

# 8

# Geomorfología Fluvial I

## CONTENIDO

- 8.1. Introducción
- 8.2. Breve historia de la Geomorfología Fluvial
- 8.3. El sistema fluvial. Concepto de hidrosistema
- 8.4. Morfometría de una cuenca fluvial
- 8.5. Hidráulica del flujo fluvial
- 8.6. Transporte de sedimentos
- 8.7. Erosión fluvial
- 8.8. Perfil longitudinal. Nivel de base. Capturas
- 8.9. Sistemas de canales fluviales
- 8.10. Canales fluviales y su estabilidad
- 8.11. Metamorfosis de los ríos

# 8.1 Introducción

Se conocen muchas definiciones de Geomorfología Fluvial y algunas las recoge Gregory (2004a). Estimamos que una de las más completas es la propuesta por Richards (1987), en la que considera como objetivo fundamental de la Geomorfología Fluvial la explicación de las relaciones entre procesos físicos del flujo en canales de lecho móvil, la mecánica del transporte de sedimentos forzado por el flujo y las formas de los canales aluviales creadas por el transporte de sedimentos.

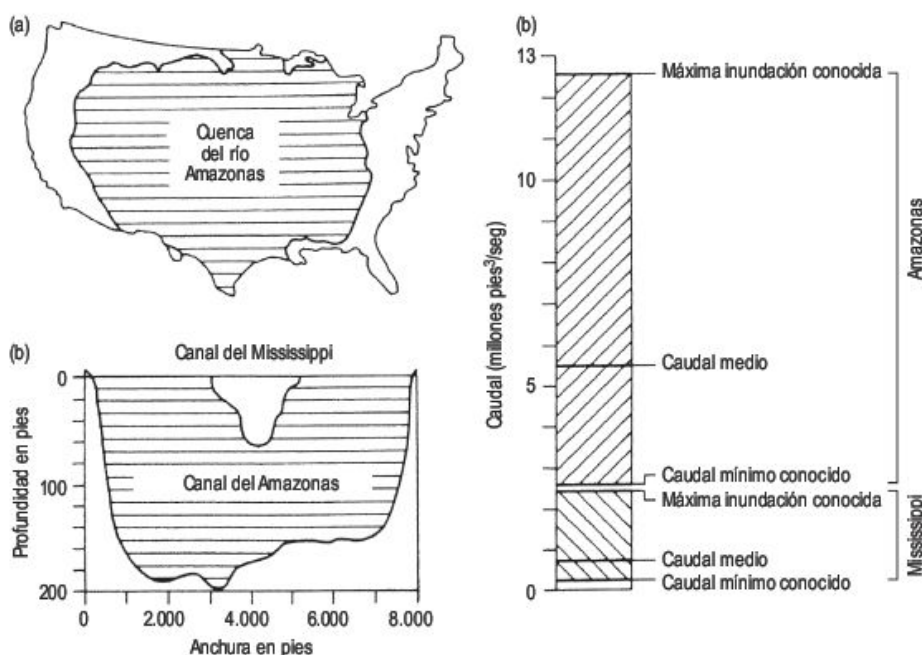
Los ríos son esencialmente agentes de erosión y transporte, que suministran a los océanos agua y sedimentos procedentes del continente. A pesar de que <0,005% del agua continental se encuentra en los ríos en un momento determinado, el flujo del agua es una de las fuerzas más importantes que operan en la superficie terrestre (Knighton, 1998). Los ríos transportan alrededor de 19.000 millones de toneladas de material cada año, 80% como sólido y 20% en forma disuelta (Meybeck, 1979; Milliman y Meade, 1983; Walling, 1987). Durante las inundaciones, las cifras obtenidas para algunos ríos son grandiosas. Por ejemplo, la inundación muy destructiva del río Mississippi de 1973 alcanzó en San Luis un caudal de 24.210 m<sup>3</sup>/seg. La máxima inundación de este río superó los 56.640 m<sup>3</sup>/seg, pero es inferior al caudal medio del río Amazonas, que es el mayor de todos los ríos (Fig. 8.1) (Chorley *et al.*, 1984).

Un río es un cuerpo de agua que fluye en un canal. Las características del flujo del agua constituyen el

dominio del ingeniero hidráulico, mientras que las dimensiones y el sistema de canales son problemas geomorfológicos (Chorley *et al.*, 1984). Un problema para los geomorfólogos es la determinación de las características del canal, ya que en la mayoría de los casos lo vemos cubierto parcialmente de agua. En los periodos secos y en las regiones áridas y semiáridas, no discurre agua por los canales la mayor parte del año. Los canales de las zonas áridas son efímeros, ya que el agua discurre durante las tormentas, en contraste con los cursos fluviales perennes de las regiones húmedas. Los ríos intermitentes fluyen estacionalmente al menos durante un mes al año.

El más importante de todos los procesos geológicos que actúan en la superficie terrestre es el agua de escorrentía (Morisawa, 1968). Crea una gran parte del paisaje y forma llanuras de inundación en las que se construyen muchas de nuestras ciudades. La acción fluvial genera laderas abruptas, que al aumentar su inestabilidad dan origen a deslizamientos. El agua de fusión de los glaciares discurre por canales trenzados (*braided*) transportando los materiales glaciares río abajo. Los ríos exorreicos vierten sus aguas a los océanos, pero los que fluyen por zonas endorreicas depositan su carga en cuencas interiores. Finalmente, las corrientes subterráneas movilizan partículas por debajo de la superficie terrestre (Morisawa, 1985).

**FIGURA 8.1** Los ríos Amazonas y Mississippi. A. La cuenca del río Amazonas cubre 6 millones de km<sup>2</sup> y su tamaño equivale a las <sup>3</sup>/<sub>4</sub> partes de los Estados Unidos. B. Comparación de las secciones transversales del río Amazonas en Obidos (a unos 700 km. de su desembocadura) y la del río Mississippi en Vicksburg (a unos 500 km. del delta). C. Comparación de los caudales del río Amazonas en Obidos y del río Mississippi en Vicksburg (Chorley *et al.*, 1984).



# 8.2

## Breve historia de la Geomorfología Fluvial

El desarrollo de la Geomorfología Fluvial ha ido parejo al incremento de conocimientos en Geomorfología. Durante los siglos XVII y XVIII los ingenieros hidráulicos, como Perrault, Surréll, Guettard, Desmarest y De Saussure se preocupaban de la degradación y formación del paisaje por acción Fluvial, a pesar de las ideas diluvialistas que reinaban en esa época. Estas ideas fueron paulatinamente desechadas a partir de los trabajos de los geólogos escoceses Hutton (siglo XVIII) y Lyell (siglo XIX) y, finalmente, se acabó con el catastrofismo, imperante durante muchos siglos. Con ellos comienza el desarrollo científico de la Geología y, por lo tanto, de la Geomorfología.

Los avances más interesantes a final del siglo XIX se deben a los geólogos norteamericanos Dutton y Powell, que documentaron la acción erosiva de los ríos para formar cañones. A Powell se debe el concepto de nivel de base de erosión; consideró la existencia de niveles de base locales y al mar como nivel de base general. También clasificó los ríos en consecuentes, antecedentes y sobreimpuestos. Las contribuciones del geólogo norteamericano Gilbert durante finales del siglo XIX y principios del XX, se ocupaban de los procesos de la mecánica del flujo, capacidad y competencia, así como el concepto de equilibrio (*grade*) y la interdependencia de las variables dentro del sistema fluvial (Morisawa, 1985).

Williams Morris Davis estableció en 1899 su ciclo de erosión (juventud, madurez y senilidad) y sus ideas perduraron hasta el advenimiento de los métodos cuantitativos en los sistemas Fluviales (Morisawa, 1968) a mediados del siglo XX. El tratado de mayor impacto, que reúne las investigaciones de los autores, fue *Fluvial Processes in Geomorphology* (Leopold *et al.*, 1964), que proporcionó la base de la investigación de los sistemas Fluviales actuales. En las siguientes décadas se publicaron varios tratados de Geomorfología Fluvial. Gregory (2004a) indica las características fundamentales de los mismos: dinámica y morfología (Morisawa, 1968), forma y proceso (Richards, 1982; Morisawa, 1985; Knighton, 1984, 1998), ríos y paisaje (*landscape*) (Petts y Foster, 1985) y el sistema fluvial (Schumm, 1977). Todos ellos son tratados en los que se

pueden analizar los progresos de la investigación sobre los procesos Fluviales y las formas resultantes. Junto con la cuantificación de las cuencas de drenaje iniciada por Horton (1945), recogida y ampliada por Zavoianu (1985), se llevan a cabo numerosos experimentos en laboratorios sobre Geomorfología Fluvial (Schumm *et al.*, 1987). En el pasado los sistemas fluviales han estado sometidos a cambios climáticos y a deformaciones tectónicas (Schumm *et al.*, 2000) que, entre otras situaciones, pueden desencadenar o facilitar la generación de paleoinundaciones (Baker y Bunker, 1985; Benito y Thorndycraft, 2004a, b).

Si siempre fue importante el conocimiento, comportamiento y predicción de los cursos Fluviales, en la actualidad y como consecuencia del bagaje adquirido por las técnicas de cuantificación, podemos ser capaces de efectuar labores de predicción sobre el comportamiento de los sistemas Fluviales ante variaciones en el medio ambiente.

Uno de los aspectos de la Geomorfología Fluvial es el de la explotación de sus recursos, que pueden crear numerosos problemas ambientales (Brierley y Fryirs, 2005). Los humanos necesitan agua para sus necesidades. En el mundo actual la superpoblación (más de 6.000 millones de habitantes en el mundo) es el problema más serio con el que se encuentra la humanidad, ya que ésta demanda agua al medio ambiente y éste se ve sometido a una intensa presión. Los ríos nos suministran agua, tanto de boca como de regadío, generan energía hidroeléctrica, refrigeran las centrales nucleares, son explotados como placeres y utilizados para la navegación y deportes, y las morfologías resultantes de su actividad originan bellos paisajes que son objetos de visitas turísticas. También los ríos son vías de evacuación de sustancias residuales. Igualmente, los ecosistemas Fluviales son de vital importancia para determinados hábitats de flora y fauna. También el agua constituye un riesgo natural de cara a las sequías, polución e inundaciones. Estas últimas afectan a la vida del hombre y a sus propiedades. El hombre se ha asentado y explotado los recursos de las llanuras de inundación fluviales y de las zonas de sedimentación de los abanicos aluviales y, posiblemente sin saberlo, se encuentra en zonas de peligrosidad.

# 8.3

## El sistema fluvial. Concepto de hidrosistema

Durante las tres últimas décadas, el concepto de sistema (Chorley, 1962) se ha utilizado con profusión en ciencias ambientales con el fin de conectar los procesos físicos,

químicos y biológicos (Piégay y Schumm, 2003). Ha tenido una gran influencia en Geomorfología Fluvial (Chorley y Kennedy, 1971) y se ha ensamblado con otras

disciplinas próximas, como ecología, hidrología, geografía humana y gestión del medio fluvial (Hack, 1960; Stoddart, 1965a; Schumm, 1977; Dunne y Leopold, 1978).

El sistema se puede definir como una combinación significativa de cosas que forman un conjunto complejo, con conexiones, interrelaciones y transferencias de energía y materia entre ellos. En el caso de sistema fluvial no solo implica a los canales Fluviales, sino también al conjunto de redes de drenaje y zonas de sedimentación de abanicos aluviales y deltas y también a las escorrentías y sedimentos de ladera (Piégay y Schumm, 2003).

El sistema fluvial cambia con el tiempo, debido a la actividad de los procesos erosivos y de sedimentación, y también responde a los cambios climáticos, modificaciones del nivel de base, tectónica cuaternaria y actividades humanas (Park, 1981). Por consiguiente, las labores de predicción en un sistema fluvial son difíciles de llevar a cabo debido a su variabilidad.

La Figura 8.2 representa un esquema idealizado de un sistema fluvial (Schumm, 1977) en el que se distinguen tres zonas. El área más superior de la cuenca (Zona 1) constituye el área de producción de escorrentía y sedimentos. La Zona 2 es el sector de la transferencia y en la Zona 3 se produce la sedimentación (abanicos aluviales, deltas, llanuras de inundación). La división parece artificial, ya que los ríos transportan, erosionan y depositan en todas las zonas. No obstante, cada una de ellas se caracteriza por el predominio de un proceso.

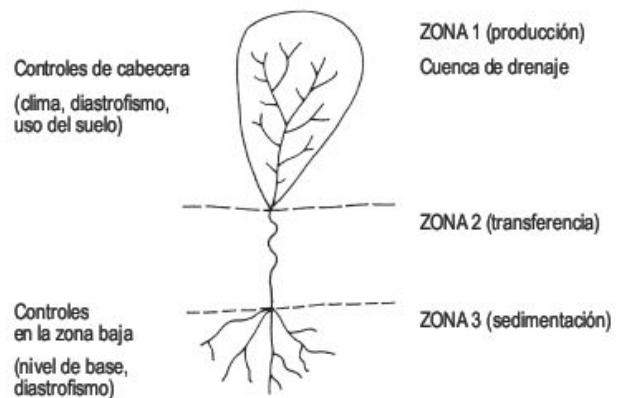


FIGURA 8.2 Sistema fluvial idealizado (Schumm, 1977).

Al definir las componentes del sistema Fluvial, se debe establecer una escala temporal, ya que el rango de las variables y sus intersecciones cambian según la escala utilizada (Tabla 8.1). El tiempo, la geología y el clima son variables independientes, mientras que la vegetación, el relieve, la paleohidrología y las dimensiones del valle constituyen variables dependientes. Durante el tiempo geológico tenemos escasos o ningún conocimiento en relación con las variables dependientes, tales como las variables relativas a las dimensiones del canal y estas variables se clasifican como indeterminadas (Schumm y Lichty, 1965).

Las variables morfológicas independientes ajustan su respuesta en función de la interacción de variables que

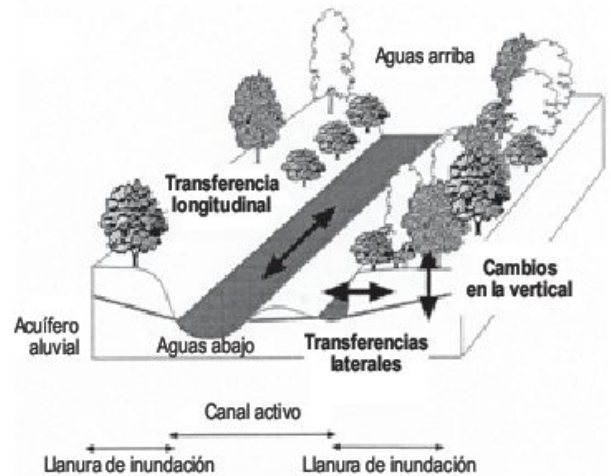
TABLA 8.1 Las variables Fluviales durante intervalos de tiempo de duración decreciente (Schumm y Lichty, 1965).

