En áreas algo más distales, donde el sistema estaba sólo parcialmente confinado, los canales eran algo más sinuosos y contenían barras que los dividían. La llanura de inundación, vegetada, tenía el nivel freático muy alto y localmente aparecía encharcada, con precipitación de carbonatos lacustres y desarrollo de procesos hidromórficos.

La tasa de acreción vertical era muy elevada, fruto de una subsidencia lineal continua.

Los controles mayores del depósito eran: 1) el área fuente, situada varios kilómetros hacia el sur; 2) los paleovalles elongados sur-norte; 3) las masas diapíricas y las zonas de fractura causantes de desniveles en la cuenca; 4) las grandes líneas de fractura que controlaban la po-

sición del depocentro y el desagüe de la Depresión, y 5) el clima templado con precipitaciones estacionales.

ABSTRACT

The Pliocene II - Quaternary I sediments of the Granada Basin (Fig. 1) consist of alluvial and fluviolacustrine deposits, and their distribution is controlled by geodynamics along the borders of the basin, the source areas and the place that they occupy into the basin. The so-called Moraleda de Zafayona conglomerates were laid down by the paleo-Cacín river, the deposits of which were much more widely spread than those of the paleo-Genil river. The present-day situation is the reverse:

The assumed fluvial model consists of an alluvial valley elongated south-north, that bends towards the west near the village of Moraleda de Zafayona (Fig. 2). Flood plain and channel fill deposits are found into the valley. The prominent tendency of the channel deposits to pile up along the same vertical plane suggests a tectonically-controlled drainage pattern.

According to the position of the ground water level as related to the ground of the flood plain, two facies associations have been distinguished: *a*) subaerial flood plain, including reddish fine sediments and pedogenic carbonate nodules and *b*) greyish backswamp deposits. The latter is best represented in the northern area where the subsidence was more pronounced, but it expanded towards the south with time (Fig. 3).

Channel-fill facies correspond to pebbly braided streams having a broad and complex river bed. There were active and temporary-inactive (these assumed to lay at higher levels) courses that moved across with time generating multistorey conglomerate layers with a complex fining-upwards sequence made up of Gms→Gm/Sh→Gt→St→Fl (P) (Fig. 4).

Bars forming inside the channels share a common sedimentary evolution that includes successive episodes of deposition and erosion as well as sequences of various scales due to the fluctuations of the river discharge (Figs. 5, 6, 7). There is an initial stage of high energy related to high discharge, where the core of the bar is laid down. High-energy conditions are also recorded in the part of the sequence that forms during the progressive vertical growth, as the bar increasingly interferes with the flow and the generalized sweeping of the sediment resting on the surface of the bar causes the formation of pavements and reactivation surfaces. After the bar reaches a certain height (as compared to the continuously-changing water level) it severely

interferes the flow and the water depth over the top of the bar becomes very low and deposition of fine sediments occurs. The upper part of the internal structure of the bars shows a fining upwards trend with common rootling. The preservation of the upper parts of the sequences remains problematic because they are the first that will be removed if erosion by migrating channels occurs (Fig. 8).

The fluvial architecture and facies distribution change along with the proximality or distality of the system (Fig. 9). In proximal areas the river was confined to an alluvial valley, there were more or less straight channels, with no recognizable levees, under low-energy conditions, that formed very flat bars with riffle-type fronts. Vegetated flood plain with well-developed vadose zones, minor ephemeral channels and sheet flood sandy or gravelly layers extended up to the borders of the valley.

In more distal areas, where the alluvium was only partially confined, the channels acquire a more sinuous tendency with braided bars. The ground level in the flood plain was quite high leading to backswamp or even locally lacustrine realms. Lacustrine gastropod limestone and hydromorphism are common place.

A rather high rate of vertical accretion is assumed due to the continued lineal subsidence. The five major controls for the alluvial deposition were: 1) the source area, placed a score of kilometres towards the south; 2) the existence of paleovalleys, trending south-north; 3) the diapiric structures and zones of faulting responsible for local areas of subsidence; 4) the major fault systems that controlled both the location of the depocenters and the drainage of the basin, and 5) the warm climate with seasonal rains.

INTRODUCCION

La Depresión de Granada es una cuenca intramontañosa situada a caballo entre las zonas internas y externas de las Cordilleras Béticas, que está rellena por materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 1). El relleno de la depresión comenzó en el Serravalliense (?)-Tortonense y el depocentro se fue desplazando progresivamente hacia el norte. Los materiales sedimentarios neógeno-cuaternarios forman parte de varias UTS (en el sentido de MEGIAS, 1982), de las cuales la de edad Messiniense II-Plioceno I consiste en depósitos lacustres arcillosos con episodios lignitíferos y de yesos terrígenos, coronados por calizas con gasterópodos lacustres. Los materiales de la UTS de edad Plioceno II-Cuaternario I son muy variados y se incluyen en varias unidades o formaciones no definidas formalmente (GONZALEZ DONOSO, 1967; VERA, 1969) que se distinguen entre sí por la litología, el marco geodi-

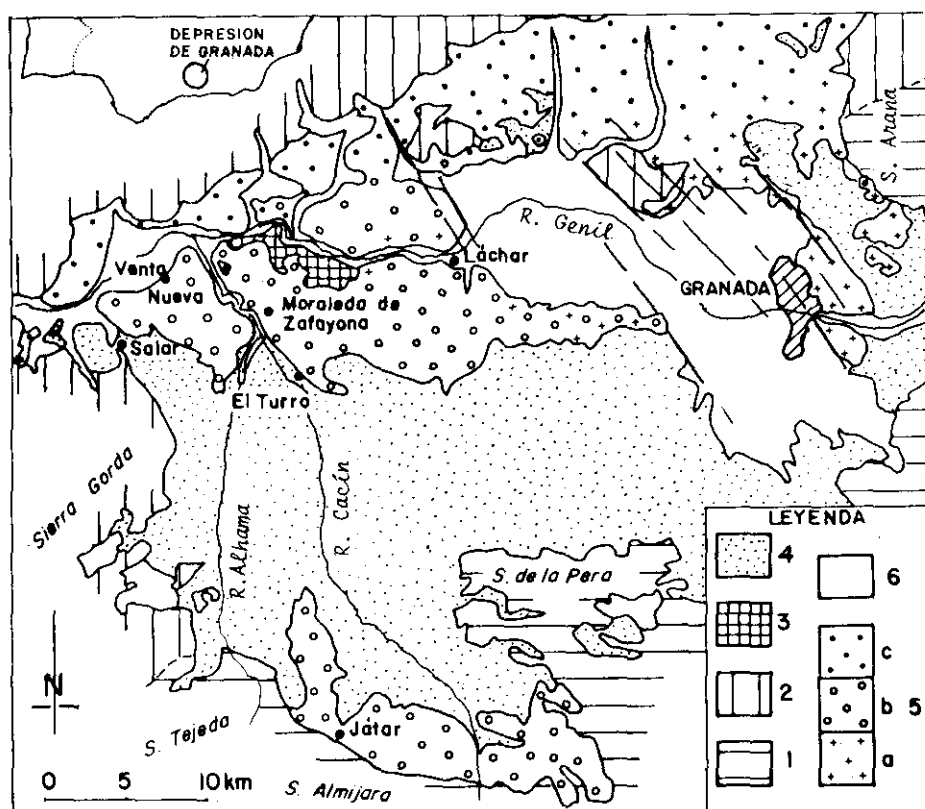


FIG. 1.—Mapa de situación geológica, (1) Paleozoico y Mesozoico de las Zonas internas de las Cordilleras Béticas; (2) Mesozoico de las Zonas Externas (Zona Subbética); (3) Triásico de Láchar; (4) Materiales de relleno de la Depresión de edad Neógeno pre Plioceno II-Cuaternario I; (5) Depósitos aluviales del Plioceno II-Cuaternario I con diversas áreas fuente: (5a) depósitos del paleo-Genil (en su mayor parte incluidos en la Formación Alhambra) procedentes de las rocas nevado-filábrides; (5b) depósitos del Paleo Cacín (incluyen los conglomerados de Játar y Moraleta) con procedencia en rocas alpujarrides; (5c) «Plio-cuaternario» y depósitos relacionados con procedencia en las rocas sedimentarias de las Zonas Externas (Subbético); (6) depósitos aluviales recientes de la Vega de Granada.

