

files, su tendencia a la ampliación y ramificación y su rápida evolución. Y es frecuente que la acción modeladora de las aguas canalizadas por estas redes de barrancos resulte significativamente favorecida por la colaboración de fenómenos de arrastre subsuperficial conocidos como *piping* o *suffusión*. Resultan éstos de la penetración de una parte del agua de arroyada a través de las grietas producidas por la hidroclastia y en su circulación por debajo de la superficie generando sistemas de conductos (*pipes*) que con relativa rapidez se hundan; este mecanismo acelera de forma sustancial el desarrollo de las cárcavas, al hacer posible una acción directa de las aguas en profundidad y la movilización en muy poco tiempo de grandes masas de material (sumando al arrasado directamente por el flujo de los arroyos el aportado por el hundimiento del techo de los conductos de *suffusión*).

Los volúmenes de agua y material de arrastre captados durante los episodios de actividad de la arroyada por los «bad lands», canalizados por las ramblas y encauzados por los uadi, sólo en algunos casos son eficazmente evacuados hasta verdaderas cuencas de sedimentación debido, por un lado, al carácter discontinuo y a veces local de los aportes de agua y, por otro, a la propia importancia de la carga detrítica puesta en movimiento. Lo más frecuente es que los surcos mayores que desempeñan el papel de colectores tengan carácter endorreico, es decir sean incapaces de evacuar fuera del área donde actúa la arroyada: las ramblas y los uadi van perdiendo nitidez formal aguas abajo y terminan en amplias áreas de acumulación a modo de grandes y aplanados conos de deyección a las que se da el nombre de *llapanas*. Estas formas de acumulación resultan de la descarga sedimentaria masiva de los citados colectores al disminuir la pendiente y el caudal de escorrentía. De este modo, puede decirse que en los territorios donde la arroyada concentrada actúa como proceso fundamental de modelado (en los territorios semiáridos especialmente) se suelen dar condiciones endorreicas tanto desde el punto de vista hidráulico como morfogenético; unas condiciones que pueden ser reforzadas por la actuación sobre las áreas terminales de acumulación de procesos de disolución, haloclastia y deflación eólica que, al movilizar y poner en condiciones de evacuación una parte del material acumulado, van confirmando a dichas áreas una topografía suavemente cóncava, más favorable aún para obstaculizar el drenaje externo de las aguas de arroyada y la evacuación de los materiales que transportan (este es el caso de las cuencas cerradas propias de las áreas áridas conocidas como *sebjas* o *chotts*).

9.

Los cursos de agua y su acción morfogenética

9.1. La escorrentía fluvial y su papel en la morfogénesis

La distinción de unos procesos elementales de modelado, caracterizados por desempeñar una labor extensiva sobre sectores relativamente amplios, y unos grandes mecanismos morfogenéticos, definidos por su complejidad y el carácter intensivo de su trabajo centrado en franjas o líneas minoritarias del territorio, constituye uno de los fundamentos metodológicos más arraigados de la Geomorfología moderna. Así, ya W. M. Davis se basa en el postulado de que la génesis del relieve terrestre resulta de la combinación de una *erosión areolar* propia de los *interfluvios*, encargada del accionamiento y el desplazamiento inicial de las partículas y una *erosión lineal* desarrollada a lo largo de *cauces* (o *talwegs*) y dedicada prioritariamente a labores de transporte y evacuación. Estos cauces son las líneas formadas por los puntos más bajos del «campo geomorfológico» y, debido a la fuerza de la gravedad, tanto las aguas recibidas como las partículas producidas en la totalidad del territorio tienden a desplazarse hacia ellos y a canalizarse conforme a su trazado. De este modo, en todas las áreas continentales donde los aportes de agua en estado líquido alcanzan un volumen y una continuidad suficientes, sobre los cauces se establecen corrientes permanentes de agua, es decir «ríos», cuyo papel tanto en el drenaje como en la morfogénesis es fundamental.

Lógicamente, la acción geomorfológica de los ríos o *acción fluvial* se centra en los cauces sobre los que estos cursos de agua circulan, pero no se limita estrictamente a ellos, ya que existe una marcada conexión dinámica con el resto del territorio (es decir, con los *interfluvios*): al ser, por definición, los citados cauces la base de las vertientes de sus respectivas cuencas, cualquier variación introducida en ellos por la acción fluvial afecta a la actividad de los procesos que actúan sobre ellas; igualmente, como se verá, los procesos de meteorización y dinámica de vertientes desarrollados en las áreas interfluviales influyen en el modelado de los cauces al influir en la carga sólida transportada por las aguas en movimiento.

9.2. La interpretación clásica de la acción fluvial: la «erosión lineal» y sus controles

Considerando que los ríos vienen a ser flujos impulsados por la gravedad que se desarrollan sobre una línea sólida, la Geomorfología ha entendido clásicamente la acción fluvial como una *erosión lineal* efectuada por las aguas de acuerdo con las leyes de la hidrodinámica. Según dichas leyes todo fluido en movimiento dentro de un campo gravitatorio actúa sobre cada uno de los puntos que forman su talweg con una energía o *potencia* que es proporcional a su masa o *caudal* y a la velocidad con que fluye. Si esta potencia es suficiente, puede traducirse en el arrancamiento y la puesta en movimiento de partículas, con lo que adquiere trascendencia geomorfológica y da lugar a un cambio en la forma del cauce. Así, el modelado fluvial consistiría en un cambio de la forma inicial de los cauces tendiendo a modificar aquellos puntos en que su configuración no es acorde con la potencia del flujo. Hay que tener en cuenta, sin embargo, que no toda esta energía gravitatoria de los cursos de agua puede transformarse en trabajo de modelado (es decir, en accionamiento y desplazamiento de partículas), ya que una parte de ella ha de consumirse en sobreponerse al roce sobre la línea sólida y, sobre todo, en realizar el transporte de la carga procedente de la propia erosión fluvial o de los interfluvios; sólo la energía restante o *potencia neta*, si es que existe, puede dedicarse a labores erosivas.