Variables de los ríos	Variables durante los intervalos de tiempo designados		
	Geológicas	Modernas	Actuales
1. Tiempo	Independiente	No relevante	No relevante
2. Geología (litología y estructura)	Independiente	Independiente	Independiente
3. Clima	Independiente	Independiente	Independiente
4. Vegetación (tipo y densidad)	Dependiente	Independiente	Independiente
5. Relieve	Dependiente	Independiente	Independiente
6. Paleohidrología (descarga a largo plazo de agua y sedimentos)	Dependiente	Independiente	Independiente
7. Dimensiones del valle (anchura, profundidad y pendiente)	Dependiente	Independiente	Independiente
8. Descarga media de agua y sedimentos	Indeterminado	Independiente	Independiente
9. Morfología del canal (anchura, profundidad, pendiente, forma y sistema)	Indeterminado	Dependiente	Independiente
10. Descarga observada de agua y sedimentos	Indeterminado	Indeterminado	Dependiente
11. Características del flujo observadas (profundidad, velocidad, turbulencia, etc.)	Indeterminado	Indeterminado	Dependiente

reflejan aspectos independientes hidrológicos y sedimentológicos de la cuenca Fluvial. Por otra parte, definen la fuerza ejercida por el fluido en el flujo de la corriente y la resistencia al cambio morfológico de los materiales sobre los que se desarrolla el canal. Según Richards (1982), las principales variables independientes son la energía de la corriente, el tamaño del sedimento junto con las características de su distribución y la forma de las partículas de tamaño grava. Todas ellas reflejan la energía de la corriente y las propiedades del sedimento. Las **variables morfológicas dependientes** son la geometría del canal, que es tridimensional, la sección transversal, forma en planta y propiedades del perfil longitudinal, que constituyen la morfología completa y están íntimamente interrelacionados.

En la actualidad los geomorfólogos participan en investigaciones Fluviales con otros científicos del medio ambiente y los procesos geomorfológicos se consideran en relación con los procesos biológicos y la actividad humana. El concepto de **hidrosistema** proporciona un armazón en el que es posible evaluar tales interacciones (Roux, 1982; Amoros y Petts, 1993). El hidrosistema se puede definir como un sistema en tres dimensiones (Fig. 8.3) en el que las componentes longitudinal (aguas arriba y abajo), lateral (márgenes de canal) y vertical/superficial (subterráneo) transfieren energía, material y biota. Por consiguiente, depende de las interacciones dinámicas de los procesos hidrológicos, geomorfológicos y biológicos que actúan en sus tres dimensiones en un amplio rango de tiempo (Piégay y Schumm, 2003).

La dimensión longitudinal se define por las relaciones corriente arriba y abajo. Por ejemplo, un canal aguas arriba está influenciado por los cambios en el aporte de sedimentos, y se puede producir agradación o acreción. Aguas abajo, un descenso del nivel de base produce erosión remontante, que trae consigo el afloramiento del lecho fluvialrocoso. La dimensión lateral es bastante compleja en los cambios de canales o metamorfismo de los canales. Así, el río Ubaye, afluente del Durante en los Alpes franceses, es un canal trenzado (*braided*) durante su recorrido por formaciones margosas, pero se convierte paulatinamente en meandriforme y luego en canal recto cuando discurre por rocas más resistentes (Piégay *et al.*,



**FIGURA 8.3** El hidrosistema, un sistema complejo con tres ejes bidireccionales: aguas arriba y abajo, márgenes del canal, ambientes superficiales y subterráneos (Piégay y Schumm, 2003).

2000). El comportamiento del canal implica la arquitectura de la llanura de inundación y, por consiguiente, su diversidad biológica. La dimensión vertical produce la degradación o agradación del canal y estos cambios pueden inducir en las fluctuaciones biológicas y químicas de la llanura de inundación. Por ejemplo, la incisión del canal lleva parejo el descenso del nivel freático, que claramente afecta a la flora.

El concepto de hidrosistema puede ser considerado como una extensión del concepto de sistema fluvial (Schumm, 1977), aplicado a grandes ríos con llanuras de inundación bien desarrolladas. Implica no solo a procesos geomorfológicos, sino también a procesos biológicos y químicos. Mientras que el sistema fluvialacentúa las dimensiones temporales y longitudinales, el concepto de hidrosistema enfatiza las dimensiones laterales y verticales, que son más importantes en las grandes llanuras de inundación y ejercen una gran influencia en el almacenamiento de aguas subterráneas aluviales, riqueza ecológica y regeneración de la vegetación del margen (Piégay y Schumm, 2003).

## 8.4 Morfometría de una cuenca fluvial

Una cuenca fluvial de drenaje comprende todo el área que le proporciona la escorrentía superficial (Gregory y Walling, 1973). La cuenca de drenaje es una entidad bien definida topográfica e hidrológicamente y se considera como una unidad geomorfológica fundamental (Chorley, 1969).

Es el resultado de las interacciones del flujo de la materia y la energía frente a la resistencia de la superficie topográfica (Zavoianu, 1985). Se hace necesario estudiar la configuración de la cuenca fluvial para conocer su morfología y las relaciones proceso-forma. Este estudio hay que ex-

presarlo cuantitativamente y para ello han sido propuestos numerosos métodos. Nos limitaremos a estudiar las características más importantes que definen la cuenca de drenaje.

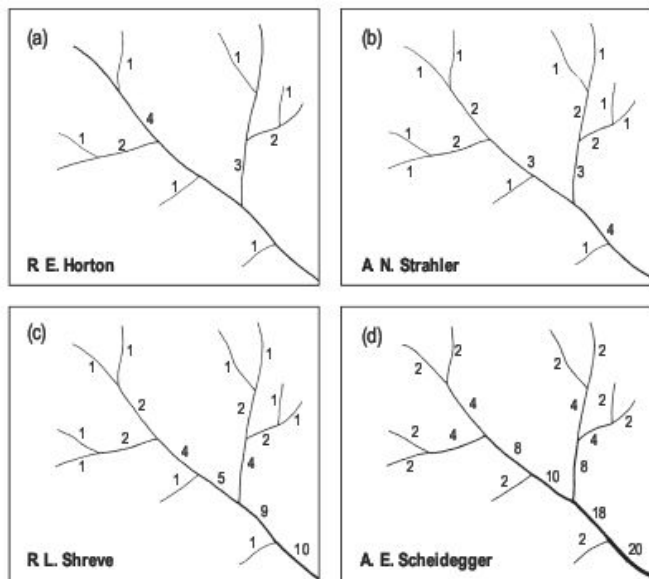
Para la obtención del **área de la cuenca** se delimitan las divisorias de aguas y una vez establecidas se calcula el área con papel milimetrado o un planímetro. El establecimiento del rango de los cursos Fluviales de una cuenca fue iniciado por Horton (1945) con el establecimiento de la jerarquización de los cursos (Fig. 8.4). El **orden** es una propiedad básica de las redes Fluviales, ya que se relaciona con el caudal relativo del segmento de un canal. Existen varios sistemas de ordenación y el más utilizado es el de Strahler (1952), en el que un segmento de un curso Fluvial, que no tiene afluente que fluye desde su origen, se considera un segmento de primer orden. El segmento de segundo orden se origina al unirse dos segmentos de primer orden, uno de tercer orden resulta de la confluencia entre dos segmentos de segundo orden y así sucesivamente. El orden no se incrementa cuando a un segmento de un orden determinado confluye otro segmento de orden menor. Para el método de Strahler todas las cuencas de orden cuatro (Fig. 8.4) se consideran similares, mientras que el sistema de Shreve (1975) define la magnitud de un segmento de canal como el número total de afluentes que lo alimentan. Por cuestiones algebraicas, Scheidegger (1965) utiliza solo los número pares. La magnitud obtenida está íntimamente relacionada con la proporción del área total de la cuenca.

Una propiedad muy utilizada es la **relación de bifurcación**, descrita por Horton (1932) y fue definida como la relación del número de cursos de orden  $n$  al número de cursos de orden más alto ( $n + 1$ ):  $Rb = N_n/N_{n+1}$ . El estudio de numerosos sistemas Fluviales confirma el princi-

pio de que en una región de clima, litología y estado de desarrollo uniformes, la relación de bifurcación tiende a permanecer constante de un orden al siguiente. Los valores de esta relación fluctúan entre 3 y 5 y son característicos de los sistemas Fluviales. Sin embargo, valores de 10 o más se encuentran en cuencas muy alargadas, en las que alternan afloramientos de rocas duras y blandas (Strahler, 1964). Una vez que se ha ordenado toda la red y al proyectar los valores en un papel semilogarítmico, Horton (1945) estableció que el número de segmentos de órdenes sucesivamente inferiores de una cuenca determinada tienden a formar una progresión geométrica que comienza con el único segmento de orden más elevado y crece según una relación constante de bifurcación. Esta definición se conoce como la **ley del número de cursos Fluviales**. Por ejemplo, si la relación de bifurcación es 3 y el río principal es de sexto orden, el número de segmentos será 1, 3, 9, 27, 81 y 243.

La **densidad de la red de drenaje** es una importante característica de la cuenca Fluvial, ya que refleja controles geomorfológicos, litológicos, climáticos, florísticos y antrópicos. La densidad de la red de drenaje (Horton, 1932) consiste en la relación de la longitud total de todos los cursos de todos los órdenes y el área de la cuenca:  $D = \Sigma l/A$ . Refleja el balance entre fuerzas erosivas y la resistencia de la superficie del terreno. Las densidades de drenaje pueden oscilar desde valores de 5 km/km<sup>2</sup>, correspondientes a laderas suavizadas, de baja precipitación y sustratos permeables, hasta cifras superiores a 500 km/km<sup>2</sup>, de áreas montañosas, de rocas impermeables, laderas abruptas e importantes precipitaciones, como las áreas acarcavadas (*badlands*) (Fig. 8.5). En las zonas semiáridas encontramos los ejemplo más espectaculares y en zonas húmedas con sustrato blando, cuando se elimina la cubierta vegetal (deforestación) se desarrollan igualmente *badlands*, como en Perth Amboy en el clima húmedo de New Jersey (Schumm, 1956a). Las medidas de la densidad de drenaje se han llevado a cabo en climas y materiales muy diferentes dentro de los Estados Unidos y aparecen representados unos ejemplos en la Figura 8.6.

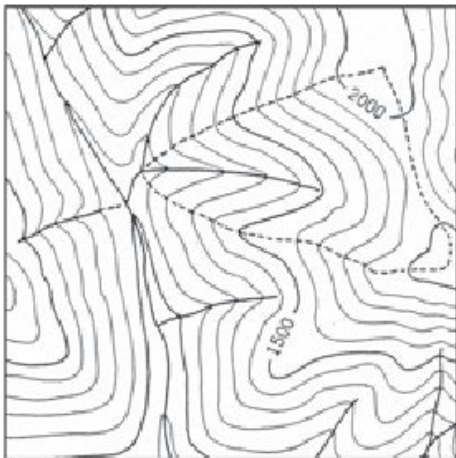
Uno de los problemas que surgen es el del trazado de la red de drenaje, que puede determinarse por mapas, fotografías aéreas o sobre el terreno. Horton (1945) utilizó las líneas azules de los mapas, pero presenta el inconveniente de que todos los pequeños cursos no aparecen indicados en los mapas. Otro método consiste en trazar la línea azul y añadir las crenulaciones de las curvas de nivel, que corresponden a cursos de bajo orden. La comparación de este último método con la red obtenida en levantamientos de campo señala que no hay una diferencia significativa entre ellos (Morisawa, 1957). En áreas de valles secos periglaciares o kársticos, el valor resultante de las inflexiones de las curvas proporciona valores altos de la densidad de drenaje (Gregory, 1966). También interviene significativamente la calidad y escala de los mapas utilizados, ya que influyen en la red establecida.



**FIGURA 8.4** Métodos de ordenación de los segmentos y cursos Fluviales (Gregory y Walling, 1973).



**FIGURA 8.5** *Badlands* acuchilladas. Las Bardenas Reales de Navarra. Depresión del Ebro.



(a) Densidad de drenaje baja o de textura gruesa. Driftwood, Pennsylvania.



(b) Densidad de drenaje media o de textura media. Nashville, Indiana.



(c) Densidad de drenaje alta o de textura fina. Little Tujunga, California.



(d) Densidad muy alta o de textura ultrafina. Cuy Table West, South Dakota.

**FIGURA 8.6** Mapas topográficos de aproximadamente 2,5 km<sup>2</sup> que ilustran diferentes tipos de densidades de drenaje (Strahler, 1964).

Igualmente, la red fluvial obtenida por fotografías aéreas suministra valores más elevados de la densidad de drenaje. Por otra parte, la confección de una red de drenaje teniendo en cuenta las inflexiones de las curvas de nivel, o bien efectuando un levantamiento con fotografías aéreas, es un trabajo lento y tedioso. Por eso, se han propuesto métodos rápidos de cálculo, como el de Carlston y Langbein (1960) que calculan aproximadamente la red de drenaje trazando una línea de longitud conocida ( $L$ ) sobre un mapa de curvas de nivel y se efectúa el conteo del número de cursos ( $n$ ) que corta esta línea. Es preciso disponer de al menos 50 intersecciones con curvas de nivel para tener un valor adecuado. La densidad de drenaje se expresa por  $Dd = 1,41n/L$ .

Hasta mediados del siglo pasado, los sistemas utilizados para hallar la **forma de la red** se basaban en métodos cualitativos, en los que se comparaba la red obtenida con distintos tipos de patrones (Fig. 8.7). Evidentemente, gozaban de una gran subjetividad y, por esto, se hizo necesario expresar numéricamente la forma de la red. Una de las maneras consiste en medir las diferentes longitudes de los cursos con sus direcciones, para posteriormente representarlo en una rosa vectorial (Judson y Andrews, 1955). De este modo, se obtiene la orientación de toda la red, que suele estar condicionada por los sistemas de diadas. Otro método, que considera la orientación de la red de drenaje, se basa en la medición de los ángulos en la unión de los cursos (Lubowe, 1964). Este método no da

resultados muy diferentes del método vectorial y en ambos casos una red dendrítica presenta una distribución unimodal y un sistema con control estructural, dará una distribución bimodal.

El **sistema de canales** también ha sido clasificado inicialmente en grupos cualitativos y, con posterioridad, tomando como base la sinuosidad, que es el resultado de la relación entre la longitud del curso y la longitud del valle. Se reconocen canales rectos, trenzados (*braided*) y meandriformes. En este capítulo serán estudiados posteriormente con más detenimiento.