FIG. 1.—Geological location map, (1) Paleozoic and Mesozoic of the Internal Zones of the Betic Cordillera; (2) Mesozoic of the External Zone (Subbetic Zone); (3) Triassic rocks of Láchar; (4) Neogenic rocks infilling the basin (pre-Pliocene II-Quaternary I); (5) Alluvial deposits of Pliocene II-Quaternary I age, with various source areas: (5a) deposits of the paleo-Genil river (mostly included in the Alhambra Formation) with source area in the nevado-filabride rocks of Sierra Nevada; (5b) deposits of the paleo-Cacín river (Conglomerates of Játar and Moraleta) with source area in alpujarride rocks; (5c) «Plio-Quaternary» and related deposits with source area in the external zones of the Betics (Subbetic); (6) recent alluvium of the Genil river (Vega de Granada).

námico y en especial la actividad tectónica relativa a las fallas que limitan los bordes de la cuenca a los que se ligan, y su propia situación en la cuenca, todos los cuales están a su vez relacionados entre sí. La litología es función del área fuente, de los procesos sedimentarios actuantes y de la proximalidad o distalidad relativa de los sistemas fluviales respectivos. Por su parte, el comportamiento geodinámico de los diversos bordes de la cuenca es variable y juega un importante papel en el control de los aportes y los procesos actuantes. La situación en la cuenca determina la capacidad de actuación de los parámetros anteriores.

Los denominados conglomerados de Moraleda de Zafayona forman parte de estos depósitos aunque aparecen en una posición aparentemente aislada respecto a ellos. El objeto de este trabajo es exponer sus rasgos sedimentarios e interpretar los procesos que han intervenido en su génesis y se basa fundamentalmente en los trabajos anteriores de los autores (DABRIO y FERNANDEZ, 1983 a y b; FERNANDEZ y DABRIO, 1983 a y b, 1984), pero incorpora observaciones y conclusiones más recientes.

LOS SISTEMAS FLUVIALES MIO-PLIOCENOS DE LA DEPRESION DE GRANADA

Un breve repaso a la fisiografía actual y pliocuaternaria de la Depresión de Granada (deducida a partir de los depósitos correspondientes y sus procedencias respectivas) permite adquirir una idea aceptable de conjunto acerca de los depósitos fluviales que se estudian en este trabajo y su papel en el contexto de la cuenca (Fig. 1).

El borde oriental de la cuenca es muy activo tectónicamente, con saltos de falla que superan los mil metros. Los ríos Genil y Darro drenan Sierra Nevada transportando una carga de gravas de cantos metamórficos nevado-filábrides. Durante el Pliocuaternario, el paleo-Genil era un sistema aluvial muy activo confinado entre contrafuertes del sustrato, que depositó una potente unidad de conglomeraos de cantos metamórficos con intercalaciones finas rojizas edafizadas, a la que se denomina informalmente Formación Alhambra. Su extensión es muy reducida y se circunscribe al actual valle del Genil, extendiéndose distalmente hacia la Vega (al este de Granada) hasta que se hunde merced a fracturas a la altura de Granada (Fig. 1). Hacia el sur queda cubierta por depósitos de abanicos aluviales más recientes, pero se acuña rápidamente bajo ellos. En dirección norte el acuñamiento de los conglomerados es espectacular en las afueras de la capital y se deja sentir la presencia de Sierra Arana como área fuente, que sumi-

nistra sedimentos procedentes de los complejos Maláguide y Alpujárride que introducen notables cambios en la litología de la unidad.

Hacia el rincón septentrional de la Depresión se encuentra un sistema fluvial con bancos conglomeráticos cuyos cantos proceden tanto de las zonas internas como de las externas de las Cordilleras Béticas, que se atribuyen a rellenos de canales trenzados en el seno de unos materiales arenoarcillosos de colores rojizos asimilados a facies de llanura de inundación que, localmente, puede ser encharcada (zona de Calicasas) o travertínica (alrededores del Embalse del Cubillas). Estos depósitos no reciben un nombre concreto y suelen conocerse como el «Pliocuaternario» de la Depresión, siguiendo a GONZALEZ DONOSO (1967) y GARCIA DUEÑAS y GONZALEZ DONOSO (1970).

El borde noreste de la Depresión es poco activo y está constituido por rocas sedimentarias de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas de carácter margoso y calcáreo, de modo que los sistemas aluviales que se le relacionan son reducidos en espesor y extensión (véase VERA, 1969 a y b).

Por último, el borde meridional, de actividad variable según los puntos, está drenado por el río Cacán, que se encaja entre las Sierras de la Pera y Almirajara, y por el río Alhama, que nace en Sierra Tejeda. Todas estas sierras están formadas por rocas del Complejo Alpujárride perteneciente a las zonas internas de la Cordillera.

En el Plioceno II-Cuaternario I el paleo-Cacán arrastraba una enorme cantidad de material grosero procedente del desmantelamiento de las rocas metamórficas de las sierras meridionales, depositándolos en extensas áreas de la cuenca. Restos de aquellas secuencias fluviales son los denominados conglomerado de Játar, adyacente a la Sierra de Almirajara, y conglomerado de Moraleda de Zafayona (que son los que se estudian en este trabajo), en una posición aislada por erosión en el centro de la cuenca (pueden verse más detalles en GONZALEZ DONOSO, 1967, y GONZALEZ DONOSO y VERA, 1969). La superficie ocupada por los depósitos enraizados en el borde meridional es (y, por supuesto, fue) mayor que la de todos los anteriores. Durante gran parte de su historia estos sistemas se limitaron a rellenar paleovalles con una extensión lateral relativamente limitada pero, una vez que los colmataron, se expandieron por la cuenca ocupando grandes superficies. Este sistema tenía llanuras de inundación subaéreas hacia el sur y encharcadas hacia el noreste de Venta Nueva, llegándose a condiciones lacustres en la zona más deprimida que coincide con el actual cauce del Genil. Los depósitos fluviales se hundieron bajo los lacustres al este de Venta Nueva, pero a lo largo del tiempo se advierte una tendencia expansiva de las facies de llanura de inundación encharcada hacia el sur.

Las zonas de subsidencia están controladas por fracturas (SANZ DE GALDEANO, 1980; SANZ DE GALDEANO, VIDAL y DE MIGUEL, 1982) y a su favor desaguaba la cuenca por los alrededores de Loja.

Destaca, pues, de esta comparación, la diferente importancia de los ríos que drenan la depresión, en cuanto a su capacidad como agentes de depósito: en el Plio-Cuaternario era el paleo-Cacín el más extendido, mientras que en el Holoceno ha asumido este papel el Genil. La causa radica en los movimientos de los bloques de falla que han modificado en gran medida las áreas de drenaje, condicionando las zonas favorables y los gradientes de los cauces fluviales.

EL MODELO TRENZADO DE MORALEDA DE ZAFAYONA

Los depósitos aluviales de Moraleda se apoyan en discordancia sobre los del Messiniense II-Plioceno I, especialmente sobre las calizas lacustres, adaptándose al buzamiento de esta unidad y a los relieves positivos producidos por el ascenso diapírico de los materiales triásicos plásticos de Láchar. Todo ello determina un valle aluvial en el que se depositaban facies de llanura de inundación y de canal fluvial de trazado relativamente rectilíneo condicionado por líneas de subsidencia que fuerzan los canales a adoptar siempre la misma posición dentro del valle, de manera que se superponen unos rellenos a otros, separados por intercalaciones de materiales finos de la llanura de inundación.

