



Capítulo IV

MORFOLOGIA DE RÍOS

Cuando se planifica el desarrollo de la cuenca de un río, se debe tener completo conocimiento del sistema fluvial. No sólo con respecto al caudal, sino con respecto al arrastre de sedimentos y estabilidad del cauce. Un río aluvional, en estado natural, mantiene un delicado balance entre caudal, descarga de sedimentos, pendiente, patrón de meandro y sección transversal del canal. Cualquier perturbación en cualquier punto puede repercutir a través de todo el sistema. Si levantamos una presa, se acumulará el sedimento en el embalse, el cauce de aguas arriba se suavizará, y el de aguas abajo se degradará. Si sacamos agua con fines de riego, el cauce sufrirá embancamiento arriba y abajo. Si cortamos tramos del río para agregarlos a navegación o a control de avenidas, la parte aguas arriba se degradará y la de aguas abajo se degradará. En todos estos casos deberemos saber de antemano dónde y cuándo ocurrirán esos cambios.

No es tarea fácil obtener tal conocimiento, ya que no hay dos ríos iguales, y su comportamiento obedece a muchos factores independientes e interdependientes. Debido a la dificultad de esta materia, dedicaremos gran parte de este capítulo a discusiones cualitativas del comportamiento de un río. Empezaremos con la evolución del río desde el punto de vista del geólogo.

COMPORTAMIENTO NORMAL DE UN RÍO

El ciclo geográfico ideal sería las elevaciones de masas de tierra y continuar así hasta que estas se convierten en planicies tan cerca del nivel del mar como lo produzca la erosión. En la realidad esto no ocurre, y así muchos ciclos incompletos son separados por súbitas elevaciones y profundidades de la superficie terrestre. Sin embargo, tales ciclos ideales pueden concebirse como una meta a la cual se aproxima constantemente el río, aunque nunca lo consigue.

Durante este proceso de trasladar las masas de tierra, el material es erosionado de las partes superiores de las cuencas de drenaje de los ríos y depositado en las áreas bajas y en el mar. Se dará el nombre de curso superior de un río a aquella parte donde la erosión tiene lugar consistentemente. Curso inferior del río es aquella parte donde la deposición toma lugar consistentemente. El curso medio del río es el lugar donde no ocurre ni erosión ni deposición. Si el río tiene un caudal estable, este lugar será un punto localizado en la boca de la garganta del curso superior y en el vértice del cono aluvional del curso inferior. Sin embargo, debido al carácter no-estable de los caudales, este lugar es normalmente un estrecho del río, que es alternadamente lugar de erosión y de deposición.

Durante el comienzo del proceso de transformación de una elevación geológica reciente hacia una llanura de elevación cercana al nivel del mar, los cambios en el perfil del río toman lugar bastante rápidamente, y al río se le llama joven. En la mitad de este proceso, el río no es tan activo, y se le llama maduro. Al final, los cambios son difícilmente notados, y al río se le llama viejo. De aquí que los términos joven, maduro y viejo, se refieren no tanto a la historia en años de los ríos, como la cantidad de trabajo que realizan en comparación con el realizado antes. Su significado será más familiar al leer la discusión de Salisbury (1908) sobre erosión y deposición.

El tiempo involucrado en una transformación completa del paisaje puede ser millones de años. En consecuencia, es de esperarse que no ocurran cambios notables en el perfil de algunos ríos durante el tiempo de una investigación científica o aún en el tiempo de una civilización. Sin embargo, un río nunca es completamente estable hasta haber alcanzado un perfil por el cual las velocidades sean tan bajas que no ocurra transporte de sedimentos.

Transporte de Sedimentos

Es evidente que en este proceso de continua transformación de la superficie terrestre por erosión y deposición, el transporte de sedimentos por los ríos juega un papel muy importante. Como éste será el tema principal de las discusiones siguientes, será útil tratarlo primeramente en términos generales y después en más detalle.

El sedimento es transportado por el río como arrastre de fondo y como carga suspendida. El arrastre de fondo se compone de material grueso, que rueda, salta y golpea en o cerca del fondo. La carga suspendida se compone de material fino y se conserva en suspensión por la turbulencia. En realidad, no hay una distinción exacta entre estas dos formas. Las partículas más finas de lo que se designa arrastre de fondo pueden hallarse suspendidas al igual que las partículas más gruesas de la carga suspendida. La distribución del sedimento suspendido tiende a variar con la velocidad y turbulencia del caudal. La carga suspendida puede subdividirse en "carga de fondo suspendida" y "carga aluvional". La carga de fondo suspendida incluye todas las partículas que también se hallan en el material del fondo; para un río aluvional esto es usualmente arena fina y gruesa. La carga aluvional incluye todas las partículas menores que las del material de fondo, tales como limo y arcilla. Desde el punto de vista de las características del canal del río (pendiente, profundidad, ancho, patrón de meandro) estamos mayormente interesados en la carga de fondo suspendida. La carga aluvional puede ser considerada como un aditivo del agua que se toma en las planicies de la cuenca de drenaje, que permanece en suspensión todo el tiempo mientras se transporta, y que es eliminado sin participar en el proceso formativo del sistema fluvial. Su importancia relativa surge cuando se deposita en las planicies inundables, de los deltas y embalses.

De los diferentes estudios sobre transporte de sedimentos, resulta evidente que el transporte de la carga de fondo es función de la fuerza de tracción que el agua ejerce en la periferia del canal y que la cantidad de sedimento en suspensión depende mayormente de la turbulencia. La fuerza de tracción es la componente en la dirección del flujo, del peso del agua, y puede representarse por $W.D.S.$, donde W es el peso unitario del agua, D es la profundidad del flujo y S la pendiente del río. La fuerza de tracción, o fuerza cortante, es también por definición igual a la viscosidad dinámica del agua, por el gradiente de velocidad en el punto considerado. El grado de turbulencia puede expresarse con el número de Reynolds, representado por la profundidad del flujo por la velocidad, dividido por la viscosidad cinemática.

De estas relaciones, se puede concluir que el transporte de sedimentos aumentará con un aumento en la profundidad y la pendiente del río. Sin embargo, el aumento en el transporte de las cargas de fondo y suspendida no será necesariamente en la misma proporción, ya que estas son función de variables diferentes. Aún es posible que la carga de fondo aumente mientras que la suspendida disminuya. Consideremos por ejemplo, dos condiciones de río para igual descarga, igual rugosidad e igual velocidad media, pero con diferentes profundidades de cauce y consecuentemente diferentes pendiente y ancho del canal. El río con mayor profundidad tendrá mayor turbulencia, y por lo tanto es de esperar mayor concentración de carga en suspensión. El río con la menor profundidad tiene mayor gradiente de velocidad y por lo tanto mayor fuerza de tracción. Se puede esperar entonces el mayor transporte de carga de fondo. Este razonamiento está confirmado por una conclusión lograda por Leopold y Maddock (1953), después de examinar datos de campo y de laboratorio: "A velocidad y descarga constantes, un aumento en la anchura está asociado con una disminución de la carga suspendida y con un aumento en el transporte de carga de fondo.

Durante cada etapa de la actividad geomorfológica, un río tratará de adoptar cierta forma de equilibrio en el cual la pendiente sea suficiente para arrastrar los sedimentos agregados al sistema fluvial. Será ventajoso recordar que casi toda la energía gastada por un río se consume en fricción externa contra el lecho y en interna a través de la turbulencia. De acuerdo con Rubey (1933), sólo una pequeña parte de la energía del río se consume en el transporte de los sedimentos. En consecuencia, este transporte de sedimentos debe tomarse más o menos como un resultado incidental del estado de agitación del río. A pesar de que el transporte de sedimentos es incidental, éste juega un papel importante en el comportamiento del río. Cuando la cantidad de sedimentos que vienen de la cuenca de drenaje es mayor que la que el río puede arrastrar, cierta parte se deposita en el cauce y la pendiente aumenta hasta que se alcanza el punto en que la capacidad de transporte es suficiente para arrastrar la cantidad de sedimentos. Cuando la cantidad de sedimentos es menor que la capacidad, el río arrancará material de su lecho y lo agregará a su carga. Si el lecho es de material aluvional, esta acción

es fácil. Si el lecho es rocoso, el proceso tomará tiempo, ya que las partículas serán abrasionadas y disgregadas por choque.