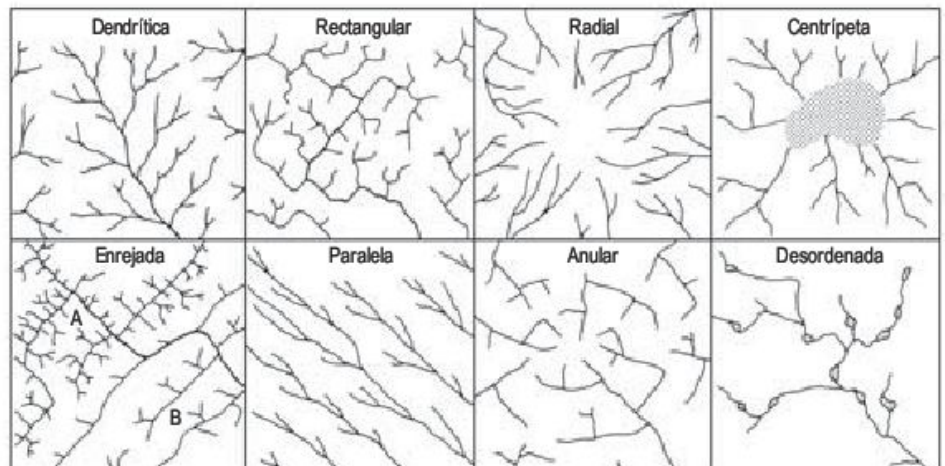
La **forma de la cuenca** de drenaje es de gran importancia. Las cuencas alargadas transmiten a mayores distancias el flujo fluvial, resultante de precipitaciones de tormenta. Las cuencas más equilibradas son las que sus divisorias se aproximan a un círculo. Horton (1932) estableció un factor de forma  $F = S/L^2$ , en el que  $S$  es el área de la cuenca y  $L$ , la longitud de la cuenca. Otro método de expresar la forma de la cuenca de drenaje es el índice de compacidad de Gravelius, en el que proporciona una idea sobre la mayor o menor proximidad de la forma de una cuenca a un círculo. Resulta de la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro del círculo equivalente de área igual a la de la cuenca. Existen otros índices de forma de la cuenca: circularidad de la cuenca y alargamiento de la cuenca. El estudio de la morfometría de una cuenca fluvial puede ampliarse en Strahler (1964), Gregory y Walling (1973) y Zavoianu (1985).

## 8.5 Hidráulica del flujo fluvial

La morfología de los canales fluviales naturales depende de la interacción entre el flujo y los materiales erosionables en el límite del canal. Estas interacciones varían sustancialmente para diferentes escalas temporales y es-

paciales. Debido a este carácter variable del flujo del río, el canal se ajusta a la actuación de diferentes fuerzas para mantener una estructura coherente. El flujo del agua en un canal está sometido a dos fuerzas principales, la gravedad

**FIGURA 8.7** Clasificaciones morfológicas de redes de drenaje (Gregory y Walling, 1973).



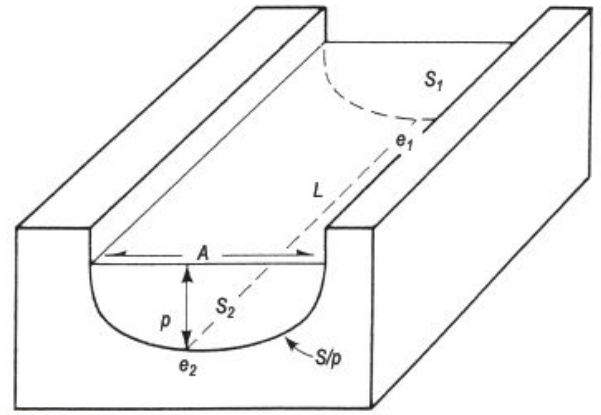


y la pendiente del canal, mientras que la fricción se opone al movimiento del agua (Knighton, 1998).

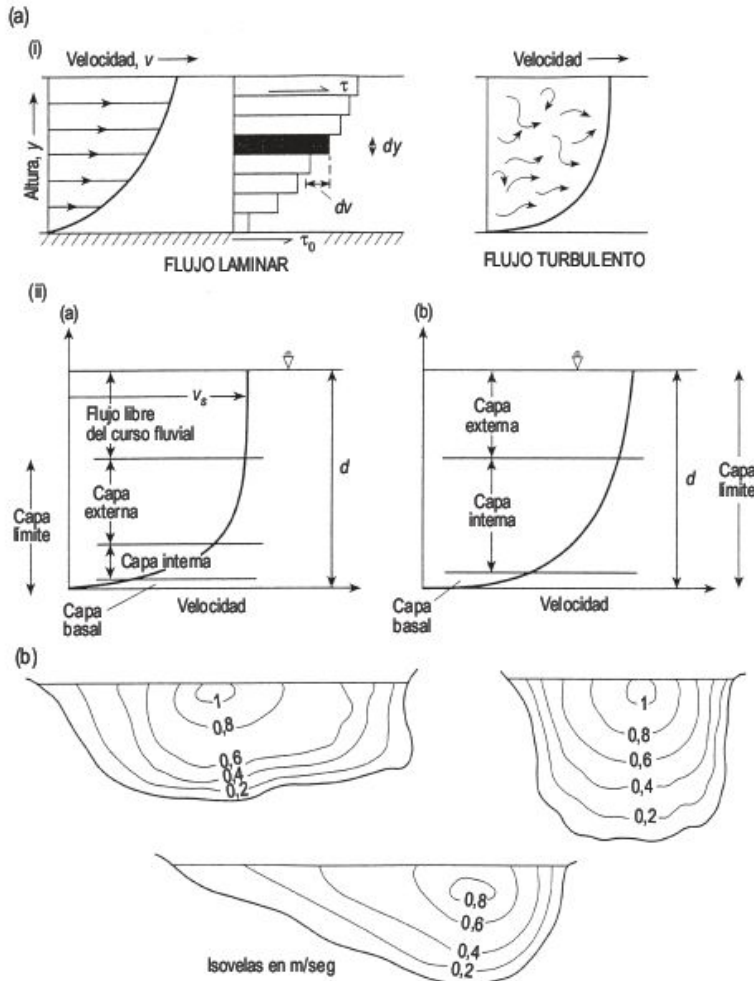
Si suponemos un flujo uniforme y estacionario, la velocidad por la que pasa el agua a través de sucesivas secciones transversales de un curso fluvial constante o  $S_1V_1 = S_2V_2$  (Fig. 8.8), en el que  $S$  es el área de la sección transversal en los puntos 1 y 2,  $V$  la velocidad media en estos puntos y  $Q$  es el caudal constante.

El agua, que es un fluido, no puede resistir a los esfuerzos. Por lo tanto, cualquier esfuerzo, por pequeño que sea, produce movimiento, que puede ser de **flujo laminar** o turbulento. Si el agua fluye por un canal recto y liso a velocidades muy pequeñas (fracciones de mm/seg) se mueve en flujo laminar (Fig. 8.9a(i)). Cada elemento se moviliza a través de trayectorias específicas sin mezcla significativa con las capas adyacentes. En el contacto con el lecho la velocidad es prácticamente nula y las capas superiores deslizan entre sí, formando un perfil de velocidad parabólico (Fig. 8.9a(ii)). Por consiguiente, el esfuerzo de cizalla es:

$$\tau = \mu \frac{dV}{dy}$$



**FIGURA 8.8** Morfometría de un canal Fluvial. La anchura  $A$  es la anchura correspondiente al canal con agua.  $P$  es el perímetro de mojado que constituye el límite entre el substrato y el agua del canal. La sección transversal  $S$  es el área de la sección del río. La profundidad  $p$  es aproximadamente la misma que el radio hidráulico  $R$ , que resulta de dividir la sección transversal  $S$  por el perímetro de mojado  $P$  ( $R = S/P$ ). El gradiente  $g$  del curso fluvial es la diferencia de altura entre dos puntos ( $e_1 - e_2$ ) del lecho del canal, dividido por la distancia horizontal proyectada entre ellos ( $L$ ). La velocidad es el caudal por unidad de área (Morisawa, 1968).



**FIGURA 8.9** Variaciones en la velocidad de un flujo Fluvial. (a) Con la profundidad: (i) típicos perfiles de velocidad para flujos laminar y turbulento; (ii) estructura de la capa límite en profundidad (a) y para flujo somero (b). (b) Secciones transversales en canales naturales (Knighton, 1998).

en el que  $dV/dy$  es el cambio de velocidad ( $V$ ) con la profundidad ( $y$ ). El flujo laminar raramente se encuentra en los cursos de agua. Quizás en aguas muy tranquilas.

Si la velocidad o profundidad alcanzan un valor crítico, el flujo laminar se hace inestable y se destruyen las capas paralelas, dando lugar al **flujo turbulento** (Fig. 8.9a(i)). Este flujo se caracteriza por numerosos movimientos caóticos, con remolinos secundarios que se superponen al flujo frontal. Hay varios factores que afectan a la velocidad crítica en la que el flujo laminar se convierte en turbulento, como son la viscosidad y densidad del fluido, profundidad del agua y rugosidad del lecho del canal. La expresión más utilizada para distinguir entre flujo laminar y turbulento es el **número de Reynolds**:

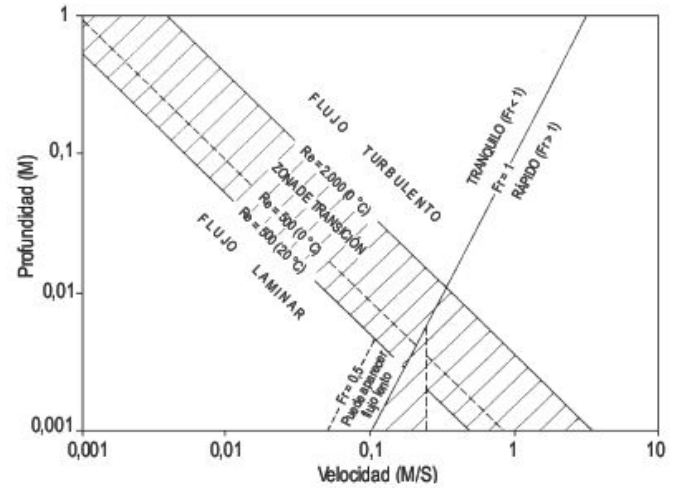
$$NR = \rho \frac{VR}{\mu}$$

en la que  $\rho$  es la densidad,  $V$  la velocidad media,  $R$  el radio hidráulico y  $\mu$  la viscosidad. El flujo laminar para valores bajos del número de Reynolds y turbulento para cifras altas. La rugosidad del curso fluvial depende del tamaño y forma de los materiales del lecho, de las variaciones bruscas del tamaño y forma del canal y de la sinuosidad del mismo. La rugosidad es menor cuando está próxima al nivel de inundación y adquiere valores mayores en flujos bajos. A medida que la sinuosidad del canal aumenta, se incrementa la rugosidad; un canal de forma triangular tiene una rugosidad mayor que uno trapezoidal. También influye la cantidad de vegetación en el canal y el tipo de flujo. Hicks y Mason (1991) presentan un conjunto de datos y láminas en color de los ríos de Nueva Zelanda para estimar visualmente los coeficientes de rugosidad. Otro criterio para diferenciar el flujo laminar del turbulento se expresa por el **número de Froude** ( $F_r$ ), que es la relación de las fuerzas de inercia a las de gravedad, donde:

$$F_r = \frac{V}{gd}$$

siendo  $V$  la velocidad,  $g$  la gravedad y  $d$  la profundidad del agua.  $F_r = 1$  corresponde con el flujo crítico, si  $F_r < 1$  el flujo es laminar y  $F_r > 1$  turbulento (Fig. 8.10). En la mayoría de los ríos el flujo, por lo general, es no uniforme, no permanente, turbulento y tranquilo, aunque en raros casos puede existir un flujo rápido (cascadas, rápidos). Como por ejemplo, en el bajo Mississippi  $F_r$  es menor de 0,20 (Sundborg, 1956).

La velocidad es un vector en el que hay que considerar la magnitud y el sentido. Es una de las variables más sensibles. La velocidad varía en función de la distancia al lecho Fluvial. La velocidad aumenta desde cero en el lecho a una velocidad  $V_s$  (Fig. 8.9a(ii)) en el borde de la capa límite, la cual está afectada por la fricción del lecho. En flujos poco profundos la capa límite puede extenderse hasta la superficie. En teoría se puede dividir en dos subca-



**FIGURA 8.10** Regímenes de flujo en un canal amplio en función de la velocidad y profundidad. La zona de transición entre flujo laminar y turbulento se define por un intervalo de valores del número de Reynolds ( $NR$ ) de 500 a 2.000 y depende de las variaciones de temperatura. El valor de 1 para el número de Froude ( $F_r$ ) delimita el flujo turbulento tranquilo del flujo turbulento rápido (Sundborg, 1956).

pas: capa interna (o subcapa laminar), situada a 10-20% del lecho, en el que la velocidad varía semilogarítmicamente con la profundidad y una capa externa, que ocupa el 80-90%, de gran turbulencia, en la que el perfil se aleja de la forma semilogarítmica. La velocidad aumenta hacia el centro del curso fluvial debido a la disminución de la fricción sobre el lecho y sus paredes (Fig. 8.9b). La velocidad está íntimamente relacionada con la **resistencia al flujo** de los límites del canal y hay varias ecuaciones relativas a esta resistencia (ecuación de Chezy, ecuación de Manning y ecuación de Darcy-Weisbach). De todas ellas se utiliza la de Manning:

$$V = \frac{1}{\pi} R^{2/3} S^{1/2}$$

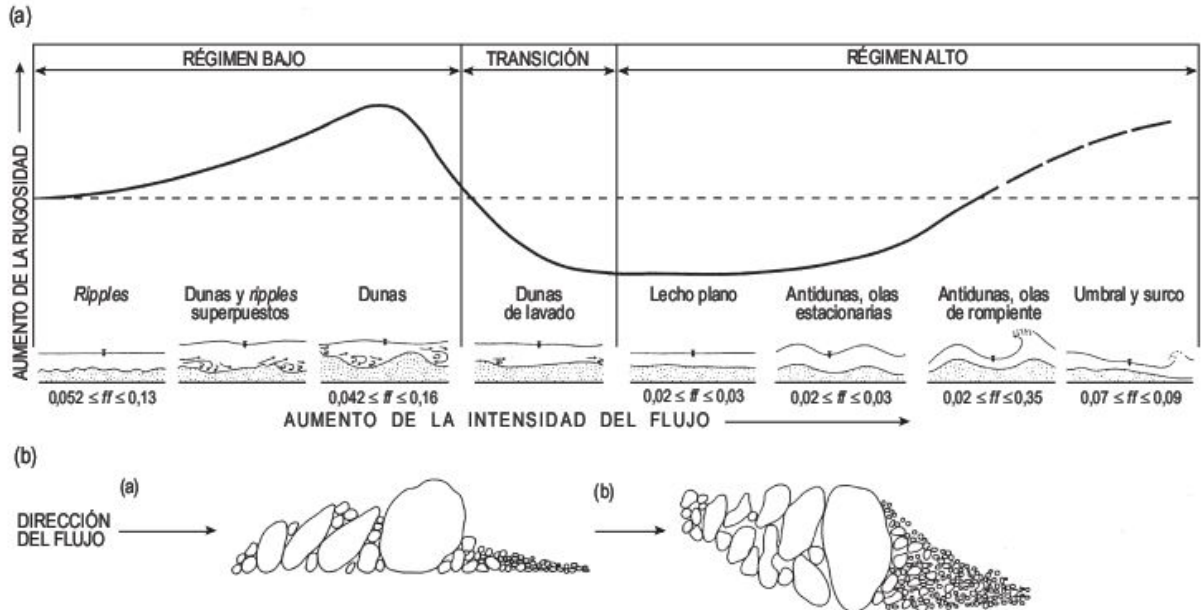
en la que  $\pi$  es la rugosidad,  $R$  es el radio hidráulico,  $S$  gradiente de la corriente y  $V$  la velocidad media (m/seg).