Cerca de Moraleda de Zafayona afloran cuatro bancos conglomeráticos principales y otros varios menos potentes, que se interpretan en conjunto como rellenos de canales fluviales trenzados (*braided*). Los bancos mejor expuestos son los más altos (C y D, Fig. 2). En el denominado banco C se delimitan con precisión los límites de las facies de relleno de canal de tal modo que puede reconstruirse la amplia curva que describía el cauce hacia el oeste a partir de un curso sur-norte. Existen diferencias importantes entre el banco superior (llamado D) y el resto, puesto que mientras que los inferiores respetan fielmente el esquema descrito de valle fluvial y canales recurrentes (superpuestos sobre la misma vertical), el superior se deposita en un episodio en el que los paleovalles se han colmatado y el valle fluvial deja de actuar (quizá temporalmente) como un camino forzoso. Los depósitos asimilables a este banco se extienden más que los del paleo-valle del Cacín recubriendo otros rellenos de valles menores contiguos. En este sentido constituye una especie de amplio abanico aluvial que barre la región.

Las observaciones que siguen sobre las facies de relleno de canal se han hecho sobre todo en los magníficos afloramientos del banco C

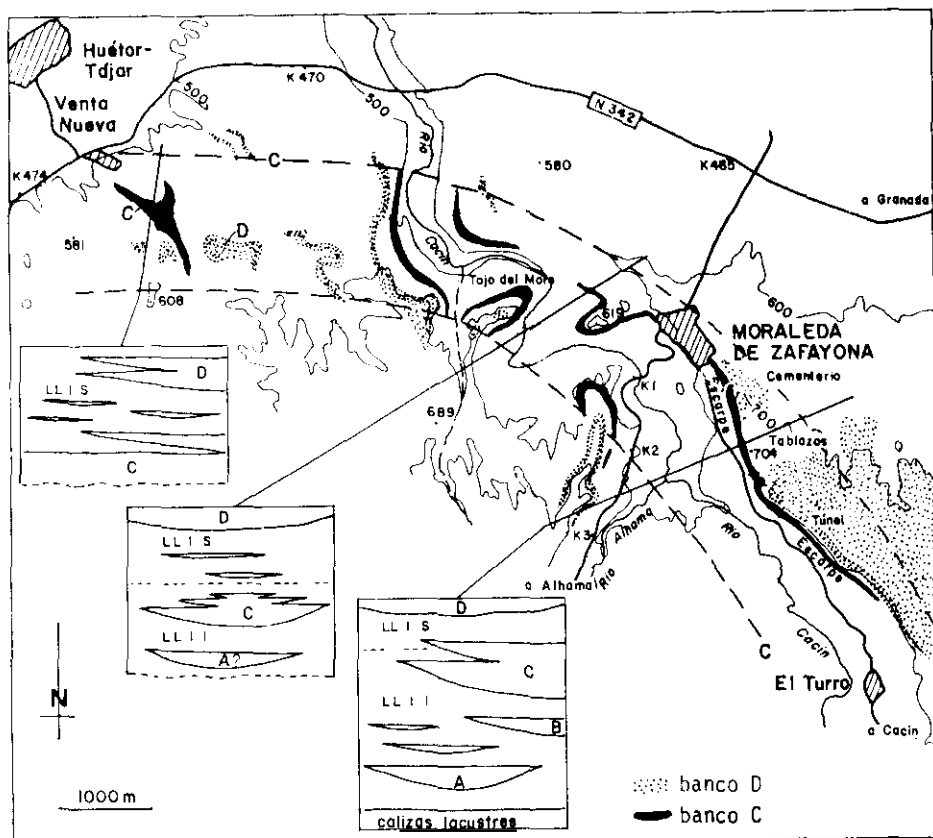


FIG. 2.—Columnas esquemáticas y afloramientos de los niveles conglomeráticos entre El Turro y Venta Nueva, con la reconstrucción del cauce correspondiente al banco C, con dirección dominante de flujo hacia el W-NW. Modificado y simplificado de FERNANDEZ y DABRIO, 1983.

FIG. 2.—Schematic sections and outcrops of the conglomeratic layers found between El Turro and Venta Nueva. Reconstruction of the river bed for layer C, with dominant paleoflow directions towards the W-SW. Modified and simplified after FERNANDEZ and DABRIO, 1983.

entre Moraleda y Venta Nueva y se utilizará la nomenclatura de facies de MIALI (1977, 1978) y RUST (1978) con el ánimo de simplificar la descriptiva.

Las FACIES DE LLANURA DE INUNDACION se componen de materiales arenosos, arcillosos y carbonatados, distinguiéndose dos tipos de acuerdo con la posición asumida del nivel freático durante el depósito (Fig. 3).

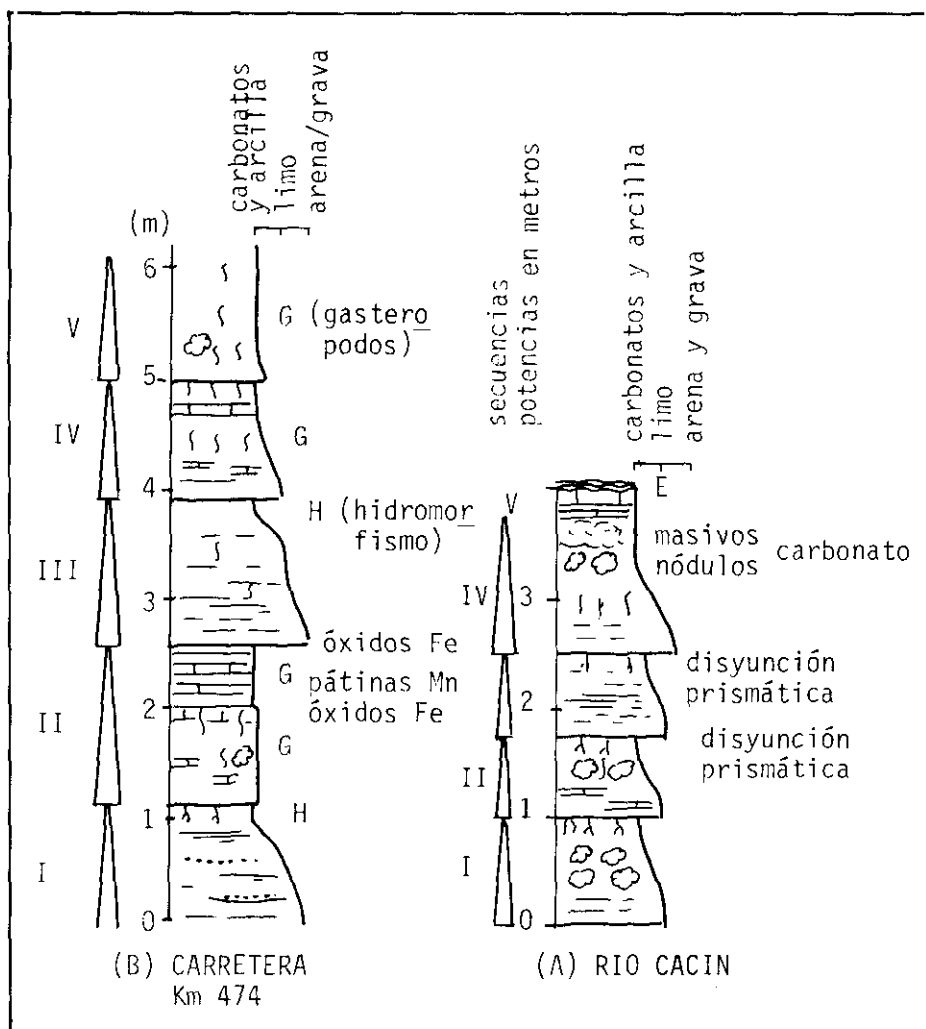


FIG. 3.—Perfiles representativos de los depósitos de llanura de inundación. (A) A la derecha, unidad inferior de color rojizo con secuencias granoderecipientes (flechas con números romanos) que comprenden nódulos de carbonato de origen edáfico y bioturbación por raíces. (B) A la izquierda, la unidad superior blanco-grisácea con secuencias granoderecipientes (flechas con números romanos) con intercalaciones de calizas con gasterópodos lacustres (G) y horizontes bioturbados que han sufrido procesos hidromórficos (H). A techo de la unidad rojiza (A) se encuentran niveles estromatolíticos (E). Modificado de FERNANDEZ y DABRIO, 1983.