Este proceso natural de obtener un equilibrio entre cantidad de sedimentos y transporte está complicado por varios factores. Uno de ellos es la variabilidad de la descarga. Su resultado sobre la actividad del río está descrito por Gilbert (1914): "Todos los ríos varían en el volumen de su descarga de estación a estación y de año a año. Es muy cierto que los ríos dan forma a sus propios canales, y entre ríos aluvionales existen pocas excepciones. Pero según la variación de la descarga, el mismo río es alternativamente grande y pequeño, de modo que sus necesidades son diferentes en etapas diferentes. Las fuerzas formativas que residen en la corriente son más fuertes con grandes descargas, de modo que los aspectos más sobresalientes del canal se configuran con las mayores descargas, y esto a pesar del hecho de que las grandes avenidas son de corta duración. Las avenidas son de todas las magnitudes, y cada una presenta no sólo una descarga máxima sino también una serie de descargas variables. En cada instante el río contiene un sistema de corrientes cuyos detalles dependen no solamente de la descarga sino de la forma del canal, creado también a su vez por descargas previas. Hasta tanto la descarga continúe, sus corrientes erosionan y depositan en forma tal, que remodelan el canal según sus propias necesidades, y hasta tanto el trabajo de remodelación continúe, las cargas y las capacidades en diferentes secciones son también diferentes. Con la descarga máxima todos los cantos gruesos están en movimiento. Con descargas en disminución, los materiales más gruesos paran, pero esas paradas son en las concavidades donde los cambios de la velocidad del fondo es mayor. Al mismo tiempo lo más grueso de la carga en suspensión se escapa del cuerpo de la corriente y se une a la carga de fondo. Con la reducción continuada de la descarga, la carga de tracción en el fondo va siendo más fina gradualmente hasta dejar de moverse. La carga de tracción en las partes llanas se extrae del lecho local. Pronto la extracción se hace selectiva, las partes más finas se transportan y las gruesas se quedan, con el resultado de que los canales muy llanos están cubiertos con las partículas que las corrientes debilitadas no pueden mover.

Otro factor que puede confundir un estado esencial de equilibrio es la variación del escurrimiento total de año a año en las diferentes partes de la cuenca de drenaje. Una descripción del resultado en el río Missouri es dada por Straub (1935): "La cantidad de desecho transportada por el río es en esencia función de la descarga unitaria. Usualmente hay dos períodos húmedos bien definidos cada año. El primero ocurre a comienzos de la primavera, y tiene mayor efecto en el cauce superior; el segundo, en junio, tiene mayor efecto en el cauce inferior. En caso de tener una estación considerablemente mayor que lo normal, en una parte del río, había una alza del cauce, que depende de la descarga relativa que pase por las dos partes. En el caso de ríos tributarios se obtienen resultados similares. Frecuentemente, debido a las grandes precipitaciones, de una sección de la cuenca se contribuye con más sedimentos al río Missouri, sobrepasando su capacidad de transporte. El resultado es un alza del lecho. El río Missouri exhibe por lo tanto variaciones locales de 1,5 a 3 m en elevación del lecho en menos de un año, mientras que los cambios en la elevación general a través de estrechos más largos, llega a ser 30 cm.

Además de los cambios periódicos en el volumen de sedimentos transportados, puede destacarse que la verdadera forma de transporte de sedimentos puede también diferir de etapa a etapa. Gilbert (1914) hizo las observaciones siguientes: "En otro experimento se preparó primero una cama de arena con la superficie suave y nivelada. Sobre ésta se soltó una corriente tan suave que el lecho no fue dañado. La fuerza de la corriente fue aumentándose gradualmente hasta que algunos granos de arena comenzaron a ser removidos y se mantuvo dicha corriente. Después de cierto tiempo se produjo un patrón regular y el cauce mostró un sistema de ondas y huecos, llamado dunas. La cara aguas arriba de las ondas fue erodada y la de aguas abajo acumuló material. En fases sucesivas se fue incrementando la carga progresivamente. Esto causó el aumento de la pendiente y la velocidad, con disminución de la profundidad, y estos cambios estuvieron acompañados por cambios en la forma de transportar los sedimentos. En las primeras fases fueron creadas las dunas, lo cual avanzó lentamente por el canal. Luego, un poco bruscamente, cesaron de aparecer las dunas, y por varias fases sucesivas el cauce apareció más o menos plano.

Después de varios incrementos de la carga, se llegó a una tercera etapa caracterizada por "antidunas" que marchaban contra la corriente. Estas marchaban más rápidamente que las dunas, siendo sus perfiles más simétricos. La superficie del agua, que mostraba ondulaciones más suaves en comparación con las dunas, seguía los perfiles de las antidunas en forma más ajustada. Algunas de estas ondas permanecieron durante dos o tres minutos. Cuando las ondas mayores desaparecían, se formaba una napa blanca sobre la superficie del agua".

La última observación de antidunas y subsecuentes ondas superficiales es de escasa frecuencia en los ríos verdaderos. Una descripción es hecha por Pierce (1916): "En el río San Juan aparecieron ondas de arena, desarrollándose por etapas rápidamente crecientes. La longitud más común de estas ondas de arena, de cresta a cresta, es de 5 a 7 metros en las secciones más profundas, y la altura en la cresta es de un metro. La profundidad del río puede variar de 1,2 a 3 metros. Las ondas de arena no son continuas, pero siguen un movimiento rítmico. En un momento el río corre suavemente por una distancia de varios centenares de metros. Luego, de repente, un número de ondas de usualmente 4 a 9 m hacen aparición. Que alcanzan todo su tamaño en unos segundos, fluyen por unos dos o tres minutos, y desaparecen. Frecuentemente, por un medio minuto antes de desaparecer, las crestas de las ondas hacen un movimiento de suavización, acompañado de un sonido como rugido. A primera vista, parece que las formas de las ondas ocupan posiciones fijas, pero si se observan detenidamente, se verá que se mueven lentamente aguas arriba.

Estas diferentes formas de transporte de sedimentos, que causan diferentes tipos de configuración de cauces, se relacionan estrechamente con las características hidráulicas del río. Harrison (1954) reportó, por ejemplo "que en ríos aluvionales la rugosidad hidráulica del cauce no permanece constante en todas las etapas, sino que varía con la descarga. En los ríos Platte, Missouri y Mississippi, la rugosidad disminuye con aumentos de la descarga, dentro de ciertos límites. Esto es consistente con las observaciones de cauces móviles en canales de ensayo, donde se ha visto que a intensidades intermedias

de transporte de material de fondo, hay tendencia a que se formen ondulaciones y bancos de arena; pero al aumentar dicha intensidad, las ondulaciones desaparecen y los bancos se vuelven mayores y más planos hasta que más tarde también desaparecen. Aparentemente la rugosidad de un río aluvional debería considerarse en dos categorías: primero, debido a la rugosidad granular de los granos de arena; y segundo, debido a las irregularidades de mayor escala, tales como ondulaciones y bancos. La variabilidad de estas rugosidades de mayor escala es evidente en mapas a curvas de nivel, del cauce, hechos en dos condiciones diferentes de descarga en un tramo corto del río Missouri en Omaha. Se puede esperar que mientras la descarga aumenta, aumentando la intensidad del movimiento de la carga de fondo, la rugosidad debida a las irregularidades disminuirá, y la rugosidad total se aproximará a la de los granos de arena como valor límite mínimo".

Además de causar diferentes tipos de configuración de cauce, las diferentes intensidades de transporte de sedimentos puede también causar diferentes tipos de alineamiento del canal. Una concentración alta de sedimentos, por ejemplo, puede producir pendientes relativamente pronunciadas y causar cauces rectos cruzados. Una concentración moderada puede producir pendientes moderadas, y cauces en meandros normales. Una concentración baja puede producir pendientes muy suaves y estar asociada a patrones de meandros irregulares.

De la discusión de la sección anterior, parecería que los ríos se comportan de manera complicada, y que en el proceso están involucradas varias variables. Bajo una inspección más detallada, se ha probado que las variables más importantes son: Q , la descarga del río; T , el flujo de sedimentos en el río; d , el diámetro efectivo de las partículas de sedimento; S , la pendiente del río; r , la relación de la profundidad media y el ancho del canal del río; y M , las características de meandro del río, expresado en la relación longitud del río a extensión del valle.