En el sistema fluvial hay dos tipos de **energía**, potencial y cinética. La primera se convierte en energía cinética, que a su vez se pierde en forma de calor por fricción y esta pérdida depende de la rugosidad, sección transversal del curso, sinuosidad y de la cantidad de cizallamiento generado por los remolinos. La energía que no se disipa en calor se emplea por la erosión y el transporte (Morisawa, 1968). Una pérdida menor de energía se produce en la fricción interna de la carga en el transporte, pero por lo general, la carga en suspensión disminuye la fricción a causa del descenso de la turbulencia. La **energía crítica** fue definida por Bull (1979, 1991) para explicar la energía necesaria para transportar los sedimentos a través de un canal. Las variaciones en la energía de los cursos Fluviales se han utilizado para definir la secuencia de

umbrales y surcos (*pools* y *riffles*), para precisar la forma del lecho para determinados tamaños de sedimentos y para explicar los cambios de sistemas de canal (Gregory, 2004b). Los sistemas Fluviales se han clasificado según la cantidad y tamaño de la carga de fondo y de la energía de la corriente (Schumm, 1981) y la sinuosidad se ha relacionado con la energía de la corriente (Schumm, 1977). La llanura de inundación se diferencia en función de los valores de la energía de la corriente: alta ( $>300 \text{ W/m}^2$ ) y media ( $100\text{-}300 \text{ W/m}^2$ ) y baja energía ( $10 \text{ W/m}^2$ ) (Nanson y Croke, 1992).

Una vez que las partículas constituyentes del fondo se ponen en movimiento, se modifica el lecho y se desarro-

llan formas variables que dependen de las condiciones del flujo (Allen, 1976). En los lechos constituidos por arena se observan fácilmente estas formas, que constituyen una secuencia que aumenta con la intensidad del flujo (Fig. 8.11a) y cada forma tiene diferentes niveles de resistencia (Simmons y Richardson, 1966). Estas modificaciones en la configuración del lecho representan un importante mecanismo autorregulador de la interfase flujo-lecho. El caudal y la carga de sedimento aumentan con la llegada de una ola de inundación y se manifiesta por una transición de *ripples* a dunas (Fig. 8.12), que puede incrementar la resistencia del flujo (Richards, 1976). En el régimen neto la resistencia del flujo permanece relativamente baja



**FIGURA 8.11** Variaciones en las formas del lecho en función de la intensidad del flujo y de la rugosidad. (a) En lechos arenosos se indican los valores del factor de fricción de Darcy-Weisbach ( $f$ ) en experimentos con flumes en laboratorio (Simons y Richardson, 1966). Lechos de gravas Fluviales. (a) En perfil y (b) en planta (Knighton, 1998).



**FIGURA 8.12** Ripples de forma linguoide en un curso fluvialefímero. Jaisalmer. Desierto del Thar.

hasta que se desarrollan olas de rompiente, cuando tiene lugar una considerable pérdida de energía (Fig. 8.11a). La morfología de la rugosidad del lecho para tamaños mayores consta desde una microtopografía de grupos de cantos a barras de canal de secuencias de umbral y surco (Robert, 1990) (Fig. 8.11b).

La interacción entre flujo y vegetación es uno de los problemas más complejos en hidráulica Fluvial. Green (2005) ha señalado que la resistencia al flujo es función del tamaño de la planta, propiedades estructurales de la misma, localización dentro del canal, condiciones del flujo local y porcentaje del canal ocupado por la vegetación. Se ha demostrado en estudios de tanques (*flumes*) de canales trenzados con vegetación, que ésta tiene efectos directos en el transporte de sedimentos y en la forma en planta del ca-

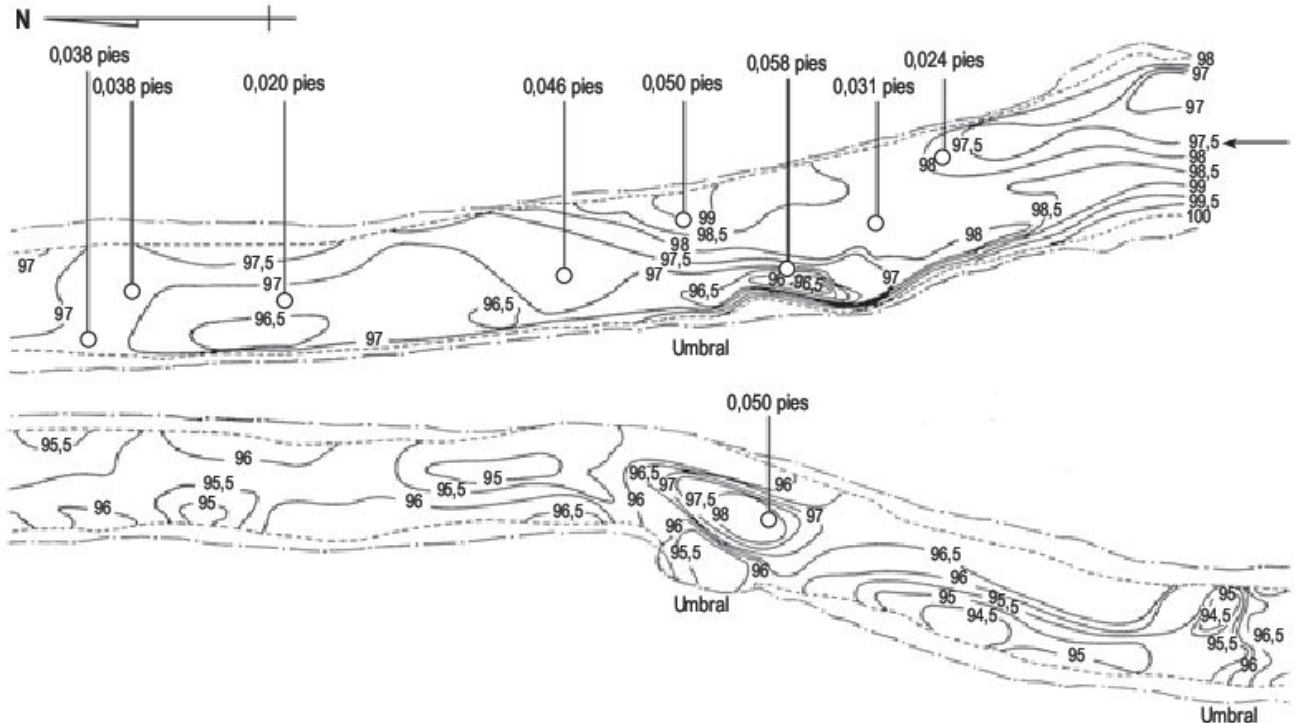
nal. La obstrucción produce la separación del flujo y es un lugar preferente para la sedimentación de aguas abajo de la planta; se incrementa el número de canales y aumenta el grado de trenzamiento. Además, las plantas estabilizan y pueden formar islas relativamente estables en la parte de aguas abajo de la planta (Coulthard, 2005).

El desarrollo de **surcos** (*pools*) y **umbrales** (*riffles*) es característico tanto de canales rectos como meandriformes con material del lecho fluvial heterogéneo (2-256 mm). Estos canales tienen un lecho ondulado, en el que alternan a lo largo de su longitud surcos y umbrales (Fig. 8.13), espaciados más o menos regularmente a distancias 5 o 7 veces la anchura. Esta alternancia parece más característica cuando se transportan gravas. Estas acumulaciones de gravas son de forma lobulada (Leopold *et al.*, 1964).

## 8.6 Transporte de sedimentos

Aunque es relativamente fácil obtener información del caudal, es más difícil muestrear la carga de un curso Fluvial. Esta carga se realiza en disolución, suspensión y en el fondo del canal. La **carga en disolución** comprende los iones y moléculas que proceden de la meteorización quí-

mica, por lo general materia inorgánica. La composición fluctúa según diferentes factores ambientales (geología, clima, vegetación y topografía). Las aguas de los grandes ríos tienen una composición química similar y los iones dominantes son bicarbonatos, sulfatos y cloruros de cal-

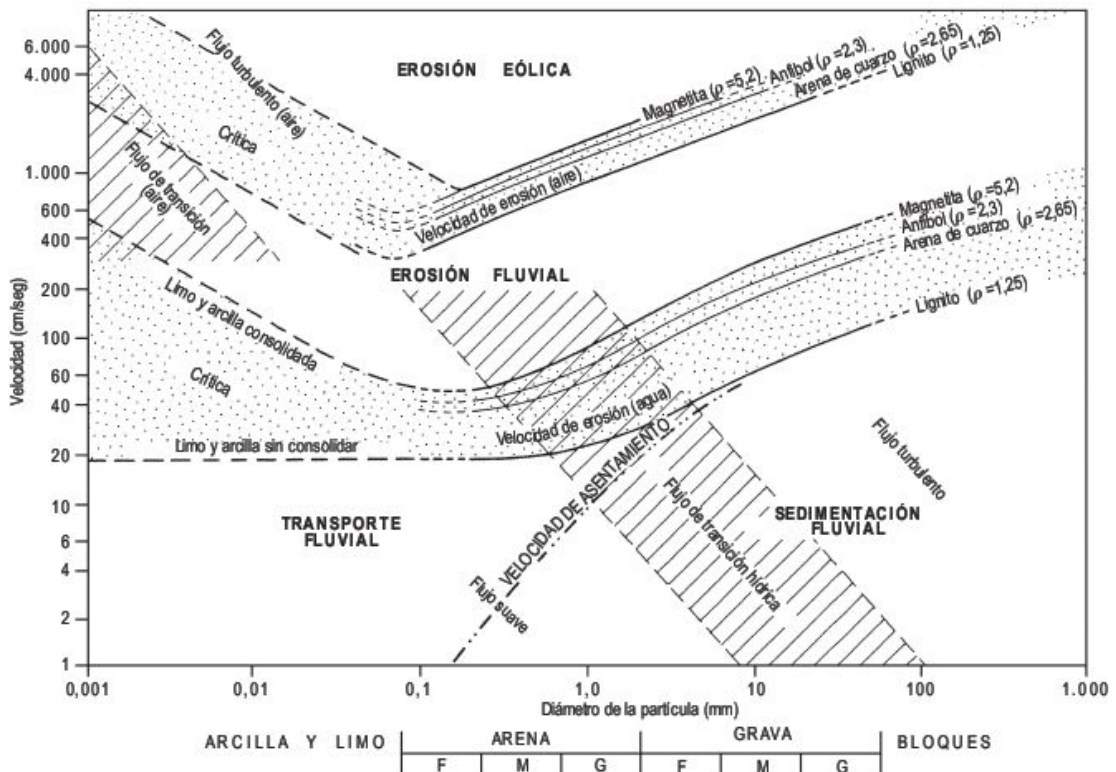


**FIGURA 8.13** Mapas topográficos del lecho del canal de Seneca Creek, cerca de Dawsonville, Maryland. Los círculos muestran la localización de las medidas del material del lecho; los números relacionados con los círculos indican el tamaño medio en pies (Leopold *et al.*, 1964).

cio y sodio. Las aguas de pH ácido se deben, por lo general, a oxidaciones de sulfuros o aguas alimentadas por pantanos y marismas y suelen presentar una mayor carga química. La **carga en suspensión** está constituida por partículas de tamaños limo y arcilla, que son lo suficientemente pequeñas para movilizarse por turbulencia en las aguas de los ríos. La arena se levanta por fuertes corrientes y la gravilla puede entrar en suspensión durante las inundaciones. Se está de acuerdo en que la fracción fina se mueve en todo el canal y se distribuye más o menos uniformemente a través de la columna de agua, mientras que las arenas tienden a concentrarse cerca del lecho (Chorley *et al.*, 1984). La **carga de fondo**, constituida por gravilla, cantos y bloques, se moviliza por rodadura o arrastre a lo largo del lecho del canal. Si la corriente es fuerte pueden efectuar pequeños saltos. La carga de fondo de arena se moviliza más lentamente que el flujo de agua y los granos se mueven aisladamente en cualquier dirección o bien agrupados por rodadura y deslizamiento. Los granos de mayor tamaño se movilizan y las partículas redondeadas se desplazan más rápidamente que las planas. La toma de muestras de carga en suspensión (veáse Gregory y Walling, 1973) es fácil, pero es muy difícil muestrear la carga de fondo, ya que se producen disturbios en el flujo (Kondolf *et al.*, 2003). Para evitarlos se pintan los cantos (Laronne y Carson, 1976) o se marcan

magnéticamente (Hassan, 1992; Hassan y Ergenziger, 2003) y con posterioridad se localizan después de una crecida para calcular el desplazamiento sufrido. Los estudios experimentales indican que la movilidad de las partículas (por ejemplo, la distancia de transporte) es mayor para pequeñas partículas que para las grandes; las que tienen un tamaño de unos 2 cm y menos de 10 gramos de peso poseen más o menos la misma movilidad y quedan atrapadas preferentemente en estructuras abiertas verticales a las que rellenan y, finalmente, las partículas mayores de 6 cm quedan atrapadas preferentemente por estructuras imbricadas (Laronne y Carson, 1976). En inundaciones catastróficas de los grandes ríos, como el Mississippi y Brahmaputra, se pueden observar dunas de mayor tamaño, compuestas de cantos y bloques, después de transcurrida la inundación (Allen, 2004).

Los bancos de un río suelen estar constituidos por sedimentos finos, tales como arena fina, limo y arcilla, mientras que el lecho está compuesto por arenas y gravas con alguna pequeña cantidad de limo y arcilla. Estos tipos de sedimentos difieren, además de su tamaño, en las propiedades físicas. Los más finos tienden a ser cohesivos y son difíciles de erosionar. Esto fue demostrado por el sueco Hjulström (1935) en un diagrama clásico, que fue elaborado por Sunborg (1956) (Fig. 8.14). En él se relaciona la velocidad crítica con el tamaño del sedimento en



**FIGURA 8.14** Curvas que muestran las relaciones del tamaño de grano con la velocidad de erosión crítica fluvial y eólica para materiales uniformes de diferentes densidades. La velocidad de erosión fluvial crítica se refiere a una altura de 1 m por encima del lecho fluvial. Las dos zonas críticas alrededor de estas curvas y la curva de velocidad de asentamiento (*settling*) para partículas en el agua delimitan los cuatro regímenes de sedimentación fluvial, transporte fluvial, erosión fluvial y erosión eólica (Sunborg, 1956).

el que comienza la erosión de las partículas tanto en el agua como en el aire. La cohesión de los materiales es tanto mayor cuanto más finos son éstos. Así, las partículas de un calibre inferior a 0,25 mm, necesitan para ser elevadas una corriente tanto más fuerte cuanto más reducido sean éstas de tamaño. Pero, una vez elevadas, pueden ser trans-

portadas por una corriente más débil cuanto más pequeñas sean. Por lo tanto, mientras que para las partículas gruesas el arranque se alcanza cuando la velocidad es suficiente para el transporte, para arrancar los materiales finos es necesaria una velocidad muy superior a la de transporte (Derruau, 1974).