En realidad, la potencia neta de un curso de agua en un punto determinado de su cauce puede ser positiva, negativa o nula y ello es lo que controla el sentido de su actividad modeladora. Si la potencia neta es positiva (es decir, si, consumida la necesaria para compensar el roce y efectuar el transporte de su carga, queda aún un superavit de energía), las aguas tienden a accionar partículas, realizando una labor de excavación o incisión que hace descender el cauce. Si, por el con-

trario, es *negativa* (es decir, si la energía absorbida en mantenimiento de flujo y transporte supera el valor de la potencia bruta derivada del caudal y la velocidad del río), las aguas fluviales efectúan una labor de descarga sedimentando una parte de los materiales que transportan sobre el cauce, el cual resulta levantado con respecto a su posición previa. Si, finalmente, la potencia neta es nula (es decir, si la superación del roce y el transporte de la carga absorben la totalidad de la energía de la corriente, sin que se den superavit ni déficit), el río no realiza trabajo alguno de modelado sobre el punto o tramo de su cauce en que ello ocurre, limitándose a fluir encima de él sin cambiarlo por incisión ni por acumulación.

Esta tercera situación, en la que tanto la capacidad de accionamiento como la de sedimentación de partículas son iguales a cero y el transporte de la carga se desarrolla con eficacia, constituye la referencia final o el estado hacia el que tienden las acciones de modelado de cauce desencadenadas por las dos situaciones anteriores: la erosión efectuada por el río allí donde la potencia neta es positiva no es ilimitada, sino que se limita a lo necesario para reducir la pendiente del talweg (y consecuentemente la velocidad y la *potencia bruta* del flujo) hasta que el excedente de energía haya desaparecido por anulación de la combinación de circunstancias que lo habían producido; igualmente, la acumulación de partículas sobre el cauce allí donde la potencia neta es negativa se limita al volumen necesario para producir un incremento de la pendiente (y consecuentemente de la velocidad y de la potencia bruta de la corriente) hasta que el déficit de energía haya sido compensado al cesar las circunstancias de que derivaba. Puede decirse, en consecuencia, que la acción modeladora de los ríos sobre sus cauces es una combinación de procesos de ablación y acumulación tendente a conseguir que en todos los puntos que los constituyen la potencia neta sea igual a cero o, lo que es lo mismo, a conseguir en ellos una pendiente óptima para asegurar el mantenimiento del propio flujo y la circulación sin obstáculos de las partículas recibidas de los interfluvios. Ello pone de manifiesto que la actividad geomorfológica esencial de los ríos es la evacuación del material producido y desplazado en sus cuencas y que sus acciones erosivas o de acumulación se limitan a lo necesario para que dicha actividad se desarrolle en adecuadas condiciones, tendiendo a cesar en cuanto estas condiciones se hayan conseguido aceptablemente.

9.2.1. Los cauces fluviales y la evolución de su perfil longitudinal

Todo talweg o cauce fluvial se desarrolla desde el lugar en que la concentración de aportes hídricos hace posible el comienzo del flujo

del curso de agua (*cabecera*) hasta el lugar en que dicho flujo individualizado cesa por haber alcanzado una masa de agua o haberse sumado a otra corriente (*nivel de base*) y tiene un *perfil longitudinal* y un *trazado*. El *perfil longitudinal* es la configuración topográfica definida por los puntos que forman el cauce; el *trazado*, por su parte, es la forma planimétrica concreta que la línea de agua presenta sobre la superficie terrestre. Y lo fundamental desde el punto de vista dinámico es que, igual que ocurre en las vertientes de gravedad, todos los puntos que constituyen el cauce están interrelacionados, de modo que cualquier variación registrada por uno de ellos tiende a desencadenar un reajuste de todo el conjunto: el descenso de un punto (o de un conjunto de puntos) del cauce por acción excavadora de la corriente da lugar a un aumento de la pendiente en el tramo situado aguas arriba, lo que provoca a un incremento de la velocidad del flujo, y de la potencia erosiva del mismo, estableciéndose también sobre los puntos que lo forman las condiciones para el desarrollo de procesos de excavación; e igualmente todo ascenso de un punto o tramo por acumulación de partículas de la carga fluvial determina una reducción de la pendiente y, consecuentemente, de la velocidad y la potencia de la corriente, haciendo que las condiciones favorables a la sedimentación se transmitan aguas arriba del mismo. Puede decirse, pues, que el modelado de los cauces bajo la acción de los cursos de agua es un proceso en que todos los puntos que forman dichos cauces funcionan solidariamente y en el que los reajustes de forma (por excavación o acumulación) se propagan en sentido contrario al de la corriente, es decir tienen carácter *regresivo*.

Desde esta perspectiva, la acción geomorfológica de los ríos viene a consistir en el desarrollo a lo largo del tiempo de los procesos necesarios para transformar su perfil longitudinal originario en un perfil a lo largo de todo el cual la potencia neta de las aguas es nula, es decir en un *perfil de equilibrio*. Y al tener —como se acaba de señalar— este prolongado trabajo de transformación topográfica el carácter de una *erosión regresiva*, la consecución de las condiciones de equilibrio entre los parámetros hidráulicos de la corriente y el perfil del talweg comienza en los tramos bajos de éste para irse realizando después sucesivamente en los tramos medios y altos, hasta alcanzar finalmente la *cabecera*. De este modo el *nivel de base*, al ser el punto más bajo del cauce, ocupa la máxima jerarquía dinámica dentro del perfil longitudinal, ya que cualquier cambio de altura que en él se registre desencadena una *oleada de modelado regresivo* que afecta a la totalidad del perfil del cauce (de desembocadura a cabecera): en el caso de un río que desemboca en el mar, todo descenso en el nivel de éste produce un desequilibrio en el nivel de base que activa una «oleada» de incisión y va rebajando la altura de todos los puntos del cauce desde los más ba-

jos hasta los más altos y que finalmente da lugar a un *retroceso de cabecera*.