En un canal de laboratorio, como muestra la Figura 4.1, podríamos establecer rápidamente algunas relaciones entre esas variables. Supongamos que alimentamos el canal con una descarga Q , con carga de sedimentos T , a través de un diámetro d . Al comienzo de la prueba, el agua y los sedimentos fluirán sobre fondo horizontal y descubierto del canal. El perfil de la superficie del agua será una curva de retroceso controlada en el lado izquierdo por el vertedero y con una profundidad de caudal en aumento hacia la derecha. Las velocidades serán relativamente bajas. Supondremos que éstas son muy bajas para llevar toda la carga de sedimento T .

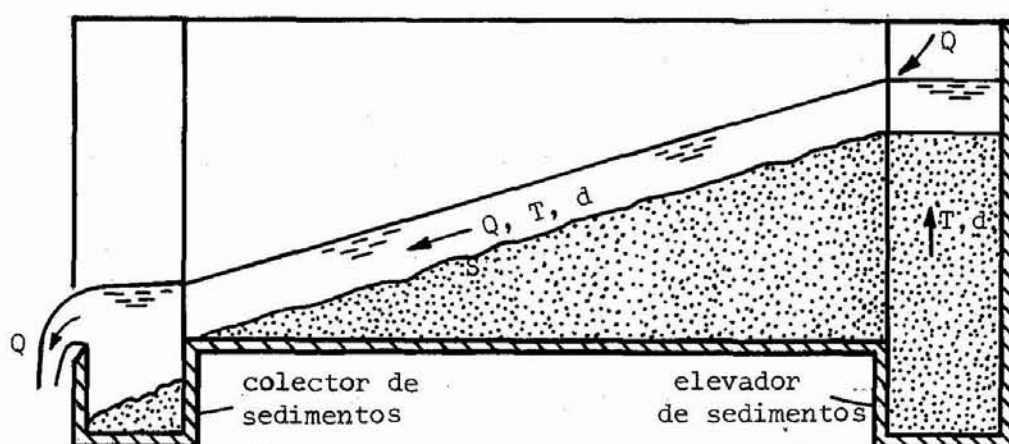


Figura 4.1: Prueba de Transporte de Sedimento

Como resultado, algún sedimento se quedará abajo y comenzará a rellenar el fondo del canal de ensayo. Esto continuará hasta que se haya establecido la situación mostrada en la Figura 4.1. La pendiente ha llegado a ser tan pronunciada, que la velocidad del agua es suficientemente grande como para arrastrar toda la carga de sedimentos T . Al ajustar en forma apropiada la salida del vertedero, podremos producir una profundidad de caudal uniforme, y por lo tanto una pendiente uniforme. La descarga Q sobre el vertedero es la misma que la de entrada al canal, y la carga de sedimentos T que cae en la trampa de sedimentos es la misma que la que entra. Hemos llegado a una situación de equilibrio, estable, donde Q , T , d y S están balanceados.

Con esta pendiente, y con sólo ella, la descarga Q dada es capaz de transportar la carga de sedimentos dada. Si conservamos Q y d constantes, e incrementamos T , no podría ser ya arrastrado todo el sedimento con la pendiente dada. Algún sedimento se depositará, primero en el extremo superior del canal, y luego progresivamente aguas abajo hasta que la pendiente del canal es tan pronunciada, que se puede transportar la nueva carga T . Si, comenzando con las condiciones iniciales de equilibrio, conservamos Q y T constantes, e incrementamos d , el resultado será similar al anterior. Es más difícil transportar sedimentos gruesos que finos, y por lo tanto algún sedimento se depositará hasta que la pendiente del fondo del canal sea suficientemente pronunciado para acarrear la nueva carga de sedimentos. Si conservamos T y d constantes y aumentamos Q , el resultado evidente será cierto desgaste en el extremo superior del canal de ensayo, ya que ahora tendremos exceso de capacidad de transporte. Este desgaste proseguirá y se extenderá a través de todo el canal, hasta que la pendiente es disminuída hasta el punto en que Q , T y d vuelvan a estar en balance. El criterio de balance se cumple, cuando Q , T y d son de la misma magnitud en la entrada y la salida, mientras la profundidad del cauce es uniforme a todo lo largo del canal.

En las pruebas de laboratorio anteriores, hemos seleccionado arbitrariamente a Q , T y d como variables independientes, de manera que S viene a ser la variable dependiente. Un problema muy interesante sería el determinar en la naturaleza, cuáles de esas variables son dependientes y cuáles independientes. Desde el punto de vista del comportamiento de un río, parecería que definitivamente Q es una variable independiente. Y parecería que d es una variable que depende de la naturaleza de las montañas y las planicies, y también del proceso erosivo. Por lo tanto, d podría ser una variable independiente desde el punto de vista del comportamiento del río. Las variables r y M podrían ser variables dependientes, para ríos aluviales, siempre y cuando estos ríos fluyan libremente por sedimentos aluviales recientemente depositados bajo circunstancias similares a las de los actuales.

Las dos variables que faltan - T, el transporte de los sedimentos, y S, la pendiente del río -, han sido causa de muchas disputas y malos entendidos, sobre cuál es la variable independiente y cuál la dependiente. Para aclarar este punto, consideremos otros dos experimentos imaginarios de laboratorio. El primero con un canal corto, que va a ser operado por largo tiempo. En un extremo del canal entra cierto caudal Q; cierta cantidad de sedimento T; con cierta gradación d. Después de algún tiempo, el fondo del canal de ensayo tendrá una pendiente estable S. No hay duda que en este caso, T es la variable independiente, y S la dependiente. El segundo experimento es con un canal muy largo que será operado por un tiempo muy corto. El canal tiene una gruesa cama de arena y cierta pendiente. En el extremo superior entra cierto caudal Q, y ningún sedimento. Después de algún tiempo, la cama de arena en el extremo inferior tendrá aún la pendiente inicial S y acarreará cierto T, de acuerdo con esa pendiente. No hay duda que en ese momento y lugar, T es la variable dependiente y S la independiente. Debe señalarse que la situación en el primer experimento es estable. Mientras se mantengan los valores dados de Q, T y d, también permanecerá la pendiente S. La situación en el segundo experimento no es nada estable. Inicialmente el transporte de sedimentos se ajustará a la pendiente, pero lográndolo a base de sacar material de la cama de arena, y al hacerlo empezará a cambiar la pendiente del canal y consecuentemente su magnitud.

Al comparar estos dos ejemplos con ríos verdaderos, estamos tentados a pensar primero en el ciclo geográfico ideal, en que el curso superior del río provee ciertos Q, T y d, lo que producirá ciertos S, r y M en el curso inferior. A través del descenso de las montañas, habrá un cambio gradual en Q, T y d, y consecuentemente en S, r y M, pero esencialmente, durante todo el proceso, la pendiente del curso inferior del río es la variable dependiente y el transporte de sedimentos en el curso inferior, la variable independiente. En el curso superior del río, existe una situación invertida. Es principalmente la pendiente del terreno la que está íntimamente relacionada con la pendiente del sistema fluvial, que produce cierto T con determinado Q. Por lo tanto, la pendiente del río es la variable independiente y el transporte de sedimentos la dependiente.

Sólo en casos raros es que la parte superior de la cuenca de drenaje es erodada y la parte baja cubierta con sedimentos, como ocurriría en un ciclo geográfico ideal. En la mayoría de los casos un ciclo tal es disturbado por solevantamiento del terreno o por cambios de clima. En ambos casos, la magnitud de las variables independientes cambiará y consecuentemente cambiará el régimen del río. La zona divisoria entre erosión y deposición, designada como el curso medio del río, podrá desplazarse aguas arriba o aguas abajo. Los antiguos depósitos aluviales pueden comenzar a erosionarse, o localizaciones de río que habían sido rebajadas pueden ahora comenzar a aumentar. Sin embargo, existirá siempre la tendencia de establecer un nuevo y definitivo régimen de río basado en la nueva situación y de acuerdo con las leyes de la morfología de río.