## 8.7 Erosión fluvial

La erosión fluvial se lleva a cabo por los procesos de corrosión, corrosión y cavitación. La **corrosión** implica cualquier proceso químico que resulta de la meteorización del lecho y de las paredes del curso Fluvial. La **corrosión** o **abrasión** consiste en el desgaste mecánico por impacto entre las partículas transportadas y la erosión mecánica del cauce, que puede originar **pilancones** o **marmitas** (Fig. 8.15). La **evorsión** es un tipo de corrosión en la que el flujo del agua suaviza el lecho sin ayuda de las partículas. La **cavitación** solo se produce a grandes velocidades tales como en la base de cascadas (Figs. 8.16 y 18.24) y cataratas (Figs. 8.17 y 18.25), en rápidos (Fig. 8.18) y en algunos conductos artificiales (Morisawa, 1968, 1985).

Los cursos Fluviales pueden erosionar su lecho y sus paredes. La **erosión vertical** en el fondo de un canal aluvial tiene lugar cuando se movilizan las partículas de tamaño arena y grava y la erosión vertical se produce cuando la carga desgasta el lecho. La **erosión lateral** se

manifiesta cuando las paredes del canal se desgastan, normalmente por la socavación que sufren, lo que conduce a la generación de deslizamientos o caídas de paneles de las paredes. La continua erosión lateral lleva consigo el ensanchamiento del canal y la erosión vertical la progresión de la incisión. Uno de los ejemplos más espectaculares de ensanchamiento y profundización de un valle es el del Gran Cañón del Colorado (Fig. 8.19), que ha incidido unos 1.300 m; la anchura del valle es de unos 10 km. En regiones de rocas masivas resistentes el retroceso de las paredes es menor que la incisión del valle, dando lugar a cañones subverticales y estrechos (Fig. 16.63).

Hay dos tipos de escorrentía superficial (*overland flow*). El modelo de escorrentía superficial de Horton se produce cuando la intensidad de la precipitación es mayor que la velocidad de infiltración. Es frecuente en las zonas áridas y semiáridas, mientras que el segundo tipo, escorrentía superficial por saturación, es más común



**FIGURA 8.15** Pilancones en la granodiorita de Burguillos del Cerro. Badajoz, España.

en climas húmedos (Kirkby, 1969). El flujo se produce cuando disminuye la permeabilidad hacia abajo del perfil, de tal manera que el agua se ve forzada a fluir lateralmente o bien existe un horizonte B impermeable y al saturarse el horizonte A se produce la escorrentía subsuperficial.

El agua que fluye por una ladera se concentra debido a las irregularidades topográficas, originando regueros (*rills*) y barrancos (*gullies*), cuyo desarrollo todavía no está bien comprendido. Una gran parte de las investigaciones sobre regueros y barrancos se han realizado en regiones áridas y semiáridas. Por esta razón, serán tratados con mayor intensidad en el Capítulo 16 de Geomorfología de las regiones áridas.



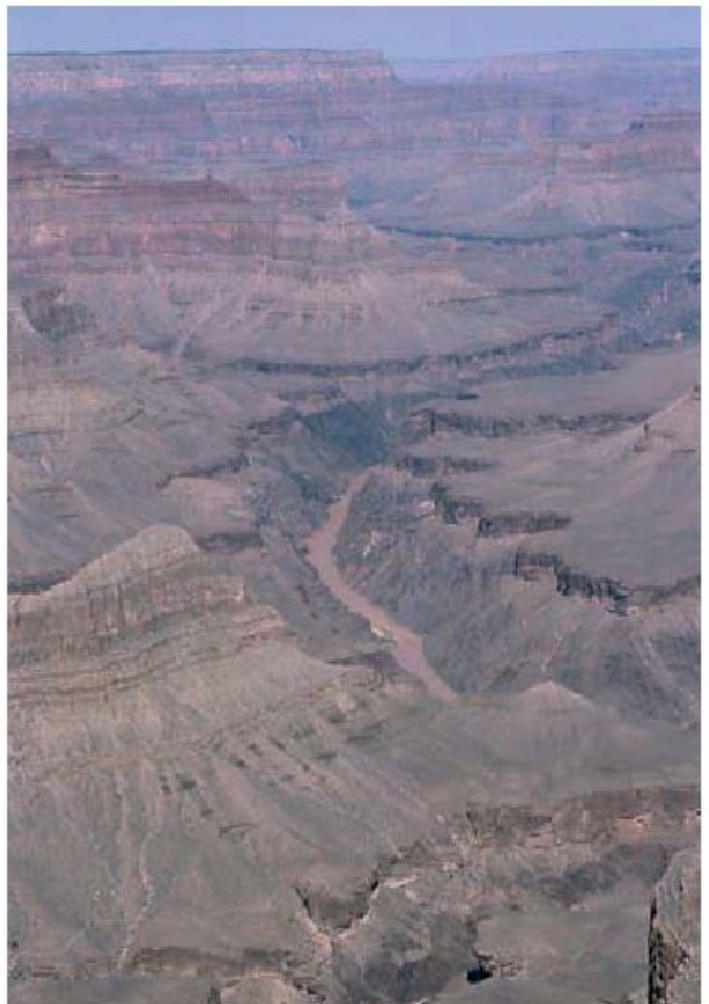
**FIGURA 8.16** Cascada de Kjosfossen de 93 m de altura. Noruega.



**FIGURA 8.17** Cataratas de Gullfoss. Islandia.



**FIGURA 8.18** Rápidos. Gol. Noruega.



**FIGURA 8.19** Gran Cañón del Colorado, con márgenes en graderío. En la base se observa el río Colorado. Foto F. Gutiérrez.



## Perfil longitudinal. Nivel de base. Capturas

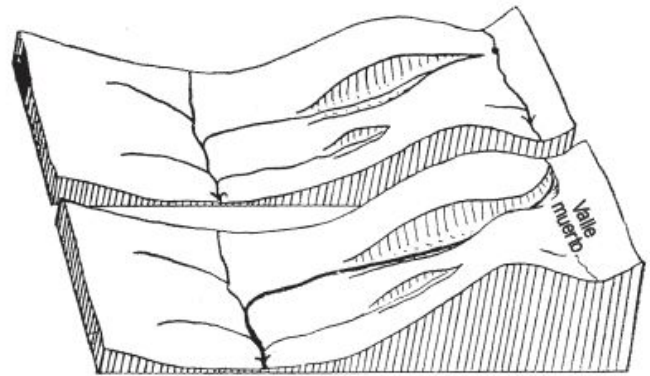
El perfil longitudinal de un río es la línea obtenida a partir de las diferentes alturas desde su nacimiento a su desembocadura. Puesto que un río discurre hacia el mar debe tener un gradiente hacia el mismo y el encajamiento del valle viene limitado por el nivel del mar. El perfil longitudinal es cóncavo. Muchos ríos no tienen una clara concavidad, ya que contienen partes aplanadas y abruptas. Estas corresponden a **knickpoints**, que pueden deberse a afloramientos de rocas duras, actividad tectónica reciente y cambios súbitos en el caudal. Por ejemplo, el perfil longitudinal del río Rin (Fig. 8.20) tiene 1.236 km de longitud y un desnivel de unos 3 km. Sus primeros cien kilómetros presentan pendientes muy acusadas y en el resto su gradiente es bajo. Los *knickpoints* se localizan en las cascadas del Alto Rin, cerca de Schaffhausen, y las de Bingen en el Rin medio (Ahnert, 1996).

El nivel de base general está constituido por la altura mínima y corresponde al nivel del mar, aunque pueden existir niveles de base locales, como lagos, bandas de rocas resistentes, embalses, etc.

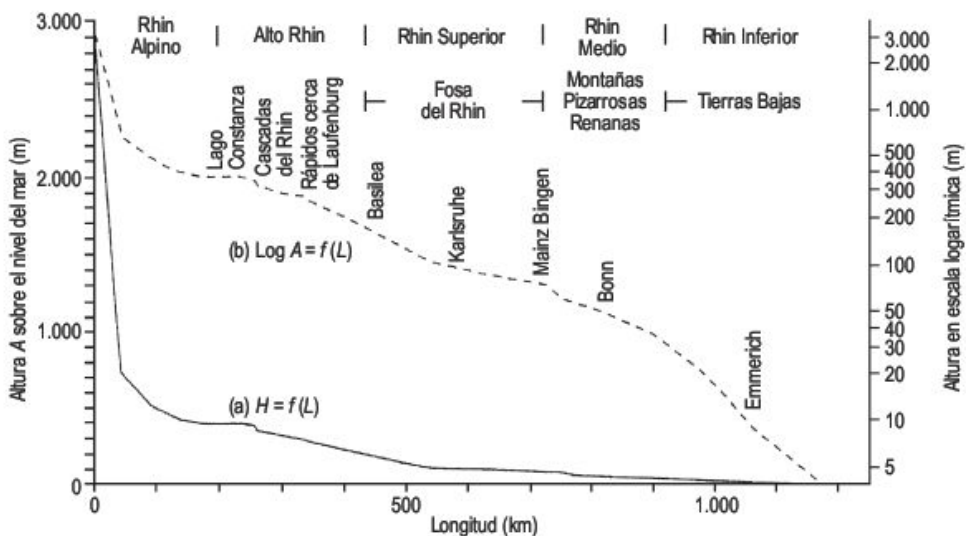
El concepto de **perfil de equilibrio** (*graded profile*) en un sistema fluvial se refiere a un estado en el que las variables que actúan y el nivel de base son constantes (Mackin, 1948). Si el nivel de base cambia, los ríos tienden a ajustarse al perfil de equilibrio mediante transformaciones en el sistema de canales, anchura y rugosidad o modificando la pendiente del canal por erosión o sedimentación. Las variables que se reconocen en el canal cambian en breves es-

pacios de tiempo. Como consecuencia, es más adecuado hablar de un estado próximo al equilibrio (*quasi-equilibrium*). Cuanto más importantes sean las modificaciones del perfil (por ejemplo, neotectónica), mayor es el tiempo requerido para ajustarse al perfil de equilibrio.

Un valle fluvial puede alargarse por erosión remontante. Si la roca es fácilmente erosionable, tal como margas o arcillas, la erosión remontante es rápida y puede alcanzar la divisoria de aguas de otro río, para finalmente remontar hasta el curso fluvial, produciéndose una **captura** (Fig. 8.21), que se manifiesta generalmente por un codo de captura, quedando aguas abajo del río capturado un valle muerto.



**FIGURA 8.21** Captura por retroceso de la cabecera (Derruau, 1974).



**FIGURA 8.20** Perfil longitudinal del río Rin. (a) Escala lineal de alturas; (b) escala logarítmica de alturas (Ahnert, 1996).

# 8.9

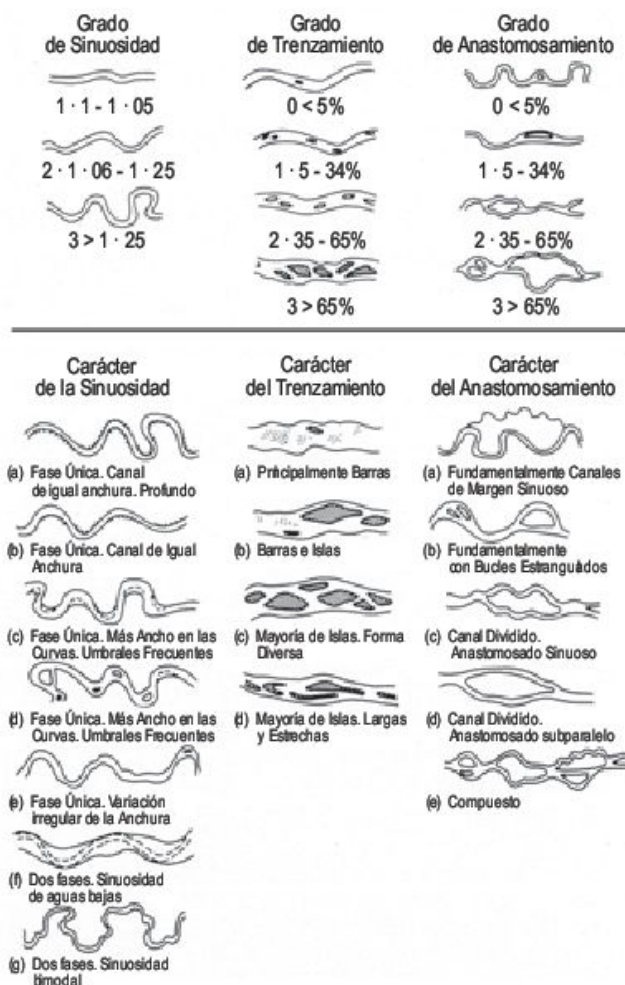
## Sistemas de canales fluviales

A partir de la observación del sistema de canales se pueden diferenciar cursos Fluviales **rectos**, **meandriformes** y **trenzados** (*braided*). Sin embargo, tenemos un gran rango de sistemas de canales desde rectos a través de meandriformes a trezados y **anastomosados** (*anabranching*) (Fig. 8.22). Los canales rectos y meandriformes se diferencian por su **sinuosidad** ( $S$ ) (Schumm, 1963b), que es la relación entre la longitud del canal ( $L_c$ ) y la longitud del valle ( $L_v$ ) o la relación de la pendiente del valle ( $P_v$ ) al gradiente del canal ( $P_c$ )

$$S = \frac{L_c}{L_v} = \frac{P_v}{P_c}$$

Además de los cambios de la sinuosidad, la variabilidad de la anchura del canal y de la anchura del cinturón de meandros, el sistema de meandros puede ser bimodal, en el que pueden superponerse dos sistemas de meandros de diferentes dimensiones (Fig. 8.23). El canal trezado está constituido por barras e islas (Fig. 8.24) y el **grado de trezamiento** (Brice, 1964) se expresa por el porcentaje de la longitud dividido por la longitud de una o más barras. Es un índice variable, ya que la longitud de las barras depende de la época de medida. El **grado de anastomosamiento** (Brice, 1964) es el porcentaje de la longitud medida que está ocupada por grandes islas.