El ritmo con el que se efectúan estas acciones de modelado de los cauces no es igual en todos los cursos de agua, sino que la velocidad de propagación de la *erosión regresiva* depende de la resistencia del material, así como de la velocidad y el caudal de cada río. Dadas unas condiciones favorables a la excavación en los niveles de base, el remodelado regresivo será tanto más rápido (y antes se producirá el retroceso de cabecera) cuanto más caudaloso y veloz sea el río y menor sea la resistencia del material sobre el que circula. Se establece así una competencia modeladora entre todos los ríos que comparten nivel de base (es decir, desembocan en la misma masa de agua), de la cual se deriva —como se verá a continuación— una jerarquización de los mismos traducida en importantes cambios en el trazado de los cauces. Y hay que tener en cuenta que las variables o factores que influyen en ella (caudal, velocidad, resistencia del material de cada curso de agua) no son independientes sino que se encuentran íntimamente relacionadas entre sí y resultan decisivamente influidas a su vez por el propio desarrollo del modelado fluvial.

9.2.2. La evolución del trazado de los cauces: la organización de las redes fluviales

Ciertamente, el caudal (es decir, la masa del agua que circula por un río) es el primer control de la acción fluvial, ya que cuanto mayor sea su cuantía mayor será también la velocidad del agua y, en consecuencia, más altos serán los niveles de potencia erosiva; de este modo, partiendo de unos perfiles longitudinales originarios prácticamente idénticos, la eficacia y rapidez del modelado tendente a la consecución del *perfil de equilibrio* será siempre mayor en un curso de agua caudaloso que en otro menos dotado de agua. Y esta mayor o menor dotación de caudal hídrico depende de la alimentación que cada río reciba de su *cuenca*, es decir del territorio que vierte a él, siendo normal que en dos cuencas contiguas la captación de aguas sea mayor en la más extensa y menor en la de menor amplitud espacial. Así en la competición modeladora establecida entre los cursos de agua a que se ha hecho referencia tenderán de inmediato a ocupar los primeros lugares aquellos que desde el comienzo (y por la razón que sea) dispongan de una cuenca vertiente más amplia: en un mismo intervalo de tiempo, la distancia con respecto al nivel de base alcanzada por la erosión regresiva (y, en su caso, la importancia del «retroceso de cabecera») tenderán a ser mayores en los cauces de estos ríos alimentados por un área más extensa.

ab Pero esta ventaja adquirida desde el comienzo de unos ríos sobre otros como consecuencia del diferente tamaño inicial de sus respectivas cuencas no se mantiene en los mismos niveles —ni mucho menos se atenúa—, sino que se va incrementando exponencialmente a lo largo del desarrollo de la acción fluvial. Porque la excavación efectuada por la corriente de agua sobre su lecho y el «retroceso de cabecera» que de ella se deriva, si la oleada de modelado regresivo alcanza el punto inicial del perfil, van acompañados de un incremento de la extensión de la cuenca: la excavación fluvial amplía el «surco» que vierte al curso de agua tanto en su dimensión transversal como longitudinal. De este modo, el modelado realizado por las aguas en los cauces se traduce en un incremento de su caudal, de su velocidad y, consecuentemente, de la propia actividad erosiva, estableciéndose un sistema de «realimentación» según el cual la diferencia entre los ríos más activos y los dotados de un menor ritmo modelador se va haciendo cada vez más marcada tanto desde el punto de vista hidrológico como geomorfológico.

Como consecuencia del citado proceso no sólo se produce una marcada y progresiva jerarquización de los cursos de agua, sino también un reajuste del trazado de sus cauces tendente a hacerlos afluir a los ríos que han alcanzado mayor rango, los cuales adquieren el carácter de *colectores* o ejes de drenaje de grandes extensiones de territorio al captar las aguas y la carga de partículas sólidas de las cuencas de las corrientes de rango menor. Esta captación puede producirse por *derrame*, cuando la acción modeladora del río más activo lleva la divisoria de aguas de su cuenca hasta el cauce de otro próximo cuya labor excavadora ha sido menor (los caudales circulantes por el cual se vierten o derraman al primero), o por *captura*, cuando la cabecera del río más activo, afectada por un retroceso más rápido, llega a interferir el cauce de otro menos importante, haciendo que, a partir del punto en que se ha producido la interferencia, sus aguas se canalicen por el primero (que tiene su talweg a menor altura). Así, la acción erosiva de los ríos sobre sus cauces tiende a organizarlos en *redes* o *sistemas fluviales* articulados en torno a los cursos que, debido a su mayor eficacia geomorfológica, han llegado a ocupar el mayor rango en la jerarquía hidrográfica.

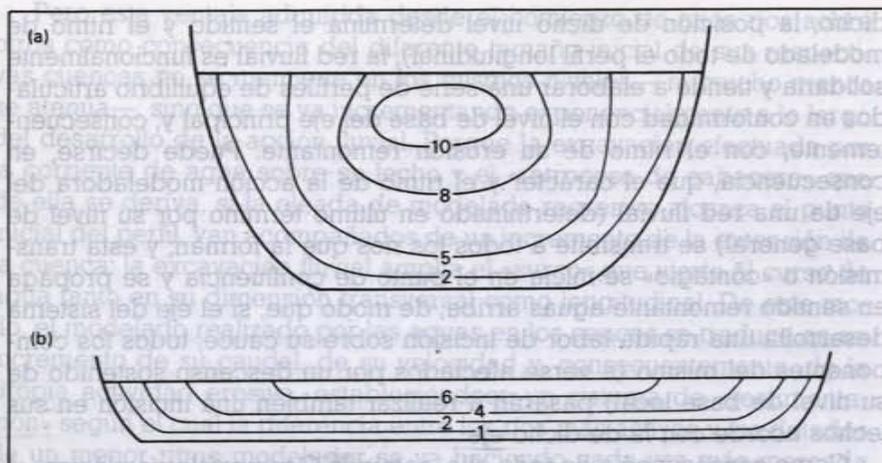
Y hay que tener en cuenta además que cada *derrame* o *captura*, al incrementar la cuenca y el caudal del colector, viene a significar un reforzamiento de su rango jerárquico y su tendencia a constituirse en eje de un sistema de corrientes cada vez más amplio; un sistema todos cuyos componentes realizan su labor modeladora solidariamente bajo el control morfodinámico de la arteria central a la que afluyen. Dado que los cursos *afluentes* captados o capturados pasan a tener su nivel de base local en puntos del cauce de dicha arteria (y que, como se ha

dicho, la posición de dicho nivel determina el sentido y el ritmo de modelado de todo el perfil longitudinal), la red fluvial es funcionalmente solidaria y tiende a elaborar una serie de perfiles de equilibrio articulados en conformidad con el nivel de base del eje principal y, consecuentemente, con el ritmo de su erosión remontante. Puede decirse, en consecuencia, que el carácter y el ritmo de la acción modeladora del eje de una red fluvial (determinado en último término por su nivel de base general) se transmite a todos los ríos que la forman; y esta transmisión o «contagio» se inicia en el punto de confluencia y se propaga en sentido remontante aguas arriba, de modo que, si el eje del sistema desarrolla una rápida labor de incisión sobre su cauce, todos los componentes del mismo (a verse afectados por un descenso sostenido de su nivel de base local) pasarán a realizar también una incisión en sus lechos acorde con la de dicho eje.