Resumiendo, la interdependencia de los factores variables involucrados puede presentarse como sigue. En el curso superior de un río, la descarga Q está determinada por factores hidrológicos y puede tomarse como variable independiente, desde el punto de vista del comportamiento del río. La pendiente del terreno, y por lo tanto la del río, es determinada por factores geológicos, y también puede ser tomada como variable independiente. Lo mismo es válido para la naturaleza de las partículas de sedimentos. El transporte de los sedimentos es determinado por la descarga, pendiente de los ríos, y tamaño de las partículas, y es por lo tanto una variable dependiente. La formación de los canales de los ríos, expresados en r y M , es determinada por Q , S , d y T , y por lo tanto es variable dependiente. En el curso inferior del río, parecería lógico tratar Q , T y d como datos, y por lo tanto son variables independientes. De aquí que S , r y M son variables dependientes.

La forma en la cual se relacionan todas las variables es complicada, siendo materia de mucha investigación. Por ahora, sólo tenemos establecidas relaciones aproximadas que permiten obtener S , r y M para dados Q , T y d . Estas relaciones serán discutidas en la última parte de este capítulo bajo "Cálculo de Sedimentos". Un factor que complica, es que la rugosidad hidráulica del canal del río juega papel importante en las relaciones entre las variables.

Gilbert (1914) y Brooks (1958) en trabajos de laboratorio, y Harrison (1954) en el campo, demostraron que diferentes magnitudes de transporte de sedimentos producen diferentes tipos de topografía del cauce; consecuentemente, magnitudes diferentes de rugosidad hidráulica, y por lo tanto, diferentes pendientes en el río. Además, un cambio en r , o un cambio en M , estarán asociados a cambios en la rugosidad del canal. Por lo tanto, el investigador debe estar prevenido de que puede no haber una relación simple entre T y S , por ejemplo, sino que tal relación puede resultar complicada por los cambios simultáneos en rugosidad, forma de la sección transversal y patrón de meandro. Discusiones interesantes de estos aspectos han sido efectuadas por Leopold y Maddock (1953), Brooks (1958) y Rubey (1952).

Ríos Gradados

Cuando el curso superior de un río, con Q , S y d dados, acarrea un T óptimo y ha logrado los correspondientes r y M , o cuando el curso inferior de un río, con Q , T y d dados, ha establecido sus S , r y M deseados, el río estará más o menos en balance. Esta condición es llamada gradada. Mackin (1948) introdujo la siguiente definición: "Un río gradado es aquél en el cual sobre un período de varios años, la pendiente y las características del canal están ajustadas para proveer con la descarga disponible la velocidad requerida para el transporte de la carga de sedimentos entregada por la cuenca de drenaje".

Una discusión interesante del significado de río gradado es dada por Davis (1902): "Un río gradado ha llegado a la condición de balance esencial entre erosión y deposición. Un río maduro tiene esta condición extendida por todas las partes del sistema fluvial. Un cambio en cualquier punto significa un cambio tal vez infinitesimal sobre todo el sistema. Es importante reconocer que el mantener dicha condición durante los cambios muy lentos en volumen y carga que acompañan el avance del ciclo, involucra un cambio apropiado de pendiente también. Estamos aquí tratando con un cambio lento, delicado y elaborado, de equilibrio de la acción del río, acompañado por un cambio correspondiente de pendiente. Una vez gradado, un río no se desviará de esta condición tanto como para disturbar el avance normal del ciclo.

Es posible que la pendiente de un río gradado tenga que aumentarse por un tiempo después de haberse logrado, ya que no necesariamente el aumento de carga de sedimentos cesará, cuando su valor haya llegado a aquél que el río es capaz de transportar. Si en un momento del ciclo ocurre un cambio de clima, se desarrollarán nuevas pendientes en los ríos para buscar nuevo balance entre erosión y transporte. Si, por ejemplo, los cambios fueran de condiciones húmedas a áridas, todos los pisos de los valles serían vueltos abruptos por la erosión. La incapacidad del río Platte para profundizar su valle, hace a Gannett describirlo como un río sobrecargado. Esta frase no es satisfactoria, porque subestima el hecho de que un río rechaza el ser sobrecargado consistentemente. Estará listo para aumentar su capacidad por degradación. Como todos los ríos con canales cruzados, el Platte es bien gradado, a pesar de que la cantidad y textura de su carga requiere que mantenga una pendiente pronunciada".

Una demostración interesante de que el curso superior de un río que está en proceso de cortar en lecho rocoso, puede ser también un río gradado, la da Mackin (1948): "El río Shoshone tiene sobre un trecho de 50 millas una pendiente promedio de 6 metros por kilómetro. El perfil es cóncavo hacia arriba, similar al de un río que fluye por depósitos aluviales. El río está cortando suavemente las rocas areniscas y esquistos, mucho menos de lo que podría esperarse de su descarga y características del canal, como lo demostrado por otros ríos con pendientes más suaves, que cortan más vigorosamente en rocas más duras. El corte del Shoshone es controlado por el transporte requerido de una gran carga de roca gruesa continuamente entregada por las aguas de cabecera. Su alto gradiente está ajustado perfectamente para proveer, con la descarga disponible y las características prevalecientes del canal, la velocidad justa necesaria para transportar el sedimento. Estas velocidades son tan altas que sobre el lecho ruedan trozos de 30 centímetros, y el río es tan efectivo como molino, que reduce a la mitad en diámetro a dichas rocas en unos 16 Km de recorrido. Sin embargo, la velocidad está tan definitivamente fijada, que el río no puede cortar hacia abajo muy apreciablemente en el tiempo actual.

De la discusión anterior aparece que la condición de gradado es más una materia de grado de balance que de balance absoluto. Debido al acarreo normal de masas de tierra, el continuo alabeo geológico y a los cambios periódicos de clima, ningún río está en balance perfecto. Sin embargo, muchos ríos se aproximan a ese balance tan cerca, que para fines prácticos puede decirse que son gradados. En particular, desde el punto de vista de ingeniería, que considera períodos relativamente cortos, y mayormente tramos cortos de ríos, las venas naturales de agua están aproximadamente en equilibrio.

Puede ser de interés a esta etapa de la discusión, puntualizar que la apariencia del valle de un río en meandro, con lazos de río abandonados, suelos aluviales y amplias llanuras inundables, no es en sí una indicación de si el río está degradándose, o está en balance, o se está gradando. Algunas veces estos signos se toman como de degradación. Sin embargo, debe reconocerse que un río en su proceso de meandros a través de un valle, periódicamente rebaja el piso del valle hasta una profundidad casi igual a la profundidad del río. El río excava los bancos cóncavos y construye los convexos. Los últimos depósitos están formados por material grueso abajo y más fino en el tope. A debido tiempo, a través del continuo desplazamiento del canal del río, estos depósitos aparecen lejos del cauce activo y son cubiertos continuamente con limo y arcilla provenientes de inundaciones ocasionales. Se pueden observar en dichos sitios 3, 6 ó 9 metros de depósitos aluviales estratificados. Supongamos que el ciclo de reconstrucción del piso del valle tiene una duración de cien años y que la profundidad de retorno es 9 metros. Entonces resulta evidente que una degradación de 1,5 metros en cien años tendrá difícilmente ningún efecto sobre el espesor de los depósitos aluviales o en la apariencia general de las planicies inundables.

Otra indicación engañosa de si un río está o no en balance es un período corto de registros de perfiles de la superficie o fondo del río. Aparte de los mayores cambios de clima, considerando períodos de miles de años, existen fluctuaciones menores de las condiciones meteorológicas en períodos de cinco y diez años. Un período seco producirá cobertura vegetal pobre sobre la cuenca de drenaje. Esto resultará en un Q relativamente bajo y un T alto.

Consecuentemente, un lote de sedimentos permanecerá en el canal del río, no adaptado a tales condiciones. El retorno del período lluvioso normal, o la ocurrencia de un período húmedo subsecuente, resultará en etapas relativamente altas del río, ya que los canales estarán hasta un alto grado llenos de sedimentos. Las condiciones de inundaciones prevalecerán por varios años, creando la impresión errónea de que existe degradación. Sin embargo, en un período mayor, el río restaurará las características normales de canal y probará estar en balance.