FIG. 3.—Representative profiles in the flood plain deposits: (A) reddish lower unit with FU sequences (arrows marked with roman figures), carbonate nodules and rooted layers. (B) the upper greyish unit with FU sequences and inter-layered gastropod (G) limestone and hydromorphic horizons (H). At the top of the red unit (A) there are stromatolite-like layers (E). Modified after FERNANDEZ and DABRIO, 1983.

En las áreas proximales del sistema, con mayor pendiente, se encuentran arenas y arcillas dispuestas en secuencias granodecrecientes (FU) bioturbadas por raíces a cuyo favor se acumularon carbonatos pedigénicos dispuestos en nódulos o en capas continuas. En conjunto presentan una coloración rojiza debida a que los procesos edáficos tuvieron lugar asociados a la zona vadosa de una llanura de inundación no encharcada.

En las zonas más distales (hacia el norte) y, por ello, probablemente más deprimidas, los depósitos de llanura de inundación consisten en unas sucesiones de arena, limo y arcilla organizados en secuencias FU que pueden intercalar bancos de calizas con gasterópodos y horizontes bioturbados que estuvieron sometidos a procesos de hidromorfismo en ambiente reductor, donde se formaron nódulos de pirita actualmente oxidados. El color general es, característicamente, blanco grisáceo. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación encharcada (*backswamp*) sometida a aportes arenosos periódicos cuando se desbordan los canales.

Intercalados en uno y otro tipo se encuentran pequeños canales de dirección oblicua a la de los canales principales, cuyos rellenos muestran secuencias granodecrecientes (FU) desde gravas a limos y, localmente, carbonatos de tipo caliche. Las secuencias de estructuras sedimentarias primarias muestran también un carácter decreciente pasando de laminación paralela de régimen de flujo alto o estratificación cruzada a laminación cruzada.

La FACIES DE CANAL consiste en conglomerados de cantos poli-génicos, de diámetro medio variable entre 2 y 12 cm, cuya naturaleza predominantemente metamórfica (mármoles y esquistos) evidencia su procedencia de los relieves béticos que jalonan el borde meridional de la depresión, con aportes minoritarios de las calizas lacustres neógenas infrayacentes.

Como el banco mejor expuesto y con mayor continuidad lateral es el tercero, en él se ha efectuado la mayoría de las observaciones. La secuencia más representativa consiste en (Gm) → Gm/Sh → Gt → St → Fl (Fig. 4) con un espesor de tres a seis metros. Esta secuencia de energía decreciente refleja el depósito en las diferentes partes de las barras que crecen y migran en el canal y se caracteriza por la disminución de la energía desde el *thalweg* al techo de las barras. Se repite varias veces en el banco, separadas por cicatrices erosivas que pueden eliminar algunos de los términos. Es decir, la compleja estructura interna del banco (en realidad de todos los niveles conglomeráticos citados) evidencia una historia sedimentaria asimismo compleja, con sucesivas fases de relleno de canal asociadas al crecimiento de barras y erosiones parciales debidas a la aparición y desplazamientos laterales de nuevos canales, todo ello en un cauce fluvial con zonas

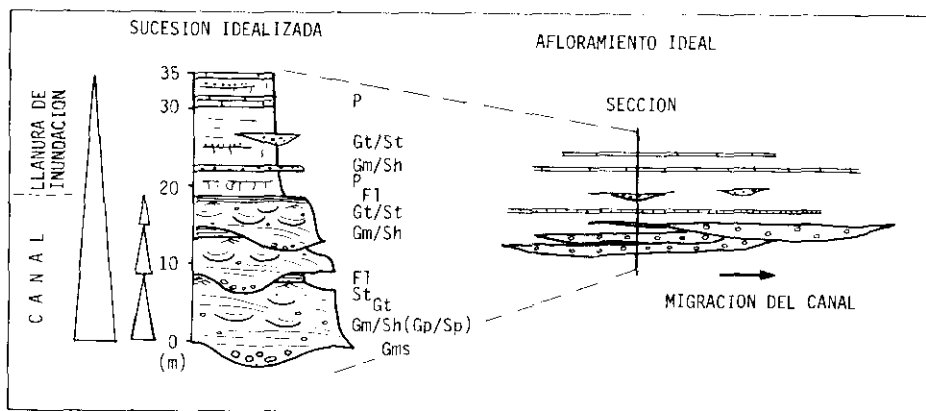


FIG. 4.—A la izquierda, sucesión ideal muy simplificada con secuencias grano-decrescientes a diversas escalas producida por el encajamiento sucesivo de un canal que migra progresivamente (derecha).

FIG. 4.—Left, ideal simplified succession with fining upwards sequences of various scales due to repeated channel fill combined to a certain lateral migration (right).

activas e inactivas cuya posición variaba de continuo. Finalmente, el cauce era abandonado y quedaba cubierto por los depósitos finos de la llanura de inundación.

La génesis y la evolución sedimentaria de las barras de canal trenzado se ha podido esclarecer en gran parte merced a los excelentes afloramientos de la unidad en los alrededores de Moraleda de Zafayona y de Venta Nueva. En ellos se distinguen barras que cegaban progresivamente los canales en los que estaban confinadas y otras, generalmente mayores y más complejas, que no estaban relacionadas con los márgenes de los canales.

En el primer caso el crecimiento pasa por varias fases (Fig. 5) sobre un depósito grosero abandonado de gravas desorganizadas (*lag*): primero se produce una acumulación de gravas con predominio de la acreción vertical y luego un crecimiento lateral y longitudinal por adición de cuñas sedimentarias que registran una secuencia lateral grano-decresciente y granocreciente en sus últimas fases de evolución. La estructura interna de las unidades depositadas en los tres episodios es un reflejo de las distintas condiciones sedimentarias vigentes durante su formación.

El núcleo de la barra consiste en un apilamiento de gravas sin estructura apreciable o con estratificación paralela o cruzada de bajo ángulo pero muy difusa, en las que la acreción vertical superó la migración aguas abajo propiciando la formación de un relieve positivo

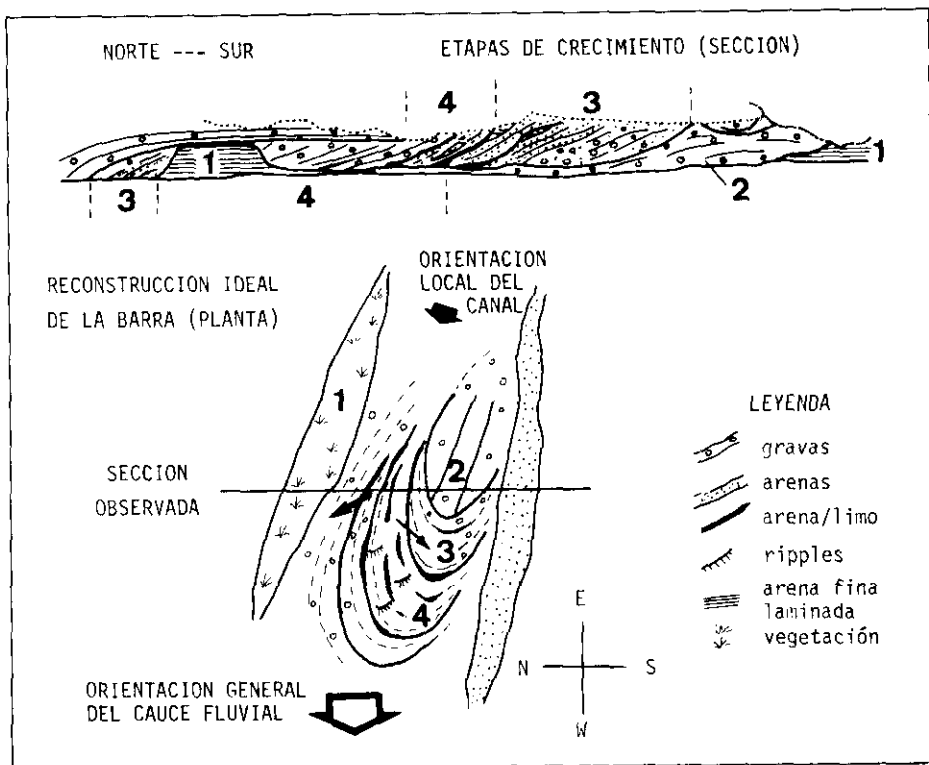


FIG. 5.—Evolución sedimentaria de una barra confinada en un canal. (1) Depósito de sedimentos finos y excavación posterior del canal; (2) núcleo de la barra y depresiones axiales; (3) acreción lateral, y (4) relleno del canal residual y depósito del techo de la barra. Simplificado de DABRIO y FERNANDEZ (1983).