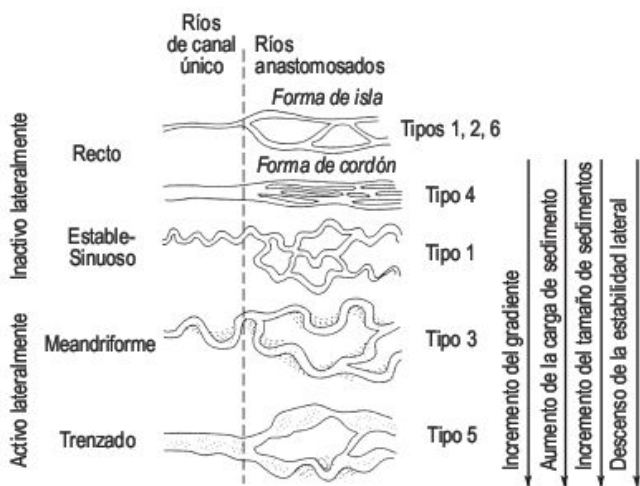
El «canal trezado confinado» es aquel en el que el agua lo recubre durante las crecidas y se desarrolla un sistema de barras sumergidas. Al disminuir el caudal las barras emergen originando un canal de tipo braided. En el «canal trezado libre», el trezamiento se produce en una llanura aluvial no confinada. Para Kiss y Sipos (2007) durante la crecida de las inundaciones se erosiona un gran volumen de sedimentos y en la etapa de descenso de la inundación predomina la acumulación. En los cursos trezados que están caracterizados por islas, el sedimento se deposita aguas arriba de la isla. Éstas crean una zona de transporte aguas abajo del final de la isla debido al aumento de la energía de la corriente. Con el aumento del caudal nunca se sumerge por completo la llanura aluvial. Las condiciones asociadas al desarrollo de ríos trezados incluyen pendientes acusadas, caudal variable, sedimentos de grano grueso e importante suministro de sedimento (Miall, 1977). Para igualdad de carga con los meandros, los canales trezados se desarrollan en mayores pendientes. La relación anchura/profundidad juega un papel muy importante. Para canales 20 veces más estrechos que la profundidad, tienden a ser rectos; valores entre 15 y 150 se desarrollan barras alternantes que muy posiblemente



**FIGURA 8.22** Clasificación de canales Fluviales, incluyendo la forma en planta de un único canal y de los anastomosados. Los canales lateralmente inactivos constan de formas rectas y sinuosas, mientras que los canales lateralmente activos consisten en formas meandriformes y *braided* (Nanson y Knighton, 1996).

lleguen a formar meandros; y para cifras del orden de 150 se desarrollan múltiples barras que se interpretan como tendentes al anastomosamiento (Paola, 2004).

El sistema trezado puede originarse de dos formas (Chorley *et al.*, 1984). Cuando hay una agradación activa la carga de fondo se deposita como barras, el flujo se divide y se desarrolla el típico sistema trezado. El otro tipo de canal trezado está asociado con un gradiente acusado en el que la gran energía de la corriente llega a transportar grandes cantidades de carga de fondo. Con el fin de movilizar este material es preciso tener un canal ancho,



**FIGURA 8.23** Tipos de sistemas de canales (Brice, 1975).

poco profundo, de pendiente acusada y con grandes fuerzas de cizalla que actúen sobre el lecho fluvial.

El conocimiento de la dinámica de los ríos trenzados se ha incrementado enormemente en la última década con la introducción de varias técnicas de medidas del flujo y morfología del lecho (Sambrook Smith *et al.*, 2006). Se han realizado numerosos estudios sobre la geometría, flujo y procesos sedimentarios, así como de los sistemas de erosión y sedimentación del Río Brahmaputra/Jamuna (Bridge y Lunt, 2006, entre otros). Se reconocen sistemas complicados de convergencia y divergencia de la velocidad del flujo asociado a las barras. Las barras pueden originarse en el centro del canal o por acortamiento de barras de meandro. Una vez formadas las barras crecen por acreción lateral y aguas abajo. Las barras de estos ríos tienen

15 m de altura, 1,5-3 km de largo y 0,5-1 km de ancho. Durante los monzones, la acreción puede ser del orden de kilómetros.

En la red de canales anastomosados, la anchura típica de los canales es mucho más pequeña que la de las barras, mientras que en los ríos braided estas dos longitudes son comparables. Las ramas individuales de los canales anastomosados pueden ser rectos, trenzados o meandriformes (Schumm, 1977).

Nanson y Kinghton (1996) diferencian seis tipos de **canales anastomosados** en función de la energía de la corriente, tamaño de sedimento y características morfológicas (Fig. 8.22). Los tipos 1 y 3 son de energía más baja y en los tipos 4 y 6 su energía es más alta. En la figura se representan en planta varios tipos de ríos anastomosados. El tipo 1 consta de ríos con sedimentos cohesivos, con canales de baja relación anchura/profundidad y no presentan apenas migración lateral. El tipo 2 está formado por islas predominantemente arenosas. El tipo 3 consta de ríos meandriformes con carga de fondo mixta y lateralmente activos. El tipo 4 está formado de ríos con cordones arenosos paralelos al borde del canal. El tipo 5 está constituido por el predominio de gravas en ríos lateralmente activos y canales trenzados en zonas montañosas. El tipo 6 está formado por ríos estables con una carga predominantemente de gravas, que se desarrollan en pequeños canales con migración, en cuencas relativamente escabrosas. La vegetación juega un importante papel en el desarrollo y mantenimiento de los ríos anastomosados. Estos ríos no se reconocen en formaciones anteriores al Devónico, que es cuando comienza el desarrollo de las plantas. Las raíces de las plantas incrementan la resistencia de las paredes del canal (Nanson y Gibling, 2004). El desarrollo de los canales anastomosados se produce por inundaciones



**FIGURA 8.24** Sistema de canales trenzados en la desembocadura del río Kotsina en el río Cooper. Sureste de Alaska. Foto P. Lucha.

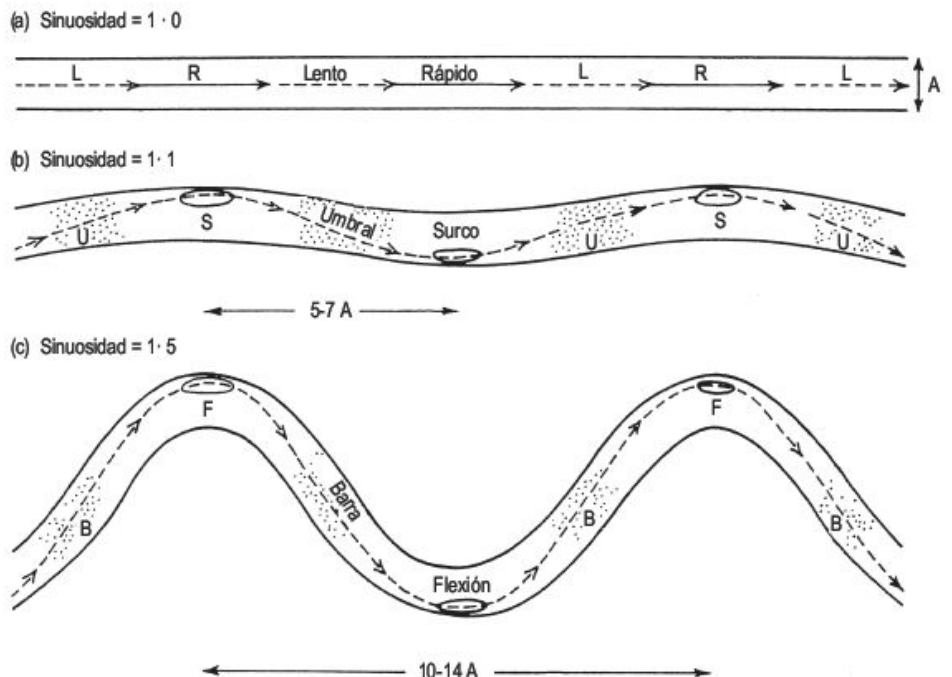
frecuentes, por paredes de los canales que se resisten a la erosión, junto con mecanismos que bloquean o restringen el desarrollo de los canales y también el desencadenamiento de avulsiones (Tooth y Nanson, 1999).

Los **canales meandriformes** tienen elevada sinuosidad. En el clásico canal meandriforme la anchura del canal permanece constante a medida que aumenta la sinuosidad, de modo que el canal en planta se describe como una única línea sinuosa (Fig. 8.25). El desarrollo de los meandros ha sido explicado por Richards (1982). Por encima de ciertos umbrales de caudal, las variaciones de

velocidad están asociadas con la formación de surcos y umbrales, que están espaciados  $5-7 A$  (Anchura del canal) (Fig. 8.26). En caudales bajos el flujo erosiona más intensamente los surcos y se produce una lenta sedimentación en los umbrales. La erosión ensancha las secciones de los cursos, disminuye la velocidad media y también la sedimentación del umbral. Todo ello lleva consigo la generación de un lecho de canal ondulado. La continua erosión lateral incrementa la sinuosidad. El estrangulamiento del lazo del curso da lugar a un **meandro abandonado** (*oxbow*) formado por un lago en la llanura de inundación,



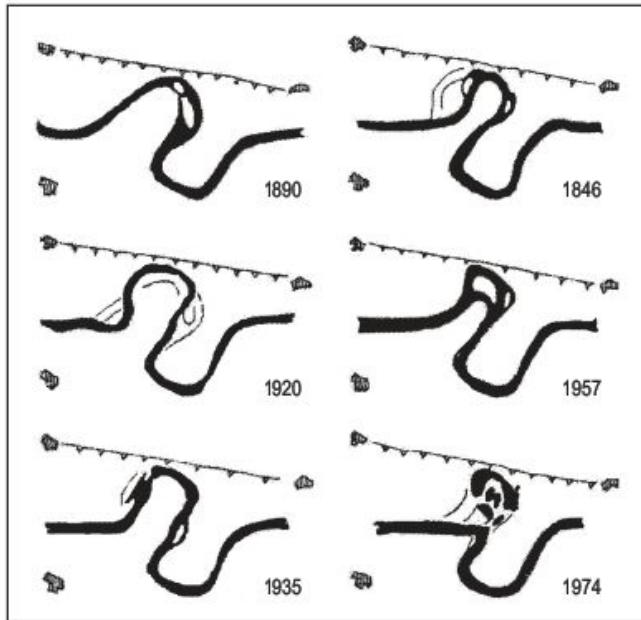
**FIGURA 8.25** Meandros de valle en la región de Oslo, Noruega.



**FIGURA 8.26** Transición de canal recto a meandriforme. (a) Se alcanzan flujos rápidos y lentos. (b) Desarrollo de umbrales y surcos con un espaciado de  $5-7 A$ . (c) Desarrollo de meandros con una longitud de onda de  $10-14 A$  (Richards, 1982).

que en la Depresión del Ebro se denominan galachos (Pellicer y Yetano, 1985) (Figs. 8.27 y 8.29). Las velocidades de movimiento en las zonas de máxima curvatura alcanzan hasta 3 m/año, según cálculos efectuados durante veinte años para 100 curvas del río Dane, Noroeste de Inglaterra (Hooke, 2007).

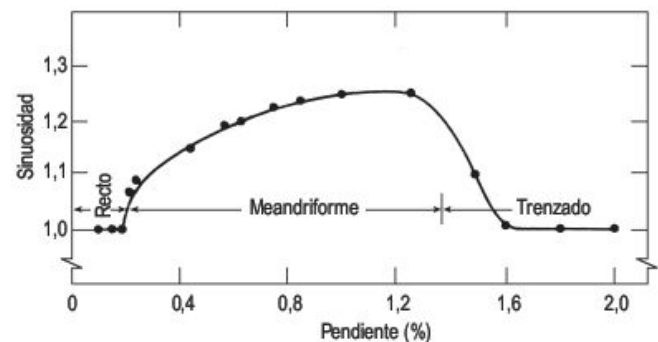
Los **meandros encajados** son morfologías curvadas que han profundizado substancialmente por erosión en el lecho del río, generando una garganta (Fig. 8.19). Pueden



**FIGURA 8.27** Evolución del meandro de Juslibol (Zaragoza) hasta la formación del meandro abandonado (galacho) (Pellicer y Yetano, 1985).

tener un control estructural, que obliga a desarrollar con una mayor longitud el curso en la zona de fracturación. Con frecuencia el encajamiento y el aplanamiento natural son simultáneos. La incisión resulta del levantamiento tectónico y suele ser un caso de **antecedencia**, en el que el curso fluvial que discurre con anterioridad al levantamiento mantiene su dirección. Estos meandros encajados constituyen una respuesta al descenso del nivel de base (Simon y Darby, 1999; Schumm, 1999).

Los estudios experimentales llevados a cabo en un gran *flume* por Khan en 1971, demuestran que el conjunto de los sistemas Fluviales desde recto, a través de meandriforme, a trezado, depende de la pendiente del canal o de la energía de la corriente, que refleja la carga de sedimentos y el caudal. Cuando la pendiente del canal es pequeña el río es recto, pero con mayor inclinación supera un umbral y se desarrolla un canal meandriforme. Cuando la pendiente sobrepasa el 1,6% se transforma en canal trezado (Fig. 8.28).



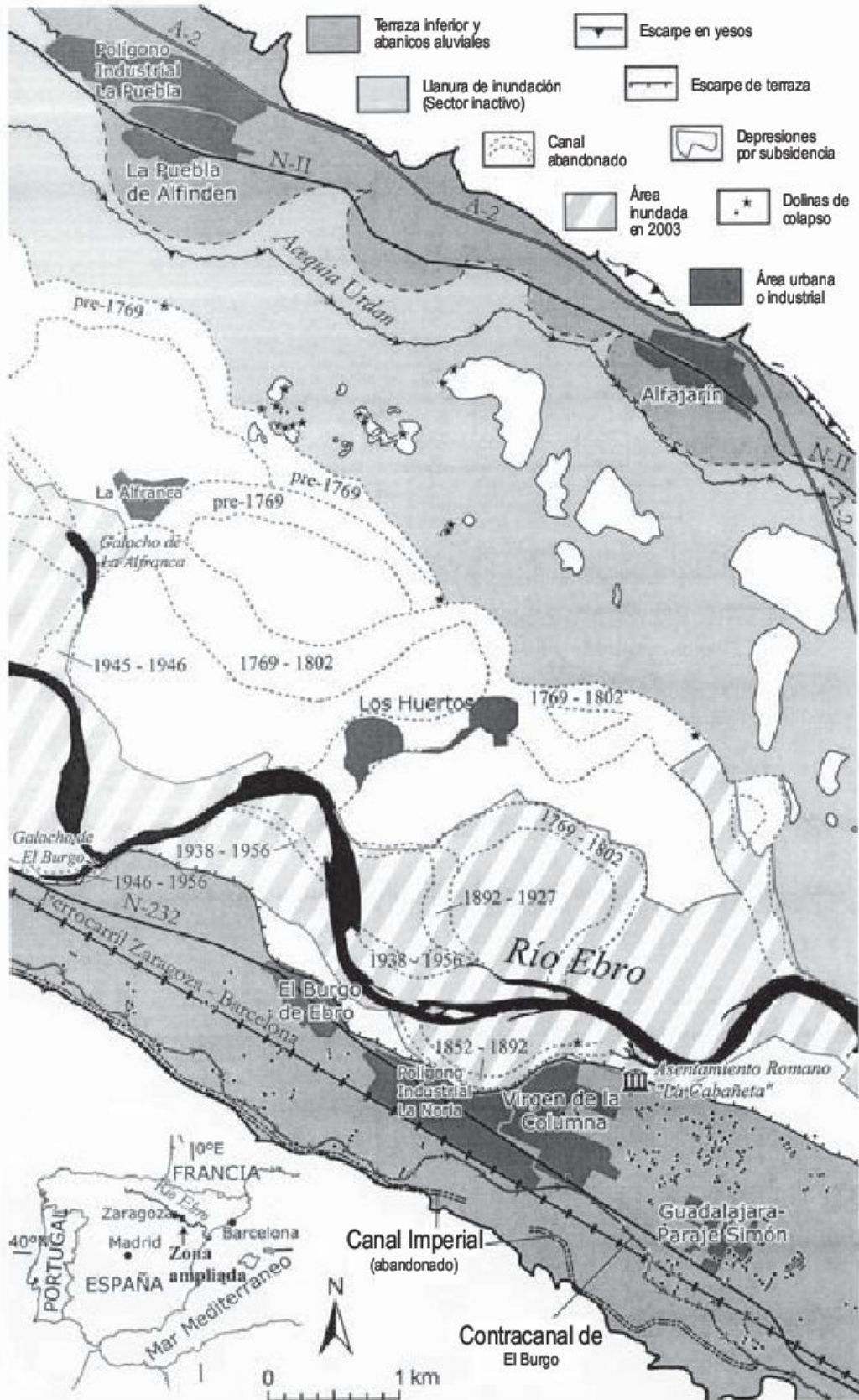
**FIGURA 8.28** Relación entre la sinuosidad del canal y la pendiente del *flume* (Schumm y Khan, 1972).