Como una ilustración a las discusiones anteriores, puede ser de interés examinar algunos ríos verdaderos. El primero será el río Platte en el Medio Oeste de Norteamérica. Este río nace en los Montes Rocosos, fluye por una distancia de unos 800 Km sobre terreno plano y desemboca en el río Missouri, cerca de Omaha, Nebraska. El área de drenaje del sistema fluvial que pertenece a las montañas es pequeña, en comparación con el área total de drenaje. La transición de la montaña a lo plano es abrupta. Las planicies son bastante llanas, compuestas originariamente de material no-aluvial, y desde el punto de vista geomorfológico tiene una pendiente predeterminada. Cuando se ve la sobre el área, de Oeste a Este, se observa lo siguiente: inmediatamente al Este de las montañas, las planicies están cubiertas de material aluvial proveniente de las montañas. Se pueden observar cursos de ríos abandonados y numerosos "oxbows", sin observarse valles de ríos. Más hacia el Este, empieza a notarse cierta erosión. Los ríos comienzan a "cortar" sus valles. Y se pueden observar numerosos riachuelos aislados dirigiéndose hacia los valles de los ríos. Todavía más hacia el Este, las planicies casi horizontales son cortadas por los ríos, con riberas muy pendientes. Los ríos en los valles tributarios son frecuentemente en meandros, mientras que los ríos principales tienen un carácter recto con canales entrecruzados. En la parte baja de la cuenca de drenaje, cerca del río Missouri, poco se ve de las planicies casi horizontales, y donde los valles de los ríos se han desarrollado tanto, que prácticamente es solamente pendiente. La profundidad de los valles con respecto a las tierras altas que los rodean, es de un centenar de metros, cerca de la boca del río.

Desde el punto de vista de morfología del río, se puede deducir lo que sigue: los ríos que vienen de las montañas tienen una pendiente bastante pronunciada, y acarrean una carga de sedimentos, en exceso de lo que relativamente pueden acarrear en lo plano. Consecuentemente, se desarrollan abanicos aluviales en la mayoría de la parte Oeste de las planicies. Estos abanicos emergen en otro, y forman una planicie aluvial continuamente gradada. Más hacia el Este, la descarga de los canales principales es gradualmente aumentada a través de drenajes locales y finalmente la capacidad de transporte de sedimentos de estos ríos, con su pendiente predeterminada de algunos metros por Km, resulta mayor que la carga de sedimento residual traída de los conos aluviales cerca de las montañas. Consecuentemente, el río empezará a arrastrar material local. Después que la degradación de los ríos principales ha ocurrido por algún tiempo, los valles y riachuelos serán erodados hacia atrás a lo largo de los tributarios en las planicies, dividiendo así gradualmente el terreno. Si fuera cierto que las planicies originarias tenían una pendiente más o menos uniforme entre las Montañas Rocosas y el río Missouri, entonces se podría deducir que el proceso anterior sería más pronunciado en la dirección Este. La descarga del río principal continuará gradualmente aumentando a través del drenaje local. Por lo tanto, podría acarrear su carga de sedimentos con una pendiente continuamente decreciente. Sin embargo, la pendiente es predeterminada, y por lo tanto la tendencia a degradarse aumentará gradualmente en dirección aguas abajo. Esto puede contar para la observación de que la parte baja de la cuenca de drenaje está completamente dividida, mientras que la parte media está dividida sólo en parte.

A pesar de no saberse exactamente por qué, es bien conocido que los ríos relativamente escarpados desarrollan canales rectos entrecruzados, y también que un pequeño río necesita una pendiente más pronunciada para desarrollar un aspecto entrecruzado, que un río grande. Esto explica por qué algunos de los tributarios del Platte desarrollan patrones de meandros con la planicie en pendiente predeterminada, y por qué los ríos mayores desarrollan con la misma pendiente un patrón entrecruzado. Este aspecto entrecruzado ha sido interpretado a veces como una prueba de que el río Platte es un río en proceso de gradación.

Sin embargo, la apariencia de la cuenca de drenaje como un todo parece indicar definitivamente que hay una degradación del sistema fluvial. En vista del hecho de que esta degradación tiene lugar sobre casi toda la superficie de la cuenca de drenaje, resulta obvio que la degradación cuantitativa del tronco principal sobre un período de, digamos, los últimos cien años, es prácticamente imposible de medir. Además, el balance del sistema fluvial puede haber sido afectado durante este período por cambios de clima, o por otras causas. Puede concluirse por lo tanto que ni el hecho de que la degradación no ha sido medida, ni de que el río tenga aspecto entrecruzado, ni de que el fondo del valle esté constituido por material aluvial, indican necesariamente un proceso de gradación ni de equilibrio. Por otro lado, la apariencia general de la superficie de la cuenca de drenaje y las pendientes relativamente pronunciadas de los ríos, indican definitivamente erosión consistente a través de la cuenca de drenaje y en el valle de los ríos. Consecuentemente, el sistema fluvial completo del Platte debe ser clasificado como curso superior de un río. En el caso presente, el curso inferior de este río puede ser o el río Missouri o el río Mississippi.

Como ningún cambio consistente en el perfil del cauce del río, es tan pequeño que no pueda ser medido para períodos de diez o cien años, es perfectamente lógico desde el punto de vista de la ingeniería, decir que tal río está en equilibrio. Este equilibrio aparente será mantenido mientras las circunstancias naturales permanezcan iguales. Sin embargo, existe razón para creer que la actividad del hombre disturbará este equilibrio, no solamente en esta cuenca de drenaje, sino en otros lugares más. Existen dos posibilidades. La primera es que a través del abuso con la cubierta vegetal natural de la cuenca, la producción de sedimento natural del área se aumenta. Esto resultará, además de la pérdida de terrenos valiosos, en un proceso de gradación de los canales. La segunda posibilidad es que a través de la aplicación de medidas conservacionistas del suelo, se disminuya la producción de sedimento natural en el área. Esto resultará en degradación de los canales. Puede suceder muy bien que los beneficios de la conservación de los suelos compensará los daños de la degradación de los canales de los ríos, pero al planificar tales medidas beneficiosas, debe prestarse debida atención a sus consecuencias.

El segundo ejemplo a discutir es el del río Saskatchewan, en Canadá. Este río también nace en las Montañas Rocosas, fluye por una distancia de unos 1100 Km sobre las praderas canadienses y forma un delta cerca de su entrada al Lago Winnipeg. Sobre los primeros 300 Km la pendiente del río es de algunos metros por Km. Como resultado, los tributarios del sistema fluvial, que emergen de las Montañas Rocosas, no forman planicies aluviales al pie de las montañas, como en el caso del río Platte, pero comienzan a cortar inmediatamente en los piedemontes y praderas adyacentes. Evidentemente, la pendiente predeterminada de la región es más pronunciada que la pendiente de equilibrio que corresponde a la descarga de agua y de sedimentos provenientes de las montañas. En este tramo del río, el fondo consiste mayormente de pequeños cantos rodados, rocas y grava. Los bancos del valle resultan progresivamente más altos hasta llegar a un centenar de metros sobre el nivel del río. Deslizamientos de 30 a 60 metros de alto y centenares de metros de largo, son frecuentes. La velocidad de estos deslizamientos no excede a unos metros por año. Sobre los siguientes 500 Km, el valle del río es de un centenar de metros de profundidad, casi paralelo a la superficie de la pradera, y tiene una pendiente de un metro por 5 Km. El cauce está compuesto por arena y grava fina. En algunos lugares el río tiene la apariencia de un río en meandro, en otros lugares aparece como río entrecruzado. Existe poca o ninguna evidencia de erosión en las laderas, y para propósitos prácticos podemos considerarlo en este punto como un río gradado. Sobre los siguientes 150 Km el terreno circundante tiene de nuevo una pendiente de algunos metros por Km. El valle del río resulta más angosto y progresivamente más profundo. El cauce del río consiste de cantos rodados ocasionales, donde hay raudales, con tramos aluviales intercalados. Las laderas del valle están siendo erosionadas activamente y se pueden observar deslizamientos de centenares de metros y de hasta 1500 metros de largo. Al final de este tramo está otro de raudales con mucho canto rodado, con una caída de 15 metros en 8 Km y debajo de éste está el delta del Saskatchewan, que se extiende sobre 800.000 hectáreas, donde se deposita todo el sedimento.

En este ejemplo podemos considerar todo el río desde su nacimiento en las Montañas Rocosas, hasta el delta, como el curso superior del río. Con la excepción de unos centenares de kilómetros en el centro, donde el río aparece gradado, existe erosión consistente desde el principio hasta el fin. El curso medio resulta el último rápido donde termina el valle del río y donde comienza el delta. El curso inferior es el propio delta.