Como consecuencia de todo ello, según la Geomorfología clásica, el territorio drenado por una red fluvial —o por varias redes que comparten un mismo nivel de base general— tenderá a lo largo del tiempo a adquirir una topografía en la que todos los cauces jerárquicamente organizados y dinámicamente articulados tengan un perfil de equilibrio (es decir, hayan conseguido una pendiente longitudinal capaz de mantener el flujo de las aguas y de asegurar la evacuación de las partículas aportadas por los interfluvios). Esta teórica configuración final, en la que también las vertientes habrían llegado a conseguir una pendiente equilibrada, fue denominada por W. M. Davis *penillanura*.

9.3. La interpretación actual de la acción fluvial

Todos los conceptos y las interpretaciones que se acaban de exponer acerca del modelado fluvial constituyen una de las construcciones teóricas más brillantes y coherentes de la ciencia geomorfológica. Pero, como ocurre con toda teoría, resulta de una simplificación de la realidad y parte de unos supuestos muy generales, de modo que —manteniendo en lo fundamental su validez— se manifiesta insuficiente para dar razón de todos los casos concretos, peca de una abstracción excesiva y, lo que es más importante, se apoya en algunos postulados que estudios más recientes han venido a relativizar o incluso a considerar no del todo ciertos. Su insuficiencia en el análisis concreto deriva de que en la citada elaboración teórica se hace abstracción de numerosas variables que influyen en el desarrollo del modelado fluvial y que son capaces, no sólo de modular cuantitativa o cualitativamente la sucesión teórica de procesos, sino de interferirla e incluso de bloquearla; entre estas variables, que pueden dejar el modelo clásico de la erosión flu-



(Fuente: P. MacCullagh, 1978).

Fig. 9.1. Distribución de las velocidades de flujo en dos tipos de lecho fluvial: a) Estrecho y profundo; b) Ancho y somero.

vial en un marco teórico sólo realizable en casos sumamente excepcionales, se encuentran las diferencias de resistencia de los afloramientos sobre los que se realiza la acción fluvial (algunos de los cuales tienen una coherencia o un calibre capaces de soportar durante dilatadísimos intervalos de tiempo la energía liberada sobre ellos por la corriente de agua), los controles derivados de la disposición estructural (que modulan o distorsionan el desarrollo del modelado de los lechos y la estructuración de las redes hidrográficas) y la permanente actividad tectónica y eustática (que, al modificar el nivel de base general o el desnivel de las cabeceras con respecto a él con un ritmo notablemente mayor —al menos en los últimos tiempos de la Historia Geológica— que el de la acción de los ríos en su elaboración de perfiles de equilibrio, hacen de dichos perfiles así como de la *penillanura* resultante de su consecución a escala regional una meta teórica nunca plenamente alcanzada, por no decir inalcanzable en la realidad).

9.3.1. Caracteres básicos de la escorrentía fluvial y sus consecuencias

Entre los postulados básicos que el avance de los conocimientos acerca de la escorrentía de las aguas de los ríos y de su trabajo geomorfológico ha llevado a replantear, hay que destacar el entendimiento de los cursos de agua como flujos lineales que realizan su acción modeladora sobre cauces (es decir, sobre líneas) y que en cada punto de

éstos registran una única velocidad y la idea de que el roce de dicho flujo con la superficie sólida es sólo un factor de consumo de su energía.

Parece más acorde con la realidad concebir a los ríos como corrientes de agua que fluyen, no sobre líneas dibujadas en la superficie sólida de los continentes (es decir, sobre cauces o talwegs), sino sobre franjas que ocupan una cierta extensión en dicha superficie (es decir, sobre *lechos* o *canales*) y dentro de las cuales existen diferencias de rugosidad capaces de incidir diferencialmente en la velocidad del flujo. Este cambio del concepto más geométrico y abstracto de «cauce» al más real de *lecho* para definir el campo de actuación de los procesos de modelado fluvial tiene dos consecuencias de primer orden para la comprensión de dichos procesos: en primer lugar, la inexistencia de una sola velocidad en cada lugar del curso de agua, ya que la presencia de unas márgenes y un fondo introducen efectos de roce o freno capaces de hacer que el flujo hídrico se realice con un ritmo sensiblemente distinto en los bordes y en el centro de la corriente, así como en el exterior, en el interior y en la base de la misma; y en segundo lugar, el carácter esencialmente turbulento de la escorrentía fluvial derivado de los citados gradientes de velocidad, pues —como ocurre con todos los flujos en que la velocidad de las partículas no es homogénea— con el desplazamiento general coexisten importantes movimientos helicoidales (*turbulencias* o *torbellinos*) de los que se deriva una importante energía susceptible de emplearse en trabajo geomorfológico. Esta energía derivada de la agitación de las aguas tiene en las modernas interpretaciones del modelado fluvial un papel fundamental, confirmando la apreciación común de que los ríos más capaces de erosionar no son los más caudalosos ni los más rápidos, sino los más turbulentos; aunque, como se verá, el caudal y la velocidad influyen en el nivel de turbulencia.