FIG. 5.—Sedimentary evolution of a bar confined into a channel. (1) Deposition of topstratum and late erosion forming a channel; (2) bar core and axial depressions; (3) lateral accretion, and (4) filling up of the remaining channel and deposition of the bar top. Simplified from DABRIO and FERNANDEZ (1983).

capaz de actuar como soporte de caras de avalancha y ser excavado localmente dando pequeñas depresiones longitudinales cuyo relleno consiste en facies Gt.

La secuencia granodecreciente está formada por un apilamiento lateral de unidades con microsecuencias FU separadas por superficies erosivas de reactivación. Las primeras microsecuencias FU incluyen Gp → Sp, pero, al decrecer la energía, pasan a ser de tipo Sp → St → Fl y, finalmente, Sp → Sr → Fl → P, indicativas de un canal inactivo (*slough channel*) donde da tiempo a que se edifique y cimente el sedimento fino depositado. Las superficies de reactivación registran las

oscilaciones mayores (¿estacionales o polianuales?) de la descarga, mientras que las microsecuencias FU se forman merced a las fluctuaciones de descarga cuando se pasa de crecida a estiaje. Las superficies de avalancha de las gravas están orientadas longitudinal y transversalmente al flujo y las «paleocorrientes» medibles resultarían paralelas o transversales respectivamente a la dirección media del canal (que en cualquier caso no tiene que coincidir con la del sistema fluvial). Sin embargo, los ripples de los intervalos arenosos asociados reflejan con mayor veracidad la dirección media del flujo en el canal y traducen mejor su orientación. De ahí la aparente discrepancia de las paleodirecciones.

La estructura interna de los materiales que integran la secuencia granocreciente de relleno del canal residual (entre la barra y el margen opuesto del canal) registran la vuelta a condiciones de canal activo, pero con prolongados períodos de estiaje. El aterramiento progresivo del canal hizo que el flujo alcanzase velocidades y competencias mayores incorporando granulometrías crecientes hasta cegar el canal, con lo que la barra quedó incorporada al relieve positivo que limitaba originalmente el canal. Las condiciones de flujo supercrítico sobre el techo de la barra llevaron al depósito de facies Gm. Desgraciadamente el registro de sedimentos más modernos ha desaparecido por erosión.

En el segundo caso, es decir, en las barras que crecen libremente en un canal, la estructura interna es más compleja, pero los procesos sedimentarios son muy similares y aparecen unidades superpuestas vertical y lateralmente, superficies erosivas y de reactivación, microsecuencias FU y surcos erosivos o depresiones axiales (Fig. 6). La diferencia esencial con el otro tipo es la mayor importancia de la acreción vertical y la ausencia de rasgos que recojan el relleno de los canales situados entre la barra y los márgenes del cauce o las barras adyacentes (razón por la que se les supone «libres» o aisladas).

Con todo ello, y con las observaciones en otros puntos del sistema fluvial, puede elaborarse un modelo de evolución y, en consecuencia, de estructura interna de barras en ríos trenzados con carga de gravas y arenas (Fig. 7): el núcleo de la barra se forma en condiciones de alta descarga y alta energía y su historia evolutiva posterior pasa por una etapa de tendencia negativa y por otra positiva a techo. La secuencia negativa está relacionada con la progresiva disminución de la columna de agua sobre el techo de la barra y en realidad es una suma de microsecuencias de energía decreciente. No obstante, la energía va aumentando sobre la barra como se evidencia en la laminación paralela de alto régimen de flujo que es característica del techo de la barra y que supone una energía más elevada que la necesaria para el depósito de los términos infrayacentes. La secuencia positiva suele ser

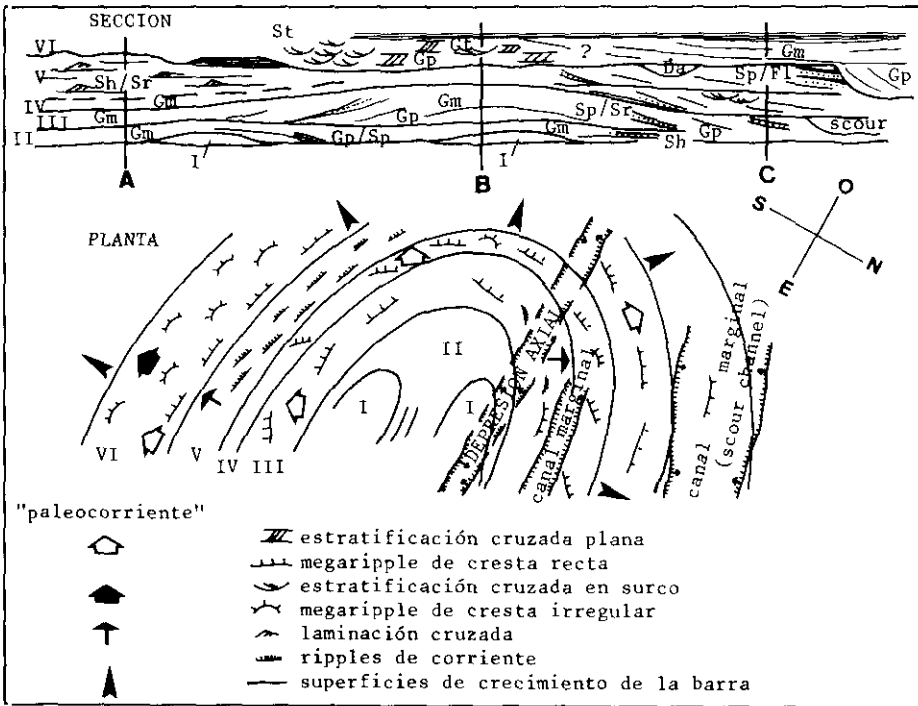
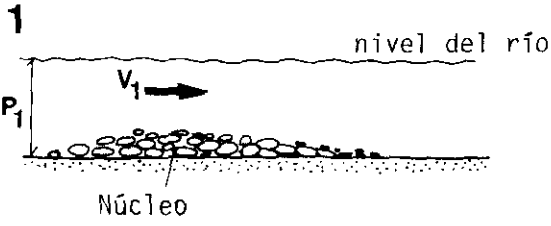


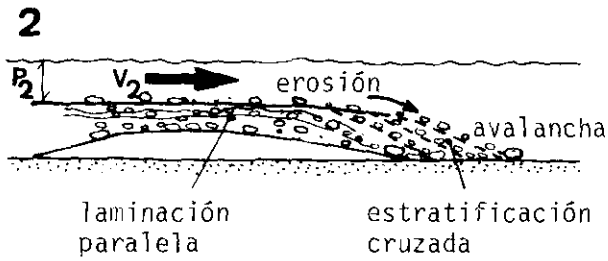
FIG. 6.—Arriña, modelo conceptual de las fases de crecimiento y las facies asociadas en una barra que creció libre en un canal. Abajo, mapa idealizado de las formas de fondo y sus respectivas direcciones de movimiento. Nótese la divergencia entre las direcciones de acreción (formas de gran escala) y la de migración de las formas menores (estructuras sedimentarias de pequeña escala): la medida de paleocorrientes debe ir precedida de una cuidadosa observación e interpretación. Según DABRJO y FERNANDEZ, 1983.