Características del Canal

Vamos a tratar el tema de formación del canal con más detalle. Por qué la mayoría de los canales de los ríos son anchos y poco profundos? Un canal angosto y profundo conduciría el agua con más eficiencia! Supongamos que un largo tramo de un canal natural de río ancho es reemplazado por un canal angosto, para llevar el mismo caudal. Debido a su mayor eficiencia, las velocidades serán mayores, de modo que se producirán escoriaciones en todo el perímetro. El material de que están hechas las laderas será muy vulnerable a la erosión; ya que la acción de la gravedad ayudará a dislocar y remover las partículas. El material erodado se deslizará hacia el fondo del canal y se unirá al material removido de dicho fondo. Como la descarga es una cantidad fija y la velocidad sólo varía entre límites, puede esperarse que el área de la sección transversal del agua que fluye permanece más o menos constante. Debido a la erosión de las laderas, el río se volverá más ancho y por lo tanto más llano. El río continuará anchándose hasta que sus velocidades cerca de los taludes sean tan pequeñas que no produzcan erosión. Esta reducción de la velocidad es lograda, por un lado por la baja de la velocidad media debido a la sección transversal menos eficiente, y por otro lado por la baja de la relación lado a velocidad media, debido al cambio en la sección transversal. Cuando finalmente las laderas son estables, el canal del río vuelve a su anchura original y forma llana.

Es evidente que la forma del canal, a igualdad de los demás factores, depende del material de la ladera. Como el material en ríos aluviales es depositado por este mismo un tiempo atrás, puede aseverarse que la forma del canal depende de la naturaleza del sedimento transportado. Si éste es arena

gruesa, las laderas serán no cohesivas y el canal se pondrá rápidamente ancho. Si éste es arena fina y limo, las laderas resultarán cohesivas y el canal será relativamente angosto. Es también evidente que la forma del canal, a igualdad de los otros factores, dependerá de la pendiente del canal. Una pendiente pronunciada produce relativamente altas velocidades y por lo tanto resultará en canales relativamente anchos. Como la pendiente es una función del transporte de sedimentos, también puede decirse que el transporte de mucho sedimento resultará usualmente en canales anchos. En general, el curso superior de un río tiene un gradiente alto y acarrea sedimento grueso, mientras que el curso inferior tiene un gradiente bajo y acarrea sedimento fino. Consecuentemente, puede esperarse que, en general, un río es relativamente llano en su curso superior y relativamente profundo en su curso inferior.

En adición a la pendiente y a la forma del canal del río, su patrón de meandro también juega un papel importante en el estudio de un río. De primer intento, se podría decir que no es comprensible por qué ocurre un meandro. No es difícil dar una explicación que podría ser cierta para cierto caso. Por ejemplo, se puede argüir que un río que fluye perfectamente derecho con un movimiento uniforme de material de carga de fondo es un fenómeno inestable. Tan pronto como se disturba el patrón simétrico, debido a la turbulencia o a la deposición temporal en un solo lado, o a otra causa insignificante, la erosión en un lado y la deposición en el otro, comenzarán a tomar lugar y se inicia el meandro.

Sin embargo, si la explicación anterior es correcta, ¿por qué todos los ríos no tienen meandros en todas partes? Es un hecho que unos ríos hacen meandros en forma más activa que otros, y que otros carecen totalmente de ellos. También es un hecho que algunos ríos hacen meandros en ciertos lugares, mientras que tienen tramos largos y rectos intercalados donde no hay tendencia al meandro. Aparentemente hay algo más que una simple explicación en ello.

Antes de intentar trabajar a fondo la materia del meandro, haremos una discusión de la naturaleza del movimiento del agua y sedimentos en fajas en

meandro. Se puede demostrar dibujando una red de flujo, que el flujo hipotético sin fricción a través de un tramo en arco, produce las mayores velocidades en la parte interna del arco. En la naturaleza no existe la no-fricción en el flujo, y se hallará que existe cierta distribución de velocidades en la sección transversal de un canal, con sus mayores velocidades en el centro y cerca de la superficie, y las menores cerca del perímetro. Como resultado de esta diferencia de velocidades, la rápida superficie, por su inercia, se moverá hacia afuera del arco, y consecuentemente, la lenta agua perimetral se moverá hacia adentro del arco. Este segundo efecto de las mayores velocidades acumulándose cerca de la ladera cóncava, elimina el primer efecto de que las mayores velocidades se producirán en el lado convexo. El que un efecto domine sobre el otro, depende de la distribución de las velocidades verticalmente. En un experimento de laboratorio de flujo en arco, Shukry (1950) señaló la variación en la velocidad en un plano vertical, fue muy pequeña. Consecuentemente, encontró las mayores velocidades cerca de la parte interior del arco y un movimiento confuso en espiral. Por otro lado, la sección transversal de un río tendrá diez o veinte veces su profundidad. En la parte media de esa sección transversal, podemos esperar un descenso pronunciado en velocidades mayores hacia el exterior del arco. Toma, desde luego, cierta distancia al agua más rápida, llegar al lado cóncavo; por lo tanto se puede esperar que al comienzo del arco, las velocidades mayores estarán cerca de la ladera convexa, de acuerdo con el principio de la red de flujo, y al final del arco, cerca de la ladera cóncava de acuerdo con el principio de inercia. Debido a la inercia del agua rápida, también puede esperarse que las mayores velocidades permanecerán cierto tiempo cerca de la ladera cóncava antes de regresar al centro del río.

En el párrafo anterior, se toma en consideración sólo el flujo del agua. El movimiento de los sedimentos juega un papel más importante en la formación de arcos. Se dijo antes que los sedimentos que son transportados por un río pueden ser clasificados en dos tipos, de acuerdo con Einstein (1950):

"El primer grupo es llamado 'carga de lavaje' e incluye los sedimentos finos. La concentración de la carga de lavaje en un río depende de su disponibilidad en la cuenca de drenaje, y no en la capacidad del río para transportarlo. Esta carga viaja a la misma velocidad del agua y sus partículas no se depositan en el canal. El segundo grupo se llama 'carga de fondo' e incluye las partículas más gruesas. Este material a veces se deposita en el fondo de los canales, y otras veces es arrastrado como carga de fondo o bien como carga suspendida. Por lo tanto, un río acarrea normalmente el material de fondo a nivel de su capacidad. Como la carga de lavaje representa usualmente la mayor parte de la carga de sedimentos, es el factor más importante en el estudio de la sedimentación de un embalse. Para estudios de la estabilidad del cauce de un río, sin embargo, el movimiento del material de fondo es importante, y el del material de lavaje sin ninguna influencia.

De esta clasificación se concluye que la carga de lavaje se moverá a través de un arco, sin tener oportunidad de asentarse en algún sitio. La carga de material de fondo que está en suspensión se asentará en parte cerca de la parte inferior de la ladera cóncava, donde las velocidades tienden a ser consistentemente menores que el promedio. El material de fondo que rueda y salta en el fondo del río tiende a moverse hacia la ladera cóncava por la misma razón que causa el movimiento en espiral. Alguna explicación más sobre este fenómeno puede ser de interés.

Cuando fluye en arco, el río tiene un gradiente transversal, con pendiente hacia la ladera cóncava. Este gradiente provee la fuerza hidrostática centrífuga, que hace que cada elemento describa un paso curvo. Este gradiente es consistente con la velocidad media del agua. Las partículas de agua que tienen velocidades mayores tienden a moverse hacia la ladera cóncava. Si se colocara en el fondo un tubo hueco a través del centro del arco y se conservase allí, habría un flujo constante de agua desde la ladera cóncava hacia la convexa. En la misma forma, el gradiente transversal actuará con fuerza hacia la ladera convexa, sobre cualquier cuerpo que yazga en el fondo del río. Por lo tanto, un grano de material de fondo que no esté en movimiento, está actuado por tres fuerzas: una, causada por el gradiente transversal

que actúa en la dirección del centro del arco; otra, causada por el movimiento de la corriente, en su dirección; una tercera, causada por la gravedad, actuando verticalmente hacia abajo. La última fuerza tiene una componente que debe ser tomada en cuenta sólo cuando la superficie del fondo no es horizontal.