El roce del agua sobre la superficie del lecho, al conferir un carácter turbulento al flujo, no se limita en consecuencia a ser un factor geomorfológicamente negativo (responsable de un efecto de freno y de pérdida de energía eficaz), sino que es también un factor que incrementa la capacidad modeladora y favorece la transmisión de la energía de la masa fluida. Como es bien conocido por los ingenieros, las aguas circulan con mayor rapidez y de forma menos turbulenta en canales poco rugosos («bien calibrados») y con menor velocidad y de modo más turbulento en canales de alta rugosidad («mal calibrados»), pero realizan una acción erosiva sustancialmente mayor en éstos que en aquéllos; no obstante, si la rugosidad del canal es muy alta y frena de forma excesiva la corriente, el efecto pasa a ser negativo. Puede decirse en consecuencia que la rugosidad del lecho tiene un doble efecto sobre las

aguas fluviales y su comportamiento modelador: de un lado, frena su ritmo de flujo (tendiendo a reducir su energía) y, de otro, genera movimientos turbulentos y amplía la superficie de impacto de la corriente (tendiendo, por el contrario, a incrementar dicha energía o capacidad modeladora). Y depende de la relación que en cada caso exista entre caudal circulante y forma del lecho la manifestación de uno u otro efecto.

9.3.2. La competencia fluvial y sus factores «morfológicos»

La corriente de agua y el lecho que la acoge constituyen un sistema cuyos dos componentes interactúan dinámicamente, pudiendo derivarse de sus interacciones efectos («retroacciones») favorables o desfavorables para el desarrollo del trabajo geomorfológico, siendo el grado de *turbulencia* la expresión del estado de dicho sistema y, consecuentemente, el control básico de este trabajo. Si la velocidad de flujo de un río y la rugosidad de su lecho se incrementan coordinadamente, crece la turbulencia de las aguas y de ello se deriva un aumento de su *competencia* (es decir, de su capacidad para movilizar y desplazar partículas); si por el contrario la velocidad de la corriente disminuye al tiempo que la rugosidad del lecho se incrementa, disminuye la turbulencia y se reduce correlativamente la competencia erosiva fluvial (hasta hacerse negativa y dar lugar a una deposición de la carga).

La capacidad o competencia erosiva de los ríos crece, pues, en relación con el crecimiento de su turbulencia; y ésta, a su vez, se encuentra controlada por la relación entre *velocidad* de flujo y *rugosidad* de lecho. Porque, pese a ser esta rugosidad la causa inmediata de la turbulencia, el nivel que la misma alcance se encuentra decisivamente marcada por la velocidad de desplazamiento del agua: dada una determinada configuración de lecho —más o menos rugosa—, toda aceleración del flujo se traduce en un aumento de su turbulencia y en un incremento de la masa o del tamaño de las partículas puestas en movimiento. Un incremento en la competencia que no es directamente proporcional a la citada aceleración, sino que tiene un valor equivalente a una potencia del mismo. Es decir, según los estudios realizados, la elevación al cuadrado de la velocidad de la corriente fluvial da lugar, no a una elevación también al cuadrado del calibre máximo de las partículas que es capaz de accionar, sino a la elevación casi al cubo de dicho calibre. De ahí que sea fundamental para la comprensión del modelado fluvial la toma en consideración prioritaria de los cambios de velocidad de las aguas dentro del lecho —más que de los ritmos medios de flujo—, ya que ha de ser durante los intervalos de tiempo en que éstos

se produzcan cuando se realice la mayor parte del trabajo geomorfológico tanto de erosión como de acumulación.

La velocidad con que se desplazan las aguas de los ríos es función de dos conjuntos de factores, unos referentes a la configuración del canal y otros relacionados con los caracteres de la escorrentía. Entre los primeros se encuentran la pendiente o inclinación del perfil longitudinal y la forma del perfil transversal del lecho; entre los segundos el papel básico corresponde a los cambios de caudal.

Ciertamente, dado que es la fuerza de la gravedad la que impulsa la escorrentía fluvial, la pendiente longitudinal existente entre la cabecera y el nivel de base del curso de agua es un factor esencial de su velocidad y, en consecuencia, de su turbulencia y de su capacidad modeladora. A igualdad de caudal y sobre canales de idéntica forma, la velocidad, la turbulencia y la acción erosiva serán mayores en aquellos que presenten una inclinación más acusada.

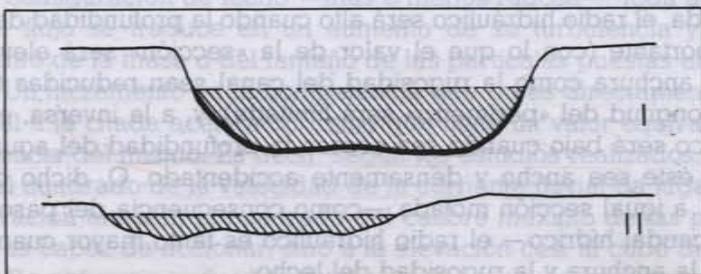
Del mismo modo, la configuración del lecho influye de forma decisiva en la velocidad de la corriente al ofrecer mayor o menor resistencia, según su amplitud, profundidad y rugosidad, al flujo del agua. En Geomorfología esta configuración tiene una expresión numérica, el *radio hidráulico*, resultante de dividir la superficie de la *sección mojada* entre la longitud del *perímetro mojado*. Si se realiza un corte transversal del lecho de un río, el fondo, los márgenes hasta donde son alcanzadas por el agua y la línea externa de ésta definen una superficie cuya extensión puede expresarse en metros cuadrados; esta superficie indicadora de la amplitud del área cubierta por el agua es la *sección mojada*. Por su parte, el *perímetro mojado* es la línea de contacto entre agua y lecho dentro del citado perfil transversal, viniendo a indicar la anchura y rugosidad del canal; se extiende entre los puntos hasta donde llega la corriente en una y otra margen y sus dimensiones se pueden expresar en metros lineales. Así, en conformidad con la definición enunciada, el radio hidráulico será alto cuando la profundidad del agua sea importante (con lo que el valor de la «sección» será elevado) y tanto la anchura como la rugosidad del canal sean reducidas (con lo que la longitud del «perímetro» será limitada); y, a la inversa, el radio hidráulico será bajo cuando sea escasa la profundidad del agua en el lecho y éste sea ancho y densamente accidentado. O, dicho de otra manera, a igual sección mojada —como consecuencia del paso de un mismo caudal hídrico— el radio hidráulico es tanto mayor cuanto menor sea la anchura y la rugosidad del lecho.