FIG. 6.—Above, conceptual model of the accretional stages and associated facies in a bar growing free in a channel. Below, idealized map of bedforms and relative directions of migration. Note the divergence between the directions of accretion of the bar (large-scale bedforms) and those of the smaller scale sedimentary structures. Careful observation and interpretation must precede paleocurrent measurements. After DABRJO and FERNANDEZ, 1983.

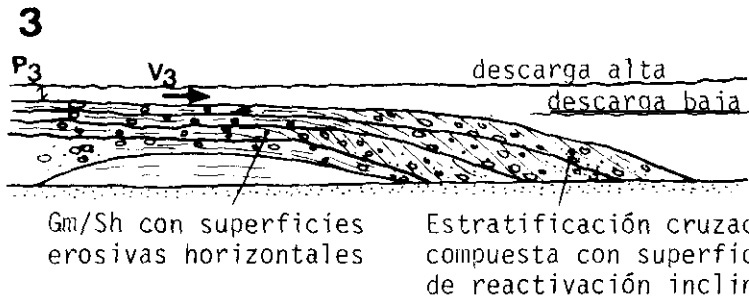
menos potente y se forma cuando la barra se convierte en un obstáculo demasiado importante frente al flujo a causa de su elevado relieve, y el rozamiento frena el movimiento de la lámina de agua que pasa sobre el techo de la barra permitiendo que se asienten las partículas finas dispuestas en estructuras de pequeña escala que, finalmente, pueden ser colonizadas por la vegetación que, a su vez, potencia el efecto de entrapamiento de sedimento.



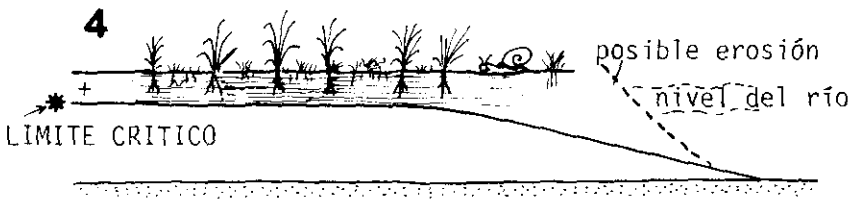
Depósito del núcleo a partir de una lámina difusa de cantos



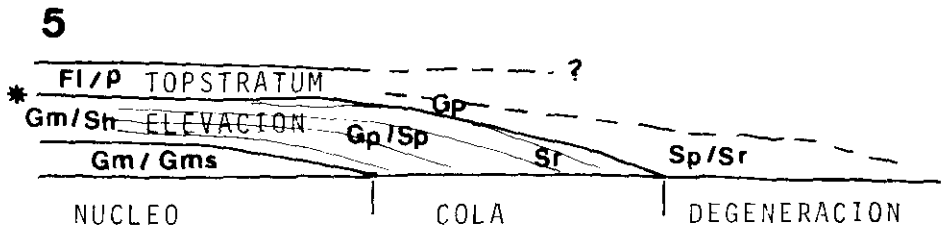
Acreción vertical y avalancha



Frenado progresivo de la corriente



Depósito de finos (topstratum) en grandes crecidas, bioturbación y edafización



El potencial de preservación de estas formas de fondo es muy variable y depende de la relación entre la tasa de acreción vertical del sistema y la movilidad lateral del cauce y los canales que contiene.

ARQUITECTURA FLUVIAL

Las secuencias de facies de orden métrico citadas antes se deben al crecimiento y migración de barras y a la excavación de surcos en sus partes altas. A la escala del banco de arquitectura compleja (*multistorey layer*) estas secuencias se apilan en otras de orden decamétrico interrumpidas por repetidas superficies de erosión, debido a la superposición de las secuencias promedio (en realidad de las partes conservadas, que suelen ser las inferiores) más características de los subambientes de la llanura aluvial. La megasecuencia compleja resultante registra una disminución progresiva del tamaño de grano y de la energía por término medio (Fig. 4).

La generación de un tipo u otro de secuencia guarda relación con la energía y constancia del flujo, la profundidad del canal o, si se pre-

FIG. 7.—Génesis de la estructura interna de las barras trenzadas de grava de Moraleda de Zafayona. (1) A partir de una lámina difusa de cantos se deposita un residuo abandonado (lag) que forma el núcleo de la barra a cierta profundidad (P_1) y para determinada velocidad de la corriente (V_1). (2) Las fluctuaciones de flujo provocan el crecimiento vertical y el desarrollo de una superficie de avalancha pero la disminución de la profundidad sobre la barra (P_2) origina un incremento de la velocidad (V_2) que favorece el transporte y la erosión parcial del fondo, con formación de superficies erosivas y pavimentos de cantos. (3) El proceso de acreción continúa lateral y verticalmente y se deposita la mayor parte del material que constituye la barra. A partir de cierta altura (límite crítico a la profundidad relativa P_3), la lámina de agua que cubre la barra es pequeña y se produce un frenado progresivo de la corriente (velocidad V_3) que permite el asentamiento de materiales de grano más fino (4) que forma el techo de la secuencia (topstratum) por encima del nivel «normal» del agua. Esta parte puede ser colonizada por organismos. Lateralmente, o con posterioridad, pueden producirse erosiones parciales que remueven parte de la secuencia. (5) Modelo conceptual de distribución de facies en las barras estudiadas. Según DABRIO y FERNANDEZ, 1983.

FIG. 7.—Genesis of the internal structure of the braided bars in Moraleda de Zafayona. (1) Deposition of a lag from a diffuse gravel sheet which forms the core of the bar at a certain depth (P_1) and current velocity (V_1). (2) Fluctuations of flow allow vertical accretion and development of a foreset but the decreasing depth over the top of the bar (P_2) produces increased current velocities (V_2) with active transport of sediment towards the front of the bar and partial erosion recorded as flat erosional surfaces and pavements. (3) Continuation of lateral and vertical accretion allows the deposition of the major part of the sediment incorporated into the bar. When a certain bar height (called critic limit at the relative water depth P_3) is reached, the thickness of the laminae of water that covers the bar is small and a progressive damping occurs (V_3) with deposition of the finer fractions (4) that form the topstratum of the sequence above the «normal» water level. This part of the bar can be colonized by organisms. Partial erosion may occur. (5) Conceptual model showing the arrangements of facies along the studied bars. After DABRIO and FERNANDEZ, 1983.