## 8.10 Canales fluviales y su estabilidad

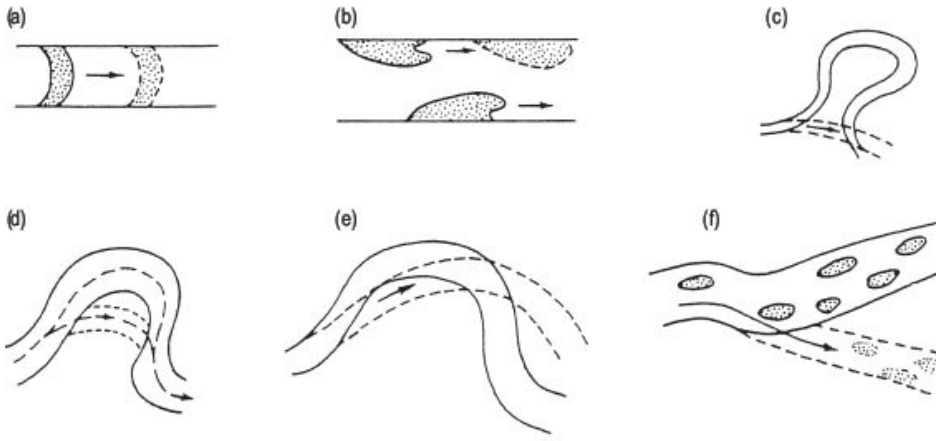
El canal aluvial cambia con el tiempo debido a que está construido sobre sedimentos erosionables. La continua variación con el tiempo de los canales meandriformes (Fig. 8.29) es una de las características de las llanuras aluviales con meandros. Su velocidad de migración puede alcanzar valores de 8 m/año, como en el río Arkansas (Nadler y Schumm, 1981) para un período de 43 años. En el cambio del canal con el tiempo crece la curvatura y la deriva y además puede producirse **estrangulamiento** (*neck cutoff*) o **acortamiento** (*chute cutoff*) (Fig. 8.30). También puede haber abandono total del canal por **avulsión**. Estos cambios tienen importantes implicaciones en los límites políticos y administrativos.

Según Schumm (1981), se puede establecer una relación entre los tipos de canales y la estabilidad relativa de los mismos. Se pueden diferenciar cinco sistemas (Fig. 8.31). Esta clasificación no es de carácter descriptivo, sino que está basada en las relaciones causa-efecto e ilustra las diferencias cuando en los ríos varían el tipo de carga transportada, la velocidad del flujo y la energía de la corriente. También explica los sistemas diferentes dentro del mismo río (Schumm, 1977).

Hay que tener en cuenta en las clasificaciones de los canales aluviales no solo el tipo de canal, sino también las variables que influye en la morfología del canal. Las dimensiones del canal se deben básicamente al caudal de



**FIGURA 8.29** Desarrollo de meandros en el río Ebro. Área de Zaragoza. España. Las fechas indican el tiempo de abandono de los segmentos del canal (Gutiérrez *et al.*, 2007).

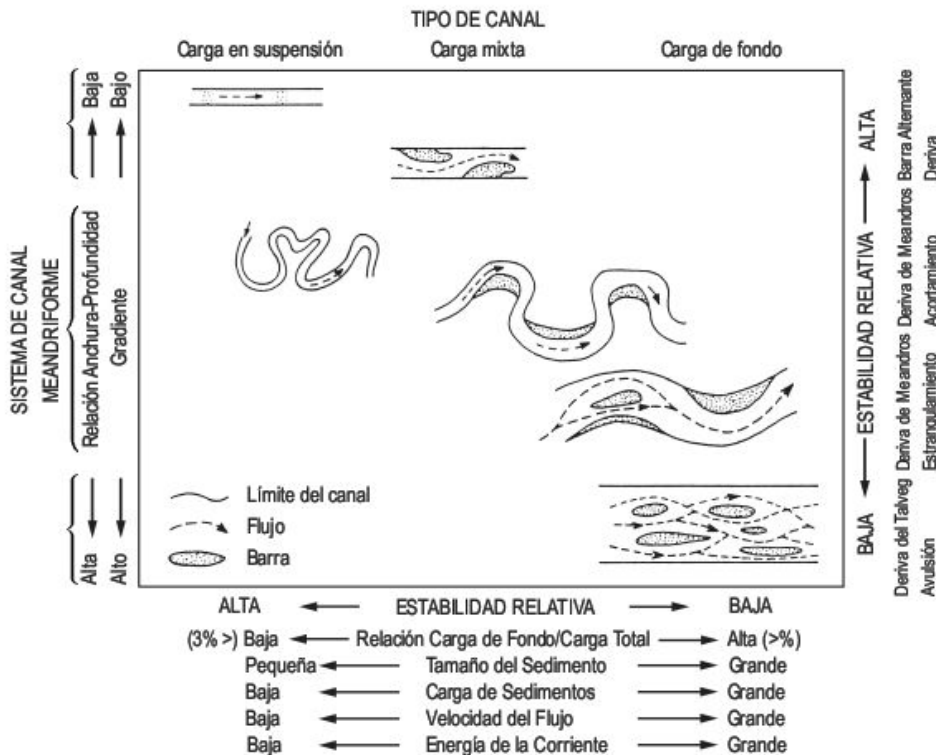


**FIGURA 8.30** Tipos de cambios de canal: A. Deriva de barra transversa. B. Deriva de barra alternante. C. Estrangulamiento. D. Acortamiento. E. Deriva de meandro. F. Avulsión. Las líneas continuas indican el estado actual y las de puntos los cambios potenciales futuros (Shen y Schumm, 1981).

agua y la forma del canal, que se relacionan con la cantidad y el tipo de sedimento transportado, que, a su vez, es función del porcentaje de sedimentos (grava, arena, limo y arcilla) (Schumm, 1981).

Cuando la proporción de carga de fondo es pequeña, el canal de carga en suspensión es estrecho y profundo (relación profundidad/anchura  $< 10$ ). Si la pendiente del canal es baja puede ser recto (**sistema 1**) (Figs. 8.30a y 8.31). Las paredes del canal son relativamente estables, a causa de su elevado contenido en limo y arcilla. Por consiguiente, el canal no deriva y las barras se movilizan a través del canal. Estos canales son poco abundantes y presentan pocos problemas. En el **sistema 2** el porcentaje de carga de fondo es intermedio, el talweg (línea de máxima profundidad) es sinuoso y tiene una relación

anchura/profundidad  $> 40$ , con una sinuosidad baja. Las barras derivan alternando dentro del canal (Fig. 8.30b), por lo que el talweg varía con el tiempo y en un lado del canal se produce sedimentación y en el contrario erosión. En el **sistema 3** se diferencian dos tipos de canales meandri-formes. Cuando el canal de carga en suspensión es muy sinuoso (Figs. 8.31,3a; 8.32 y 18.18) transporta poca carga de fondo (**sistema 3a**). La anchura del canal es similar y los márgenes son estables, pero pueden producirse estrangulamientos. El **sistema 3b** es un tipo de canal menos estable; transporta una carga mixta y las paredes del canal están constituidas por materiales de poca cohesión, por lo que son menos estables que los canales del sistema 3a. El meandro aumenta su radio de curvatura y se producen típicos estrangulamientos (Figs. 8.33 y 8.30c). Por lo tan-



**FIGURA 8.31** Clasificación genética de los canales Fluviales basada en el sistema de canales y tipo de carga de sedimento, en la que se indican las variables asociadas y la estabilidad relativa (Schumm, 1981).



**FIGURA 8.32** Curso Fluvial de elevada sinuosidad (sistema 3a de Schumm, 1981) en el fondo del Rift Valley Gregory. Lameluk, Baringo District. Kenia.



**FIGURA 8.33** Canal meandriforme de gran sinuosidad Copper River Delta. Sureste de Alaska. Foto F. Gutiérrez.



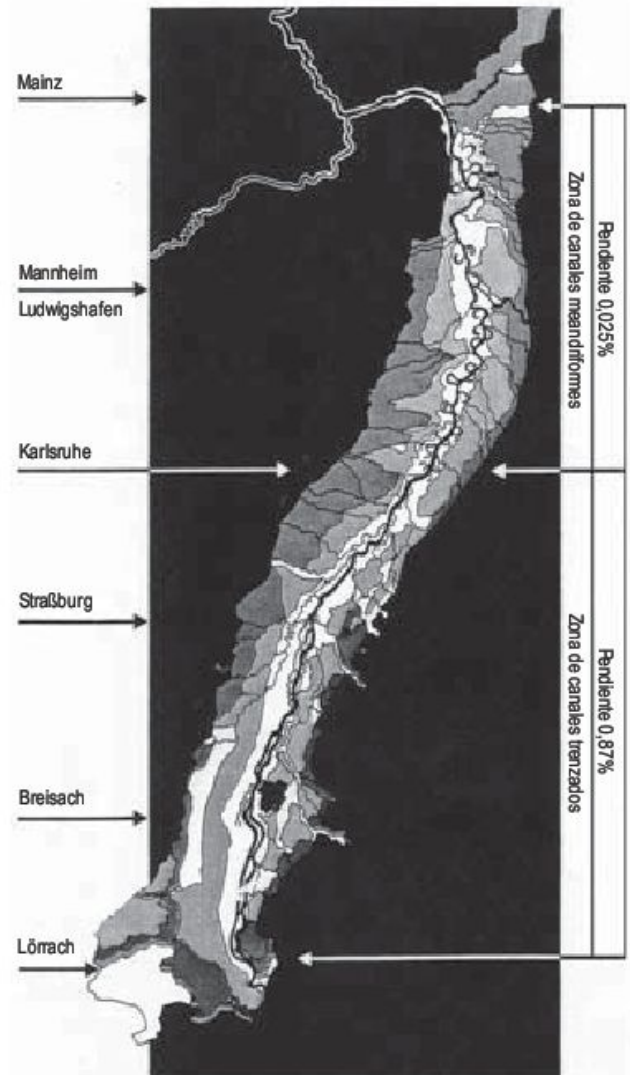
**FIGURA 8.34** Sistema 4 de Schumm, con barras de gran tamaño. Río Yamuna, Agra, India.



to, el canal es inestable con erosión en sus partes cóncavas y sedimentación en las convexas. El **sistema 4** constituye una transición entre cursos meandriformes y trenzados (Figs. 8.34 y 8.31) y en él predomina la carga de sedimentos de gravas, cantos y arenas. Los canales tienen una anchura variable, son poco profundos y de gradiente acusado. Son típicos los acortamientos del canal y la erosión de sus paredes. El **sistema 5** (Fig. 8.31) posee una gran carga de fondo e inclinaciones importantes capaces de transportar esta carga. El canal es inestable, ya que las barras y el talweg derivan dentro del canal. Constituyen los típicos ríos trenzados (Fig. 8.24), frecuentes en llanuras aluviales y abanicos aluviales: en ellos puede ser frecuente la avulsión (Fig. 8.30) (Chorley *et al.*, 1984).

El sistema de canales cambia del sistema 1 al 5 (Fig. 8.31) y también se manifiestan modificaciones en otros aspectos morfológicos. El aumento del tamaño de sedimento trae consigo una variación del sistema del 1 al 5. La estabilidad de los canales se incrementa con el aumento en la proporción de depósitos finos o con la disminución de la relación carga de fondo/carga total. Los valores menores de la velocidad del flujo y de la energía de la corriente aumentan la estabilidad. La relación anchura/profundidad es alta para canales trenzados, baja para canales rectos e intermedia para los meandriformes. Los canales trenzados tienen un gradiente alto, en los rectos es pequeño y en los meandriformes la pendiente está entre ambos tipos de canal. Por consiguiente, la estabilidad de los canales disminuye de los sistemas 1 al 5; los sistemas 4 y 5 son los menos estables.

Hay una continua gradación entre un sistema de canal y otro. Incluso en el mismo canal se encuentran sistemas de canal cambiantes a lo largo de su longitud. El mismo canal puede ser meandriforme y con el cambio de gradiente se comporta como trenzado. Por ejemplo, el río Rhin (Schäfer, 1973) muestra una variación en su sistema de canal a lo largo de su longitud, debido al cambio de pendiente (Fig. 8.35).



**FIGURA 8.35** Esquema que indica el cambio de sistema de canal del río Rhin, como consecuencia del cambio de pendiente (Schäfer, 1973).

## 8.11 Metamorfosis de los ríos

Los cursos fluviales cambian por erosión y sedimentación, pero estas transformaciones requieren tiempo. Por lo tanto, las modificaciones en el caudal y en los sedimentos no producen un cambio inmediato en el canal, sino que se inicia un cambio, que puede durar mucho tiempo. El canal se altera por la variación en la frecuencia del flujo y por el cambio en la cantidad de material erosionado; ambas modificaciones pueden o no coincidir en el tiempo. Posiblemente, el problema hidrológico más importante es determinar cuantitativamente cuánta alteración necesitamos

en la relación precipitación-escorrentía-erosión para que tenga lugar un determinado tipo de canal (Dunne y Leopold, 1978).

Los cambios de canales fluviales han proporcionado un tema complejo para la investigación geomorfológica en las últimas cuatro décadas (Gregory, 1977). Además, el análisis histórico de los sistemas Fluviales es un nuevo campo de trabajo para la paleoclimatología (Lamb, 1982), paleohidrología (Benito *et al.*, 1998b), paleoecología (Berglund, 1986) y geoarqueología (Davidson y Schackley,

1976). El análisis histórico del sistema fluvial necesita reconstruir los sistemas de la etapa preindustrial, determinar la velocidad y magnitud del cambio de los sistemas y posibilitar la producción de los efectos de futuros impactos, así como recomendar tareas de gestión ecológica (Petts, 1989). Se conocen numerosos ejemplos de cambios de canal en tiempos históricos y algunos son espectaculares: Micielska-Dowgiallo (1977) en el valle del Vístula (Polonia), Hooke y Redmond (1989) en el valle del río Dane (Inglaterra), Castaldini y Piacente (1995) en el río Po (Italia) y Surian (2006) en los ríos Tagliamento, Piave y Brenta (norte de Italia), entre otros.

Los cambios en el tipo de canal son relativamente frecuentes en el oeste de Estados Unidos y han sido reconocidos en numerosos ríos (Tabla 8.2), en los que se ha producido un cambio de meandriforme a trezado (Graff, 1988).