Pues bien, en los canales fluviales dotados de radio hidráulico alto las aguas fluyen con mayor velocidad, lo que tiende a mantener en ellas un elevado nivel de turbulencia y a dotarlas de una alta competen-

cia geomorfológica. En los lechos dotados de un radio hidráulico bajo, por el contrario, las aguas fluyen con lentitud, de lo cual se deriva una reducción de su turbulencia y una sustancial disminución de su capacidad de accionamiento y transporte. De este modo la configuración del lecho tiene una influencia decisiva en la escorrentía fluvial y en el modelado efectuado por ella y dicha influencia no deriva sólo de la pendiente y la forma de su perfil longitudinal, sino también de la geometría de su perfil transversal.

9.3.3. La competencia fluvial y sus factores hidráulicos

La velocidad de los cursos de agua depende también, como es lógico en todo flujo impulsado por la gravedad, del volumen de la masa fluida que en ellos se desplaza, es decir de su caudal. Y la incidencia de este factor hidrológico se efectúa básicamente a través del control que mantiene sobre el valor de los dos componentes del *radio hidráulico*. Dentro de un lecho de configuración estable, todo crecimiento del caudal da lugar a un ascenso del nivel del agua del que se deriva un incremento tanto de la superficie de la sección mojada como de la longitud del perímetro mojado, pero el incremento de la primera es siempre mayor que el de la segunda (si en un canal de 10 m de anchura con márgenes verticales crece en 1 m. el nivel del agua, la sección se incrementa en 10 m² mientras que el perímetro sólo lo hace en 2 m). Así, al aumentar en mayor medida el dividendo que el divisor, el cociente —es decir el radio hidráulico— resulta incrementado. Todo crecimiento del caudal de un río da lugar, pues, a un crecimiento correlativo del radio hidráulico de su lecho y consecuentemente a una aceleración del flujo, de la cual se deriva un mayor grado de turbulencia y una mayor competencia modeladora. De ahí la decisiva importancia que en el desarro-



(Fuente: J. Tricart, 1977).

Fig. 9.2. Elementos de definición del Radio Hidráulico: la superficie tramada corresponde a la «sección mojada» del lecho fluvial; el segmento dibujado en línea gruesa corresponde al «perímetro mojado».

llo del modelado fluvial tienen las crecidas, hasta el punto de que una proporción muy mayoritaria del trabajo erosivo de los ríos se efectúa durante los intervalos, temporalmente minoritarios, en que éstas se producen.

Pero hay que tener muy presente que esta norma según la que existe una relación directa entre el caudal y la velocidad de la corriente fluvial sólo se cumple en el caso de que las aguas se mantengan dentro de los límites del lecho, sin llegar a desbordarlos. Cuando, debido a un aumento excepcional de los aportes hídricos, se produce un «desbordamiento» la relación entre ambas variables se invierte e igualmente cambian de sentido sus consecuencias sobre la turbulencia y la actividad modeladora. Al extenderse las aguas con limitada profundidad por la superficie inundable próxima, que puede tener una amplitud notable, el perímetro mojado crece en mayor medida que la sección mojada y consecuentemente el radio hidráulico disminuye (si las aguas se desbordan en un canal de 10 m de ancho y, ascendiendo 0,25 m por encima del límite superior de sus márgenes, se extiende por una franja prácticamente llana de 40 m de anchura total, la sección se incrementa en 10 m² mientras que el perímetro lo hace, al menos, en los 40 m citados). De ahí que los desbordamientos, al contrario que las crecidas, hagan descender drásticamente la velocidad de las aguas fluviales, así como su turbulencia y su competencia. Esta disminución de capacidad hace que los ríos en situación de desbordamiento no sólo dejen de erosionar sino que se transformen en importantísimos agentes de acumulación, depositando una parte de su carga; ello es decisivo para el modelado de formas de relieve fluvial fuera de los límites estrictos del lecho, como es el caso de los *llanos de inundación* y de las *llanuras aluviales* a las que más adelante se hará referencia.

Así pues, teniendo en cuenta que —debido a su control sobre la turbulencia— la velocidad hace variar exponencialmente la competencia de los cursos de agua, la repercusión de las variaciones de caudal en el trabajo geomorfológico efectuado por ellos son enormes, haciendo que los cambios de intensidad y de sentido en su actividad sean extremadamente grandes y con frecuencia bruscos. Lejos del entendimiento clásico de los ríos como agentes de erosión continuada y paciente, hoy se reconoce que el modelado de los lechos y de las restantes formas fluviales se produce en períodos relativamente cortos, en relación con crecidas, reducciones o desbordamientos de sus aguas, desarrollándose entre ellos grandes intervalos prácticamente «muertos» a efectos de accionamiento y acumulación en los que la única actividad es el transporte de la carga. Los ríos son, por lo tanto, agentes de incisión o de sedimentación sólo de forma temporal o circunstancial que se limitan a realizar estas acciones cuando se rompe el equilibrio

entre la configuración del lecho y los caracteres del flujo y dejan de realizarlas en cuanto dicho equilibrio queda restablecido. De este modo, puede decirse que los cursos de agua tienden a transformar su lecho en el canal más acorde con parámetros hidráulicos, accionando o depositando —en caso de que tal acuerdo no se dé— las partículas precisas para ello; pero lograda la adecuación de flujo y canal y mientras el caudal circulante se mantenga más o menos estable en su volumen medio, su labor se limita o centra en lo que es su función básica en la morfogénesis: la evacuación de las partículas producidas y desplazadas en los interfluvios.

9.4. La acción transportadora de los cursos de agua

Los cursos de agua realizan su básica labor transportadora de forma selectiva y aplicando a cada tipo de partículas una modalidad específica de desplazamiento. Al igual que el resto de los flujos de baja densidad, los ríos seleccionan para su transporte las partículas que se encuentran al alcance de su competencia y las desplazan por medio del impulso mecánico derivado de la escorrentía turbulenta de sus aguas. Pero no todo el transporte fluvial tiene este carácter mecánico ni puede considerarse homólogo al efectuado por otros flujos turbulentos (como, por ejemplo, el viento), ya que el agua es un eficaz disolvente y un medio químicamente activo y ello le da la posibilidad de asumir una parte de la carga por medio de acciones definibles como químicas o físico-químicas. Existen, pues, dos grandes modalidades de transporte fluvial, una *química*, que se aplica a las partículas susceptibles de disolverse (es decir, de adquirir calibre iónico o molecular en presencia del agua del río), y otra *mecánica*, que afecta a las partículas no solubles de calibre arcilla, limo, grava, canto y bloque y que presenta distintos caracteres según la categoría granulométrica a que cada una de ellas pertenezca.