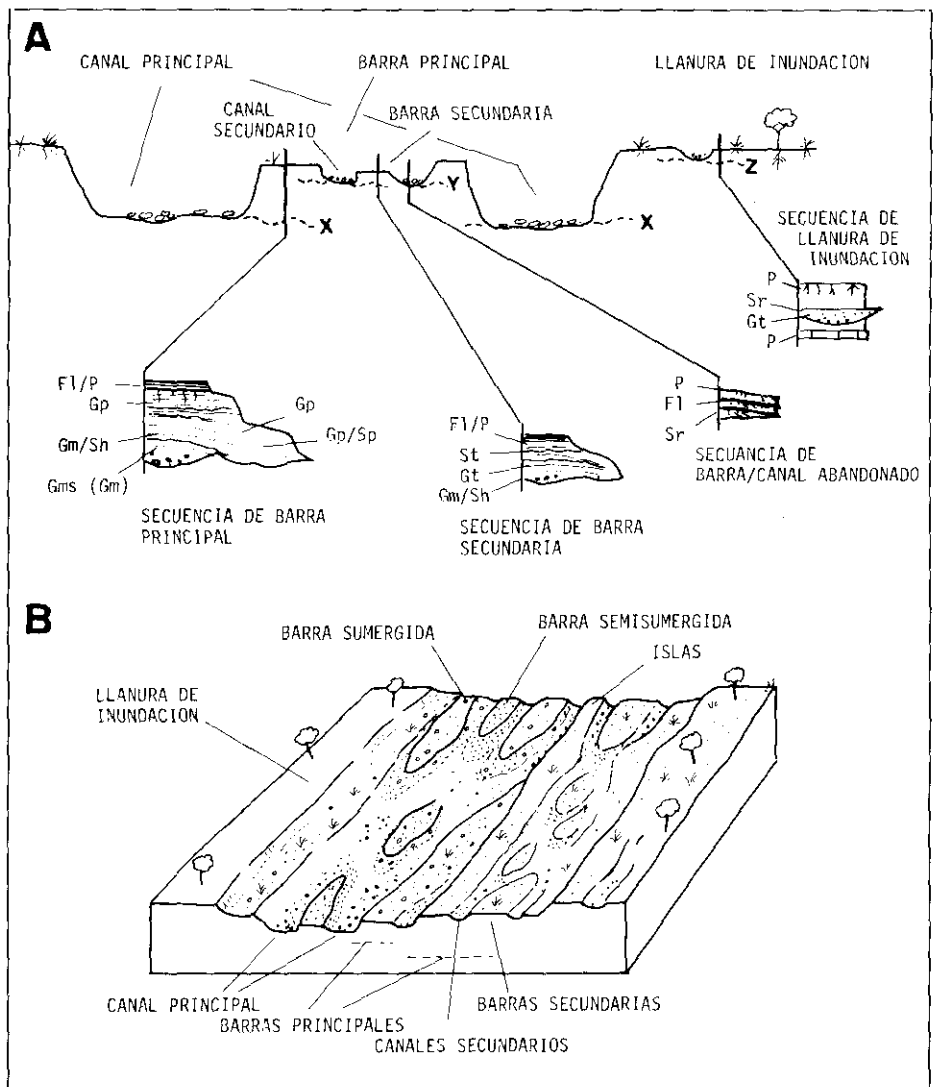


FIG. 8.—A: Esquema del cauce fluvial propuesto para los Conglomerados de Moraleda de Zafayona y de las secuencias encontradas en sus diversas partes. La profundidad alcanzada por la erosión de los canales varía con su escala y puede afectar potencialmente hasta las líneas sinuosas discontinuas (X) canales principales, (Y) secundarios y (Z) canales menores de la llanura de inundación. B: modelo conceptual que resume los elementos morfológicos principales y los relaciona con el modelo de la parte superior. Téngase en cuenta que las barras principales se han dibujado en diferente posición en A (central) y en B (marginal).

FIG. 8.—A: Scheme of alluvial river bed and related sequences for the Moraleda de Zafayona conglomerate. According to the scale of the channels the erosion

fiere, la elevación media de la zona considerada con respecto al *thalweg* del cauce fluvial y la distancia al cauce activo (Fig. 8).

Las facies sedimentarias dominantes son las Gm, asociadas a barras carentes de superficies de avalancha definida, por lo que deben corresponder a las denominadas barras longitudinales que, si llegan a crear el suficiente relieve, pueden desencadenar la avalancha y dar lugar a facies Gp. La facies Gt corresponde normalmente al relleno de pequeños canales bien sea entre barras o bien excavados en ellas; tan sólo en algunos casos se deben a la migración de megaripples (dunas). En cuanto a las facies Fl, corresponden al depósito de grano fino sobre las barras (*topstratum*) o en canales inactivos (*slough channels*).

El modelo aluvial que se postula tiene en cuenta tanto las facies de canal como las de llanura de inundación y consiste en un sistema trenzado con un cauce amplio en que existen zonas más activas que son las más deprimidas o «profundas», otras algo las elevadas que se inundan en las crecidas y que en las épocas de estiaje son inactivas o están secas y otras, en fin, más elevadas todavía, que forman la llanura de inundación surcada por canales menores (Fig. 8B).

Las zonas que se consideran más activas corresponden al *thalweg* del río donde la corriente fluye con más continuidad. Allí quedarían abandonados los cantos de mayor tamaño (*lag*) que la corriente pudiera transportar temporalmente, acumulándose gravas con (Gms) o sin matriz arcillosa (Gm) de estructura interna más o menos grosera, formando barras longitudinales que pueden crecer vertical y lateralmente dando caras de avalancha y secuencias métricas granodecrecientes. Cualquier modificación del cauce activo dará lugar a erosiones importantes de las barras y dejará preservadas sólo las partes basales de las secuencias (Fig. 8A).

Las zonas marginales, algo más elevadas topográficamente con respecto al *thalweg* (no es fácil precisar un valor, pero a título indicativo puede estimarse en unos 2-3 m) son inundadas y expuestas periódicamente. Los canales son menos profundos que los del cauce activo y, por ello, también las barras y otras acumulaciones son de menor escala. Un aspecto muy importante es que los canales no llegan a excavar lo suficiente como para remover del todo las acumulaciones formadas en el subambiente anterior.

Los márgenes del cauce y la llanura de inundación son zonas comparativamente elevadas con respecto a las anteriores y los canalillos que las surcan no son capaces de erosionar a gran profundidad.

proceeds down to increasingly higher depths indicated by sinuous dotted lines (X) major channels, (Y) secondary and (Z) small-scale channels in the flood plain. B: Conceptual model of the morphological features of the complex river bed. Note that the major bars lay at different positions in A (central) and B (marginal).

La migración lateral de estos subambientes, unida a una cierta tasa de acreción vertical del sistema permite explicar satisfactoriamente la génesis de las secuencias observadas. Las superficies de reactivación y las microsecuencias se deben a las fluctuaciones menores del caudal, que tienen lugar con una periodicidad estacional o menor.

La arquitectura fluvial y la distribución de facies varía con la distalidad del sistema aluvial (Fig. 9).

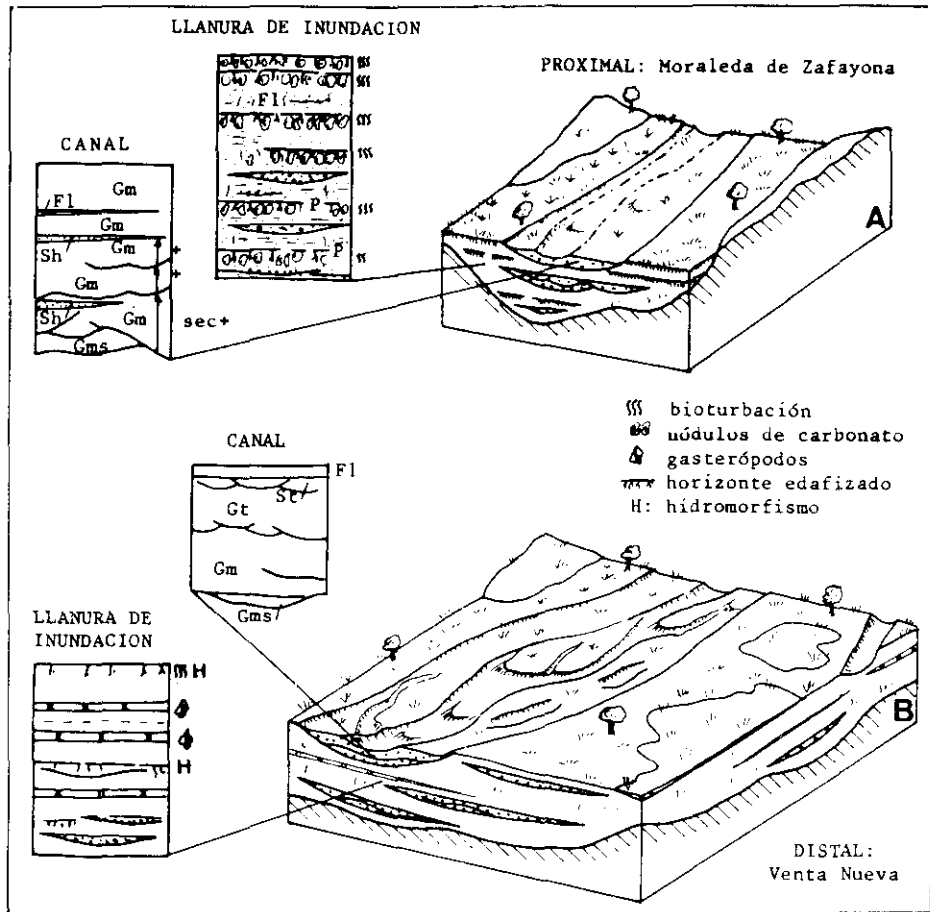


FIG. 9.—Arquitectura fluvial y secuencias características en el sistema fluvial de Moraleda de Zafayona de acuerdo con la distalidad. Según FERNANDEZ y DABRIO, 1983.