Cuando la partícula se mueve a través del arco en un fondo horizontal con baja velocidad, ésta se moverá hacia la ladera convexa. La velocidad de las partículas de agua es ya en esa dirección debido al flujo en espiral, mientras que la partícula es aún más desviada por el gradiente transversal. Después de haber sido desviada por cierto tiempo, las partículas entrarán en la región de velocidades aún más bajas, cerca y aguas abajo de la ladera convexa y algunos de ellos se depositarán. Esto continuará hasta que se levanta una pendiente lateral que la componente de gravedad balancea el gradiente transversal y flujo espiral.

En adición a alguna deposición de carga de fondo, había también deposición de material de carga suspendida, cerca y aguas abajo de la ladera convexa, debido al descenso local de velocidad. Como la carga de fondo es en muchos ríos en meandros, sólo una fracción del material de carga suspendida, la última forma de deposición, puede ser la más importante de las dos. Hay por supuesto un límite a la deposición en la ladera convexa. Si la ladera cóncava no se erosiona, la deposición decrecería la sección transversal del río y por lo tanto aumentaría la velocidad y pendientes laterales, hasta llegar a un estado donde no se produciría más deposición. En cierto modo, esto es lo que ocurre en la formación de la forma apropiada de canal en un tramo recto de un río. La forma resulta tal, que ninguna erosión más puede tomar lugar con la distribución de velocidades existente. Sin embargo, en un río en meandro, la ladera cóncava está compuesta usualmente de material erosionable; por lo tanto, la deposición en la ladera convexa puede continuar. De aquí que la rata de erosión y la de deposición están interrelacionadas. Un río con laderas cohesivas y con escaso transporte de material de fondo, tendrá un progreso más lento en sus meandros, que uno con laderas erosionables o con un transporte de carga de fondo considerable.

Como en un río normal tanto la composición de las laderas como el transporte de material de fondo son una función de las características del sedimento del río, parece lógico decir que la rata de progreso del meandro es también función del sedimento. Esto parece dar fin a la vieja controversia de si la erosión de la ladera cóncava es la causa inicial que permite la deposición en la ladera convexa, o de si el crecimiento de la ladera convexa es la causa de la erosión de la ladera cóncava.

De experimentos de laboratorio y observaciones de campo, se halla que el material erosionado de laderas cóncavas tiene poca oportunidad de ser depositado en la ladera convexa opuesta. En lugar de ello, se mueve aguas abajo y se deposita principalmente en la primera ladera convexa de aguas abajo; esto es, en el mismo lado del río. Esto es así, probablemente porque la más severa erosión toma lugar sobre la parte más baja y debajo del arco formado por el río, mientras que el gradiente transversal existe solamente en el arco. Además, toma cierto espacio antes de que la partícula sea desviada en forma apreciable. Por lo tanto parece lógico que el material erosionado pueda ser transportado mucho más fácilmente hacia la ladera convexa de aguas abajo, del mismo lado del río, que hacia la ladera convexa, opuesta al sitio de erosión.

Regresando a la causa original de los meandros, es de interés citar a Matthes (1941): "Si un río que corre en un canal erosionable, pudiera coordinar velocidad con resistencia del fondo, simplemente ajustando su ancho, entonces teóricamente podría mantener un canal derecho, ancho y llano en el eje del valle. Su gradiente hidráulico podría igualar la pendiente del valle y su carga de fondo viajaría por todo lo ancho de un cauce muy llano. Sin embargo, en ríos ordinarios que tienen laderas fuertes y resistentes, la carga de fondo se recoge en bancos de arena y bajíos que tienden a alternarse en posición a lo largo de las riberas opuestas, y los cuales obligan al canal de agua baja a tomar un curso sinuoso, causando con frecuencia dirigirse alternadamente de ladera a ladera..... En un río en meandros, esta acción resulta muy intensificada por el carácter sobresaliente de sus laderas."

C.M. White, en la discusión de un trabajo de Inglis (1947), presentó la siguiente explicación de los meandros: "Muchos modelos probados en el Colegio Imperial antes de la guerra comprobaron que cuando se introducen agua y sólidos constante y simétricamente en un canal recto, la carga de fondo eventualmente congregada en largas ondulaciones en forma de dientes de serrucho, visible a veces sólo con iluminación oblicua. Cada montículo era inestable cuando estaba en la línea central del canal e iba hacia un lado, lo cual causaba que el próximo fuera hacia el otro lado, y así sucesivamente. Eventualmente se desarrollaba un patrón muy regular de bajíos escalonados, y la ladera del río tendía a erosionarse en su punto cerca del opuesto a cada ondulación. El material adicional se depositaba en la siguiente ondulación aguas abajo del mismo lado, y una vez que comenzaba esa deposición, todo el sistema comenzaba a hacer meandros con una longitud de onda regular y predeterminada. La longitud de onda cambiaba levemente al desarrollarse el proceso, y no había un cambio fundamental en la acción, excepto que los flujos transversales pudieran haber comenzado, ya que éstos no son fáciles de detectar en modelos pequeños. En la primera etapa no había movimiento cruzado de material, de agua ni de nada, solamente ocurría la formación de bajíos; en la etapa segunda, las laderas eran cortadas y el material proveniente de ello se depositaba en el mismo lado; y no fue sino hasta el final, o una tercera etapa, cuando ocurrió el paso transversal de agua y de material. En el Colegio Imperial, toda la secuencia ocurrió bajo condiciones ideales, sin fluctuaciones en la entrega de agua y material, a pesar de que la primera etapa podría haber sido enormemente acelerada por fluctuaciones superimpuestas de periodicidad adecuada.

De los experimentos llevados a cabo por Friedkin (1945), se concluyó que "los meandros resultan principalmente de la erosión local de las laderas y de una consecuente sobrecarga y deposición por el río de los sedimentos más pesados que se mueven por su cauce. El meandro es en esencia el trabajo de un proceso natural de los sedimentos, de laderas a bancos de arena. La arena que entra en la cabecera de un río aluvial viaja solamente una distancia corta antes de depositarse en bancos de arena en los arcos del río

y es reemplazada por arena de las laderas cóncavas. A su vez, la arena de las laderas erodadas de un arco del río, viaja sólo una corta distancia antes de depositarse en bancos de arena y reemplazada por arena de otras laderas erodadas. La rata de trabajo depende de la rata de erosión. En materiales y pendientes uniformes, se desarrollarán una serie de arcos uniformes. Los radios de los arcos aumentarán con el aumento de la descarga o de la pendiente. Para el mismo flujo y pendiente, el tamaño y forma de los arcos depende de la alineación del flujo en los arcos. La sección transversal de los meandros de un río es más profunda a lo largo de las laderas cóncavas debido al choque del flujo contra dichas laderas. Cada fase de los meandros representa un cambio de relaciones entre tres variables: el flujo y las propiedades hidráulicas del canal, la cantidad de arena acarreada y la rata de erosión de la ladera. Estas tres variables tienden constantemente hacia un balance, aunque sin lograrlo aún con un flujo constante. Los arcos de un río en meandro tienen anchos y longitudes limitados. Cuando un arco llega a tal ancho, se forma un conducto y se desarrolla un nuevo arco aguas abajo. Arcos distorsionados y cortaduras son causados por cambios locales en el tipo de material de la ladera."

En general, existe cierta relación entre el patrón de meandro por un lado, y la descarga, carga de sedimento y pendiente del río por el otro. Los ríos grandes tienen grandes meandros y los pequeños los tienen pequeños. El efecto de la pendiente es similar al de la descarga, debido a la mayor velocidad de la masa de agua, lo menos que hace es producir cambios bruscos de dirección. Como una pendiente pronunciada es producida por una carga grande de sedimentos, se entiende que un aumento en la carga de sedimentos tiende a aumentar los arcos de los meandros. Inglis (1947) halló que un aumento en la carga de sedimentos resultó en un pequeño descenso en la longitud de los meandros, y un gran aumento en el ancho. En otras palabras, el curso del río resultó más tortuoso.