9.4.1. Las modalidades «químicas» del transporte fluvial

Los ríos reciben su carga de material en disolución ya en las aguas que los alimentan, las cuales en su recorrido superficial o subterráneo por la cuenca han podido captar diversos elementos; pero también la pueden adquirir directamente a partir del propio lecho y de las partículas transportadas mecánicamente. Dicha carga puede alcanzar unos niveles muy variables, dependiendo de los caracteres físicos y químicos del agua (temperatura, agitación, contenido en oxígeno y en anhídrido carbónico, presencia de ácidos orgánicos, etc.) en relación con el

tipo de elementos solubles y el volumen de éstos con que se llega a la saturación. Así, la caliza, presenta en numerosas rocas, formaciones superficiales y depósitos detríticos, puede ser transportada en disolución por las aguas fluviales en unos volúmenes que varían muy notablemente según la acidez y la temperatura de éstas.

En este transporte químico en disolución los iones constitutivos de la fracción dispersa quedan íntimamente fijados a las moléculas de agua y las acompañan en su desplazamiento, de modo que no existe diferencia alguna entre el desplazamiento del fluido y el de la carga por él transportada. En consecuencia la amplitud y rapidez de esta modalidad de transporte es máxima, siendo normal que mayor parte de las partículas disueltas realicen sin interrupción todo el trayecto desde su entrada en el río hasta la desembocadura de éste y que lo hagan a la misma velocidad con que su corriente fluye. Sólo cuando, debido a un cambio en las condiciones del agua o a una nueva aportación de material disuelto, se alcanza el nivel de saturación se produce el abandono, por *precipitación*, de una parte siempre muy minoritaria de esta carga. No obstante su escasa importancia relativa, esta precipitación dentro del lecho o de las áreas próximas temporalmente alcanzadas por las aguas tiene significativas consecuencias geomorfológicas, entre las que se encuentran la formación de costras, travertinos, tobas, etc. cuya incidencia en el ulterior desarrollo del modelado fluvial puede ser decisiva.

9.4.2. Las modalidades mecánicas del transporte fluvial

El transporte *mecánico* efectuado por los ríos presenta diversas modalidades según el calibre de las partículas y, como se ha dicho, muestra una básica homología con el realizado por el viento —al que más adelante se hará referencia—, aunque la superior densidad del agua introduce algunas diferencias significativas por lo que respecta a la gama granulométrica y a la diversidad de procesos. Los cursos fluviales pueden alcanzar una competencia sustancialmente más alta, por lo que su acción transportadora es capaz de afectar a partículas de todos los tamaños hasta los bloques, no limitándose a las arcillas, limos, arenas y pequeñas gravas como ocurre en la acción eólica. De otro lado, alguna de las modalidades de transporte mecánico desarrolladas por los ríos —como la conocida como *desplazamiento en masa*— están fuera del alcance del viento y presentan una notable analogía con ciertos tipos de dinámica de vertientes. Concretando, la *suspensión*, la *saltación*, el *rodamiento* y el citado *desplazamiento en masa* son los procesos mediante los que las aguas fluviales desplazan, impulsándolas mecánicamente, las partículas que constituyen su carga. Dicha mo-

El transporte en *suspensión* consiste en el mantenimiento dentro de la corriente de elementos pequeño calibre (arcillas, limos y arenas finas) como consecuencia de la turbulencia del agua: los torbellinos de sentido ascendente que la constituyen contrarrestan eficazmente la tendencia a caer de estos mínimos elementos, de modo que pueden ser impulsadas eficazmente río abajo, acompañando al agua en su flujo y confiriéndolo, si su volumen es importante, una *turbidez* más o menos marcada. Mediante este proceso se pueden desplazar grandes cantidades de material a gran distancia, incluso directamente hasta la desembocadura, ya que, debido al escasísimo peso de las partículas, el desplazamiento no se interrumpe a no ser que la turbulencia se reduzca drásticamente como consecuencia de una sustancial disminución de la velocidad de la corriente. Cuando se produce esta disminución, se *decanta* selectivamente una parte de la carga en suspensión comenzando por la fracción más gruesa de la misma: si el efecto de freno y la correlativa reducción de los movimientos turbulentos son moderados, la decantación afecta a las arenas finas; si las aguas se remansan, son los limos los que cesan en su desplazamiento y se acumulan en el fondo del lecho, mientras que las partículas de tamaño arcilla sólo se sedimentan en el caso de que se llegue a un práctico estancamiento del flujo. Y, dado que una paralización tan marcada de la corriente fluvial no es ni mucho menos frecuente, puede decirse que la práctica totalidad de la fracción arcillosa que entra en suspensión acompaña sin interrupción a las aguas de los ríos hasta su desembocadura, siendo más lento y discontinuo el desplazamiento de las fracciones algo mayores que junto con ella constituyen la carga transportada mediante este proceso.

La *saltación* es la acción mecánica mediante la que las corrientes fluviales realizan el transporte de las partículas de tamaño arena o grava, cuyo peso es suficientemente reducido para ser levantadas del



(Fuentes: M. A. Summerfield, 1990).

Fig. 9.3. Modalidades mecánicas de transporte fluvial.

fondo del lecho a impulso del agua pero resulta excesivo para mantenerse dentro del flujo un intervalo importante; de este modo su desplazamiento se realiza «a saltos» más o menos amplios separados por tiempos muertos en que la partícula se mantiene estable. Se trata, pues, de una modalidad de transporte notablemente menos rápida que la suspensión, debido a su esencial discontinuidad, y que además precisa unas condiciones hidrodinámicas más favorables, no actuando si la velocidad y la turbulencia de la corriente no son importantes y si la profundidad del agua no alcanza un nivel suficiente. En todo caso, incluso siendo óptimas estas condiciones, la diferencia de velocidad con que se mueven el agente de transporte y el material transportado es ya muy notable, de modo que en todo momento existe un stock de arenas y gravas temporalmente acumuladas en el fondo del lecho. Por otra parte, la saltación es ya capaz, no sólo de cambiar de lugar, sino también de cambiar de forma a los elementos sometidos a su acción: afectados por innumerables impactos (sobre el lecho y entre sí), los pequeños fragmentos rocosos se van desgastando progresivamente, perdiendo sus ángulos y aristas y tendiendo a redondearse.