FIG. 9.—Fluvial architecture and representative sequences according to distality in the fluvial system of Moraleda de Zafayona. After FERNANDEZ and DABRIO, 1983.

En las AREAS PROXIMALES, donde el sistema estaba confinado en un paleovalle, existen canales bastante rectos en los que el depósito se realizaba en condiciones de elevada energía, y llanuras de inundación con zonas vadosas bien desarrolladas y con vegetación.

En los rellenos de canales la relación grava/arena es muy elevada y dominan los conglomerados desorganizados (Gms) que pasan lateral o verticalmente a conglomerados imbricados con estratificación cruzada de bajo ángulo (Gm) asociados a niveles de finos de arenas con laminación paralela (Sh). En conjunto, corresponden a secuencias depositadas en barras bajas muy planas con frentes de tipo *riffle*, donde las grandes variaciones de la descarga generan microsecuencias FU separadas por superficies erosivas. Las facies de llanura de inundación son predominantemente areno/arcillosas, con niveles muy continuos lateralmente de edafización y desarrollo de nódulos carbonatados. Intercalados se encuentran bancos lenticulares de gravas y arenas que corresponden a rellenos de canales cuyo tamaño y tiempo de ocupación son menores que los del canal principal y cuyas direcciones de paleoflujo pueden ser paralelas u oblicuas a las de aquéllos. Otros bancos tienen morfología tabular y consisten en nivelillos de gravas de base neta erosiva o en capas de arenas muy bioturbadas cuyo origen se liga a desbordamientos en épocas de crecida e inundación.

En las AREAS DISTALES, donde el sistema estaba sólo parcialmente confinado, los canales eran algo más sinuosos y con barras que dividían el cauce, todo ello en el seno de una llanura de inundación con un nivel freático muy alto o encharcada, donde se producían procesos de hidromorfismo y precipitación de carbonatos lacustres.

El flujo en los canales tenía lugar en condiciones de energía más baja que en las áreas proximales, lo cual genera rellenos caracterizados por una relación grava/arena más baja que las anteriores y sucesiones de facies de tipo $Gm/Sh \rightarrow Gt \rightarrow St \rightarrow Fl$, debidas a la construcción generalizada de barras provistas de caras de avalancha a cuyo favor se depositaban cuñas de sedimento que hacían migrar la barra. Los altibajos en el caudal quedan registrados en superficies erosivas a diversas escalas, en superficies de reactivación y en microsecuencias granodecrecientes (FU).

Las facies de llanura de inundación son de tamaño de grano algo más fino (por término medio) que las de áreas proximales, e incluyen niveles arcillosos grisáceos bioturbados y afectados por hidromorfismo, y bancos carbonatados con faunas de gasterópodos lacustres. Se encuentran también rellenos de canales arenosos menores y bancos tabulares (?) de desbordamiento semejantes, en general, a los tratados antes.

Se asume que la tasa de acreción vertical del sistema aluvial era elevada pues la migración de canales secundarios dentro del cauce

mayor no suele conducir a la remoción total de las barras adyacentes, sino que se respetan las partes bajas de las secuencias. A una escala mayor, los rellenos de canales mayores se superponen en la vertical separados por paquetes, a veces de considerable espesor, de facies de llanura de inundación. Ello hace pensar en una subsidencia continua que casi se compensa con el depósito de materiales fluviales. Probablemente la velocidad de subsistencia creció con el tiempo hacia las partes más meridionales o proximales dando lugar a que las facies de llanura de inundación de tipo «distal» (con nivel freático alto) se expandiesen en esa dirección.

Una posible explicación de este hecho es que alrededor de la masa diapírica de Láchar debió formarse una zona deprimida anular, pero el hecho tiene mayor alcance, pues las facies de *backswamp* o llanura encharcada se extendieron hacia el norte y el sur durante el Plioceno II-Cuaternario I, a partir de las áreas más subsidentes que se situaban a lo largo del actual río Genil (SANZ DE GALDEANO, 1980). Quizá pueda argumentarse que todo esto sea un efecto aparente producido por un ascenso del nivel freático en las zonas meridionales, sin mayor conexión con fenómenos de más alcance, pero parecen existir demasiados rasgos que apuntan a un proceso mayor.

Los controles mayores del depósito son: 1) el área fuente, situada a cierta distancia hacia el sur en relación con el borde activo meridional de la depresión; 2) la existencia de paleovalles de elongación aproximada sur-norte, controlados por líneas de subsidencia probablemente relacionadas con fracturas, que son las responsables de la marcada superposición de los cuerpos canalizados en el mismo plano vertical longitudinal respecto al paleovalle (por si fuera poco, las direcciones de los valles aluviales de hoy día son también sur-norte y el propio río Cacán se encaja en los depósitos aluviales estudiados siguiendo un curso casi idéntico a la de los canales que se han presentado más atrás); 3) las masas diapíricas y las zonas de fractura causantes de levantamientos y subsidencias locales dentro de la cuenca plio-cuaternaria; 4) las grandes líneas de fractura que controlan el desagüe de la Depresión entre la Sierra Borda de Loja y el Hacho, y 5) el clima templado con precipitaciones estacionales.

BIBLIOGRAFIA

- DABRIO, C. J., y FERNÁNDEZ, J. (1983 a): Génesis y evolución de barras conglomeráticas en un río de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España). *Mediterránea*, 2, 3-28.
- DABRIO, C. J., y FERNÁNDEZ, J. (1983 b): Estructura interna en barras de ríos trezados conglomeráticos. Libro de Comunicaciones del IX Congreso Nal. de Sedimentología, Menorca, 1.13-1.16.

- FERNÁNDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1983 a): Los conglomerados de Moraleda: un modelo de sistema fluvial de tipo *braided* (Depresión de Granada, España), *Estudios Geol.*, 39, 53-69.
- FERNÁNDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1983 b): Secuencias proximales y distales en ríos de baja sinuosidad. Libro de Comunicaciones del IX Congreso Nal. de Sedimentología, Menorca, 1.17-1.20.
- FERNÁNDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1984): Conglomerate deposits of braided rivers at the northwestern edge of the Granada Basin (Spain). Abstracts del 5th European regional Meeting of Sedimentology.
- GARCÍA DUEÑAS, V., y GONZÁLEZ DONOSO, J. M. (1970): Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Granada (1009). I.G.M.E., 19 p.
- GONZÁLEZ DONOSO, J. M. (1967): Estudio geológico de la Depresión de Granada, Tesis Doctoral Universidad de Granada (inérita).
- GONZÁLEZ DONOSO, J. M., y VERA, J. A. (1969): Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Loja (1025). I.G.M.E., 16 p.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided river depositional environments, *Earth Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary, en *Fluvial Sedimentology* (Ed. por A. D. Miall), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 597-604.
- RUST, B. R. (1978): A classification of alluvial channel systems, en *Fluvial Sedimentology* (Ed. por A. D. Miall), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 187-198.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1980): La neotectónica del norte de la Depresión de Granada, *Estudios Geol.*, 36, 255-261.
- SANZ DE GALDEANO, C.; VIDAL, F., y DE MIGUEL, F. (1982): El sistema de fracturas de dirección N 10-30 E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas), *Estudios Geol.*, 38, 393-398.
- VERA, J. A. (1969 a): Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes, Tesis Doctoral Universidad de Granada, Mem. I.G.M.E., n.º 82, 192 p.
- VERA, J. A. (1969 b): Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Montefrío (1008), I.G.M.E. 16 p.