Uno de los ejemplos más sorprendentes es el de la metamorfosis del río Cimarrón (Kansas), analizado por Schumm y Lichty (1963). Se trataba de un río meandriforme, profundo y de 15 m de anchura, que después de una inundación en 1914 se convirtió en un canal recto de carga de fondo de 366 m de anchura, por un aumento en el caudal y carga de fondo. Este dramático cambio se interpreta como debido a fluctuaciones climáticas, actividades agrícolas y destrucción de la vegetación natural.

Otro ejemplo no menos sorprendente es el del río Gila, que discurre por Arizona y Nuevo Méjico (Graf, 1988). Antes de 1890 el canal era estrecho y meandriforme, pero

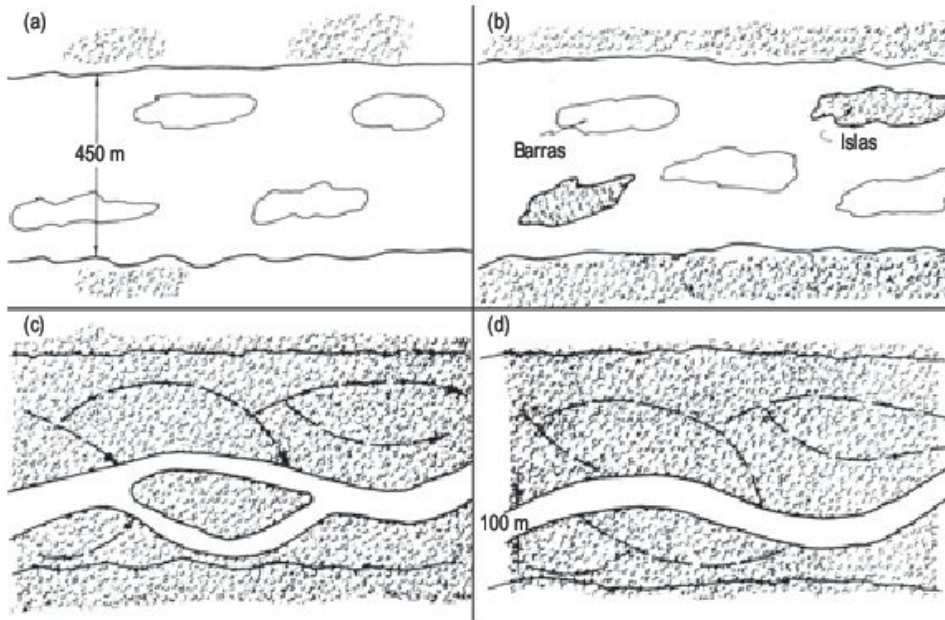
en 1903 se sucedieron varias inundaciones que modificaron el canal a trezado, con una anchura de más de 600 m en algunos lugares. Con posterioridad, el crecimiento de la vegetación y la sedimentación estrecharon el canal y a principios de 1980 retornó a su geometría meandriforme, casi después de un siglo. De ello se deduce que el ajuste de los canales trezados a meandriformes es mucho más lento que el de meandriformes a trezados.

La acción del hombre se hace muy patente en la evolución del río South Platte (Colorado), de carácter trezado, que pasó de tener 790 m de anchura en 1897 a 60 m en 1959, transformándose en un canal estrecho con tendencia hacia el desarrollo de meandros (Fig. 8.36). Esta profunda modificación está en relación con la regulación del río y con la pérdida de caudal por irrigación, lo que condujo a una invasión de la vegetación en la llanura de inundación y en las barras, lo que trajo consigo el estrechamiento del canal (Nadler y Schumm, 1981).

La erosión en los márgenes cóncavos de los meandros y la sedimentación en las partes convexas crean una inestabilidad horizontal en este sistema de canales. Pero también se produce una migración de los meandros aguas abajo, que puede interferir con construcciones hechas por el hombre. Este es el caso del puente sobre el río Cimarrón cerca de Perkins (Oklahoma), que en el momento de su construcción el río era recto y trezado en la zona del puente, pero tenía un gran meandro una milla aguas arriba, el cual derivó y en 1968 afectó a la estructura del puente (Chorley *et al.*, 1984).

**TABLA 8.2** Cambios en la anchura del canal en ríos del oeste de los Estados Unidos (Graff, 1988).

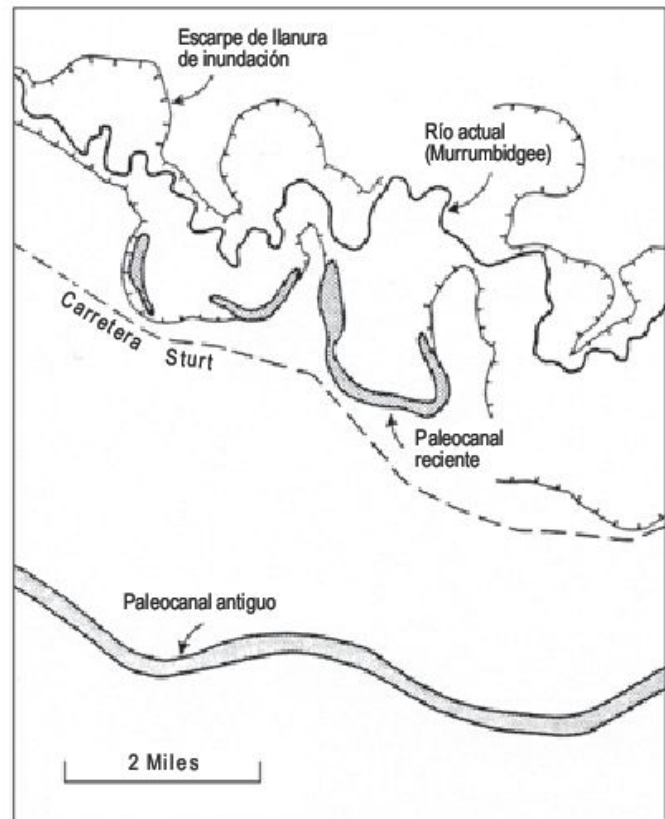
Río	Cambio	Tiempo
Río Canadian, Oklahoma	0,8-3,2 km	Inundación de 1906
Río Salado, New Mexico	15-168 m	1882-1918
Río Red, Texas-Oklahoma	Sin cambio	1874-1937
Río Red, Texas-Oklahoma	1,2-0,8 km	1937-1953
Río Cimarron, Kansas	15-366 m	1874-1942
Río Cimarron, Kansas	366-168 m	1942-1954
Río Platte, Nebraska	1161-111 m	1860-1979
Río South Platte, Colorado	790-60 m	1897-1959
Río North Platte, Wyoming	1.200-60 m	1890-1977
Río Gila, Arizona	45-90 m	1875-1903
	90-610 m	1903-1917
	610-61 m	1917-1964
Río Salt, Arizona	Sin cambio	1868-1980
Río Fremont, Utah	30-400m	Inundación de 1896



**FIGURA 8.36** Modelo de metamorfosis del río South Platte: (a) antes de la década de 1800, el caudal era intermitente y las barras temporales; (b) a finales del siglo, el caudal era perenne y la vegetación más frondosa sobre la llanura de inundación e islas; (c) a comienzos de 1900, la sequía trajo consigo que la vegetación se estableciera por debajo del nivel medio anual de aguas altas, convirtiéndose las barras en islas, con un único cauce principal; (d) canal moderno, las islas se incautaron de la llanura de inundación y se reconocen vestigios de canales históricos de tipo trenzado sobre la llanura de inundación (Nadler y Schumm, 1981).

Aunque no se disponen de los datos sobre los cambios de carga de sedimentos, se puede suponer, de los ejemplos históricos de metamorfosis de canal, que los ríos se ensanchan y profundizan por destrucción de sus canales originales, con lo que grandes cantidades de material de carga de fondo se movilizan a través de los canales durante los picos de altas inundaciones. Si estas circunstancias persistieran, los canales permanecerían anchos y estrechos. Sin embargo, al disminuir los picos de inundación, la sedimentación en el canal y la invasión de la vegetación en el mismo producen un estrechamiento del canal y es evidente una tendencia hacia el desarrollo de meandros (Schumm, 1977; Chorley *et al.*, 1984).

Los ejemplos que se han analizado son de carácter local y el intervalo de tiempo es pequeño. No obstante, los cambios climáticos y de nivel del mar durante épocas geológicas recientes dan lugar a modificaciones importantes en los sistemas de canales. Uno de los ejemplos clásicos de metamorfosis Fluvial, como consecuencia del cambio climático, lo proporciona el río Murrumbidgee (Schumm, 1969) (Fig. 8.37), que discurre por Riverine Plain de New South Wales. Atraviesa la llanura aluvial con una pendiente muy débil y se une con el río Murray. El canal tiene 60 m de ancho y está confinado a una llanura de inundación en la que se conservan meandros abandonados, que evidencian un caudal mayor (paleocanal reciente). El trazado del canal antiguo de baja sinuosidad (paleocanal antiguo) cruza la parte inferior de la figura. La parte superior de la figura está confinada dentro de un valle. En la llanura aluvial, el canal ha derivado y se diferencian tres meandros abandonados. Los resultados de los estudios edafológicos y geomorfológicos de Riverine Plain indican que los paleocanales antiguos funcionaron durante un clima más seco que el actual y los paleocanales re-

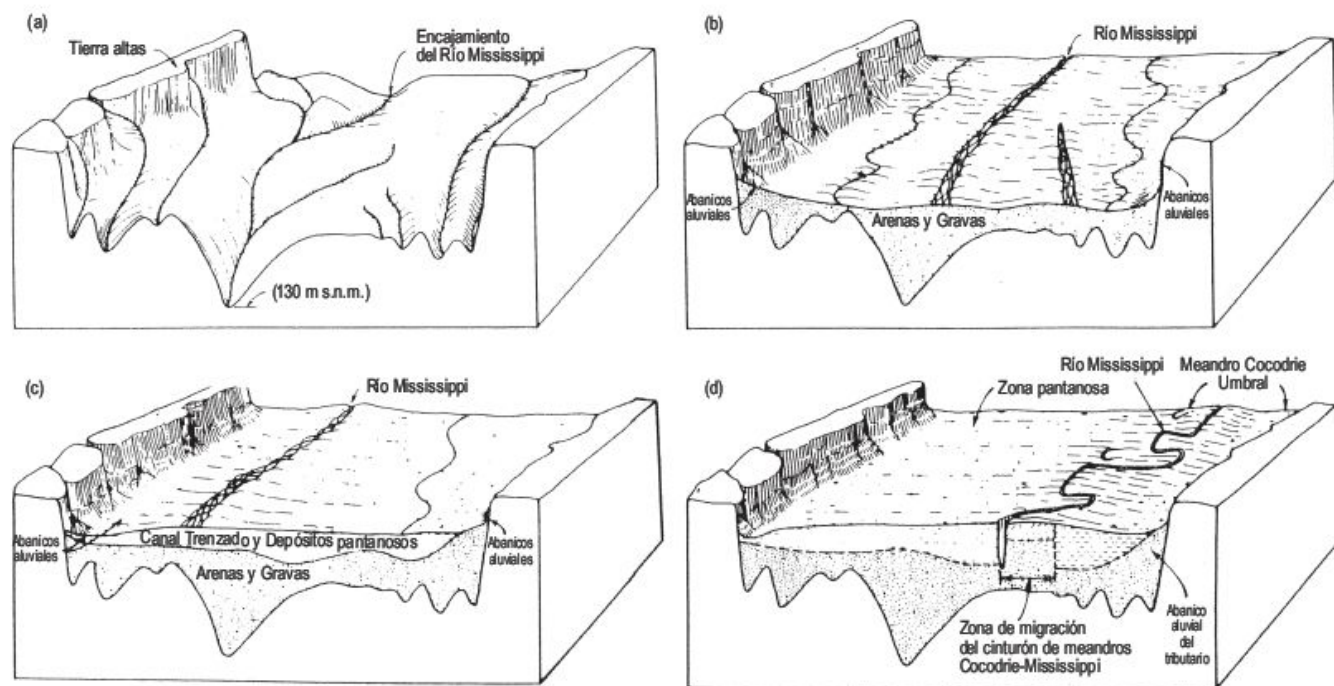


**FIGURA 8.37** Esquema realizado por fotografía aérea de una parte de Riverine Plain, cerca de Darling Point, New South Wales. El sinuoso río Murrumbidgee, de unos 60 m de anchura, fluye en la parte superior de la figura. Está confinado a una llanura de inundación irregular en la que se conservan meandros abandonados. El paleocanal más antiguo cruza la parte inferior de la figura (Schumm, 1969).

cientes discurrieron durante un clima más húmedo que el actual.

Uno de los ríos más intensamente estudiados es el Mississippi (Schumm, 1977). El trabajo de Fisk (1944) proporciona un ejemplo excelente sobre la metamorfosis del río en relación a las variaciones de nivel del mar y cambios climáticos que se han sucedido a lo largo del Cuaternario. Entre 18.000 BP, que corresponde con la máxima extensión de los glaciares, y la actualidad, los dos factores que determinan el comportamiento del río son la fusión del casquete Lauréntido, que suministra gran cantidad de agua y sedimentos al curso superior del Mississippi, y el descenso del nivel del mar de 130 m hace unos 15.000 años. Esta caída del nivel de base trae consigo la erosión de los antiguos depósitos aluviales y la incisión en el fondo del valle.

La Figura 8.38 establece diferentes etapas que representan la historia cuaternaria del río Mississippi: (a) Máximo descenso del nivel del mar. El río se encajó 120-137 m y sus afluentes incidieron, produciendo una topografía irregular con una pendiente de 0,16 m/km. (b) Comienzo de la fusión del casquete. Introducción en el río de agua y sedimentos (arenas y gravas). El tamaño de las partículas disminuye hacia el techo como consecuencia de la progresiva disminución de la pendiente y del retroceso del casquete glaciar. En esta época el río Mississippi se constituye como un sistema trenzado. (c) Continuo pero lento ascenso del nivel del mar. La carga es de arenas, limos y arcillas. Continúa el sistema trenzado, a pesar de la disminución del gradiente y del suministro de sedimentos al río. (d) Nivel del mar constante y carga reducida. El río se transforma en meandriforme y fluye a través de un único canal debido al descenso de la pendiente.



**FIGURA 8.38** Evolución cuaternaria de valle del río Mississippi. (a) Etapa de encajamiento a finales de la época glacial: 18.000-14.000 años BP; nivel del mar -130 m; pendiente del valle 0,16 m/km, río sobrecargado transportando gravas. (b) Etapa I de agradación del valle: nivel del mar -30 m; pendiente del valle 0,14 m/km; río sobrecargado, trenzado, transportando arenas y gravillas. (c) Etapa II de agradación del valle: nivel del mar -6 m; pendiente del valle 0,13 m/km; río sobrecargado, trenzado, transportando limos y arenas, originando potentes zonas pantanosas de limos y arcillas. (d) Etapa III de agradación del valle: nivel del mar actual, pendiente del valle 0,11 m/km; desarrollo del cinturón de meandros Cocodrie; río meandriforme de canal profundo con gran variación en el caudal que reemplaza gradualmente el canal trenzado poco profundo (Fisk, 1944).