Las partículas de tamaño canto o bloque que se encuentran en el límite de la competencia fluvial son desplazadas, por su parte, mediante el proceso denominado *rodamiento*, ya que, al no ser capaz de levantarlos del fondo del lecho debido a su mayor peso, la corriente los impulsa sobre él haciéndolos rodar. Este proceso, desarrollado como los dos anteriores elemento a elemento, es aún más lento y discontinuo que la saltación y precisa intervalos de tiempo muy largos para transportar cada uno de estos fragmentos hasta la desembocadura del río. Los tiempos muertos son en él muy mayoritarios, pues estas partículas permanecen quietas sobre el fondo del canal salvo en los cortos intervalos en que la corriente se intensifica, siempre y cuando se hallen adecuadamente dispuestos para recibir su impulso. El efecto de roce derivado de este tipo de transporte se traduce también en un desgaste de los fragmentos; la forma redondeada y pulida de los *cantos rodados* tan característicos de los depósitos aluviales es resultado de dicho efecto, aunque también en ella tiene una influencia decisiva la abrasión producida por el reiterado impacto de las arenas y gravas, movidas mediante saltación, sobre los cantos temporalmente estabilizados.

Al contrario de la *suspensión*, la *saltación* y el *rodamiento*, que —con las lógicas diferencias en cuanto a la fracción granulométrica afectada— son comunes a la acción fluvial y a la acción eólica y cuyo funcionamiento es dimensionalmente selectivo partícula a partícula, el *desplazamiento en masa* no puede ser realizado por el viento y es la única modalidad de transporte desarrollada por los ríos en la que se movilizan en conjunto volúmenes de material heterométrico. Dicha mo-

alidad se activa muy excepcionalmente como consecuencia de pulsaciones de corriente particularmente importantes, dando lugar a acumulaciones muy rápidas e hipertrofiadas dentro del lecho. Se puede observar especialmente en ríos de régimen torrencial, con importantes cambios de caudal y fuerte turbulencia, o en episodios de crecida masiva y rápida y puede definirse como un arrastre sobre el fondo del lecho de paquetes de material en el que van englobados elementos de todos los tamaños (incluso grandes bloques, imposibles de movilizar por cualquiera de los procesos antes descritos). Su carácter espasmódico es evidente y la amplitud de los tiempos muertos es excepcionalmente grande, hasta el punto de que puede actuar sólo una vez cada año o incluso hacerlo una o unas pocas veces a lo largo de toda la historia del curso fluvial (es decir, un volumen de material desplazado de esta forma puede ser depositado aguas abajo y quedar inmovilizado de modo casi definitivo). El trayecto del paquete detrítico movilizado es siempre reducido —del orden decenas o centenares de metros como mucho—, de forma que, si el desplazamiento en masa puede considerarse muy eficaz teniendo en cuenta la cuantía del material movido en cada impulso y el tamaño máximo de los elementos que es capaz desplazar, resulta escasamente competente dentro de marcos temporales largos y, salvo en el caso de los cursos torrenciales, su papel en el trabajo fluvial de evacuación es claramente minoritario.

dada la incapacidad de la corriente para movilizar una particular voluminosa en exceso. Si por el contrario, el río descrito sobre afloramientos de rocas de gran tamaño y en un curso de régimen torrencial, se alcanza en los episodios de crecida masiva y rápida, una velocidad suficiente para arrastrar sobre el fondo del lecho paquetes de material de todos los tamaños (incluso grandes bloques, imposibles de movilizar por cualquiera de los procesos antes descritos). Su carácter espasmódico es evidente y la amplitud de los tiempos muertos es excepcionalmente grande, hasta el punto de que puede actuar sólo una vez cada año o incluso hacerlo una o unas pocas veces a lo largo de toda la historia del curso fluvial (es decir, un volumen de material desplazado de esta forma puede ser depositado aguas abajo y quedar inmovilizado de modo casi definitivo). El trayecto del paquete detrítico movilizado es siempre reducido —del orden decenas o centenares de metros como mucho—, de forma que, si el desplazamiento en masa puede considerarse muy eficaz teniendo en cuenta la cuantía del material movido en cada impulso y el tamaño máximo de los elementos que es capaz desplazar, resulta escasamente competente dentro de marcos temporales largos y, salvo en el caso de los cursos torrenciales, su papel en el trabajo fluvial de evacuación es claramente minoritario.

10.

El modelado de los lechos fluviales y de las llanuras aluviales

10.1. El modelado de los lechos fluviales

Como resultado de la combinación a lo largo del tiempo de los procesos de erosión, transporte y acumulación a que se ha hecho referencia en el capítulo anterior se produce el modelado de los lechos fluviales, tendiendo siempre a la búsqueda del mejor ajuste entre corriente y canal: Una búsqueda que en unos casos puede tener éxito con cierta rapidez, en otros alcanzarse con dificultad y tras un trabajo dilatado y, en otros, quedarse en una tendencia imposible de conseguir. Porque el modelado de los lechos, como toda acción morfogenética, es resultado de la interacción de un conjunto de procesos (en este caso de los procesos fluviales) y un material sobre el que actúan o al que afectan: de hecho, sea cual sea la competencia intrínseca derivada de la velocidad y turbulencia de sus aguas, los ríos sólo pueden realizar labores de accionamiento y transporte en la medida en que encuentren a su disposición partículas cuyo nivel de cohesión y cuyo tamaño las sitúe al alcance de dicha competencia. Si el curso de agua circula sobre afloramientos de rocas fuertemente cohesionadas o actúa sobre formaciones sueltas compuestas por elementos de muy gran calibre, su trabajo geomorfológico resulta bloqueado o sustancialmente limitado por lo que el modelado del lecho es imperceptible o se hace extremadamente lento