Sin embargo, debe haber un límite para esta tendencia, ya que es bien conocido que muchos ríos con mucha pendiente tienden a producir canales rectos cru-

zados. Una explicación posible a este fenómeno podría ser la siguiente: una pendiente pronunciada es normalmente una indicación de una carga de sedimentos grandes. Se demostró antes que estos factores tienden a producir una sección transversal relativamente ancha. Cuando el río resulta extremadamente ancho, el efecto del flujo en espiral disminuye rápidamente, porque el gradiente transversal es más pequeño. Como resultado, hay una menor tendencia a que la carga de fondo se deposite consistentemente en las laderas convexas. Consecuentemente, el flujo del río irá casualmente de una ladera a la otra, sin un patrón de meandro pronunciado, obteniéndose el bien conocido tipo de río trenzado.

Existe también un límite inferior a la tendencia del meandro. Una explicación podría ser la siguiente: una pendiente extremadamente suave del río indica una carga de sedimentos que consiste mayormente de arcillas y limo. Como resultado, habrá muy poca deposición en las laderas convexas, mientras que las cóncavas son muy resistentes a la erosión. Por lo tanto, el río tendrá prácticamente un canal estable.

Otro punto de interés en la materia de meandros es la rata a la cual éstos se producen. Es evidente que la calidad de las laderas juega un papel importante. El material disgregado acelera la formación de meandros. Otro factor de importancia es la cantidad total de material de fondo transportado por el río. Una carga grande resultará en sedimentación activa de las laderas convexas y por lo tanto en erosión activa de las cóncavas.

En la mayoría de los textos en geología a geomorfología, la actividad de los ríos en meandro se presenta como la de lazos de meandro en continuo ensanchamiento, que terminan en una cortadura entre dos meandros adyacentes. Lobeck (1939) dice: "Hay que notar que el desarrollo de los meandros reduce el gradiente al alargar el curso. Durante épocas muy húmedas, los ríos en meandro cortan a través de la garganta del meandro, acortando así el curso. El arco del meandro así abandonado, se llama lazo "oxbow". Así que es obvio que un río maduro mantiene una longitud aproximadamente uniforme, ya que la

reducción por cortaduras es a la larga igual a la longitud agregada producida por el agrandamiento del meandro. Cada cortadura inicia un nuevo meandro que culmina en otra cortadura. Por lo tanto, todas las etapas de los meandros deben ser representadas a un mismo tiempo."

Basados en recientes experimentos de laboratorio, y en el análisis de fotografías aéreas, se cree que el desarrollo de meandros arriba descrito, es más la espectacular excepción que la regla general. En el proceso normal del desarrollo de meandros, los arcos de meandro migran aguas abajo prácticamente a la misma rata, manteniendo más o menos la misma forma, sin desarrollar cortaduras. Tal migración ordenada, sin embargo, sólo puede presentarse cuando las laderas del río están compuestas de material uniforme. Cuando la composición de la ladera no es uniforme, el progreso del brazo aguas arriba del arco puede ser retrasado por el lento progreso del brazo de aguas abajo, de modo que se puede desarrollar una cortadura. Existen muchas posibles causas para la no uniformidad en la composición del suelo del valle del río. Las fluctuaciones en avenidas causan diferencias en la gradación de los sedimentos, y de las deposiciones de éstos. Las variaciones en la vegetación de las planicies inundables causan diferencias en los depósitos aluviales. La formación de un "oxbow", el cual parece lleno de sedimento grueso cerca del sitio de la cortadura, y de arcillas y limos en toda la extensión del lazo, está obligado a romper la migración ordenada de los meandros. Estas y otras obstrucciones pueden conducir a los más fantásticos patrones de meandro, pero sin embargo debe recordarse que los meandros normalmente tienden a migrar sin ancharse ni producir cortaduras.

A veces se dice que las laderas erosionables agregan sedimentos al río, y consecuentemente que la protección de esas laderas puede reducir la carga de sedimentos en el río. Esto no parece correcto. El proceso de meandro es esencialmente un intercambio de sedimentos de una ladera cóncava a una convexa. En otras palabras, es una forma de transportar el sedimento. En un río gradado, esta cantidad de transporte de sedimentos, más la cantidad acarreada a todo lo largo, debe estar en balance con la carga de sedimentos total que entra por la cabecera del río en consideración. Si no lo estuviera, se pro-

ducirá gradación o degradación, consistentemente. Puede esperarse por lo tanto que la protección de ladera sólo cambiará la forma, pero no el volumen de transporte de sedimentos. En lugar de ser intercambiado de ladera a ladera, todo el sedimento continuará viajando por todo el cauce del río. Un cambio leve en la magnitud del transporte de sedimentos, podría esperarse debido al cambio de forma de la sección transversal por los trabajos de protección. Sin embargo, este cambio será hacia una profundización relativa del cauce, y por lo tanto la carga de sedimentos podría decrecer en vez de aumentar. A su debido tiempo, ésto puede conducir a la degradación del cauce del río.

En conexión con la discusión anterior, es interesante señalar que a pesar de que el suelo del valle de un río gradado no puede ser una fuente permanente de sedimentos, él puede actuar como un "embalse de detención", por el almacenamiento temporal y entrega subsecuente del sedimento. Para visualizar esto, hay que notar que la producción de sedimento de la cuenca de drenaje es bastante errática, y no siempre en proporción con la producción de escorrentía. Durante una lluvia fuerte, las partículas de sedimento en el suelo son en su mayoría lavadas al principio de la lluvia. Esto puede tomarse en cuenta para las muchas ocasiones en que las mayores concentraciones de carga de lavaje en un río, se observa antes de llegar el pico de la avenida. Sin embargo, una vez que el agua y la carga de lavaje están en el río, esta situación podría invertirse por sí misma. La velocidad del pico de la avenida es frecuentemente mayor que la del agua. Por lo tanto, podría esperarse que el pico de la avenida sobrepase el pico de concentración de la carga de lavaje, y siga muy adelante de éste. Como la capacidad de transporte de material de fondo es mayormente función del caudal, entonces deben hacerse ajustes entre el desgaste y la deposición. Otra causa de detención de los sedimentos en el valle puede ser una sucesión de años secos, como se discutió en la sección dedicada al río Platte. Entonces existe la posibilidad de que avenidas similares desde diferentes partes de la cuenca de drenaje, contengan diferentes concentraciones de sedimentos. En todos estos casos, la relación de sedimentos a descarga no está de acuerdo con las características del canal del río, y consecuentemente, los ajustes locales temporales pueden esperarse.

Puede suceder que el valle esté por varios años en proceso de gradación. Sin embargo, cuando el río está gradado verdaderamente, estos años estarán seguidos por años de degradación. Durante estos últimos años, las laderas son una fuente de sedimentos, pero esto no debe confundirse con el hecho básico de que las laderas cóncavas de un río gradado en meandro no son una fuente permanente de sedimentos.

El flujo de un río varía constantemente. Existen variaciones estacionales y también variaciones en flujos pico anuales. Sería bastante confuso tomar en cuenta todas esas variaciones cuando se discuten los diferentes aspectos del comportamiento de un río. Parece más conveniente visualizar una descarga constante, la cual producirá los mismos efectos que verdaderas y fluctuantes descargas. A este efecto, le ha sido dado el nombre de "descarga dominante" por Inglis (1947). El dice que "a esta descarga, el equilibrio está más cercanamente logrado, y la tendencia al cambio es mínima. Esta condición debe ser considerada como el efecto integrado de todas las condiciones variables durante un largo período". Blench (1957) dice que "la implicación del término es de una descarga sostenida que producirá el mismo resultado que la verdadera descarga variable. Obviamente, el resultado debe ser especificado; por ejemplo, la descarga sostenida que podría producir el ancho entre las laderas de un río cortado, no sería la misma que pudiera producir la pendiente u holgura del meandro.

Hay muchas razones por las cuales la utilidad del concepto de descarga dominante está limitada. Con respecto al transporte de sedimentos, por ejemplo, la descarga dominante sería unas cuantas veces el caudal medio anual. Sin embargo, tal flujo nunca podrá transportar el sedimento más grueso que es transportado durante avenidas extremas.

Un aspecto típico en la formación de canales de río es descrito por Straub (1942) así: "La ruta del caudal más fuerte de un río ... alterna de un arco a otro, de una ribera a otra. Entre arcos, donde la profundidad es relativamente grande, el río atraviesa donde la profundidad es relativamente

escasa. En el ciclo normal de flujo, durante períodos muy húmedos, el cauce entre arcos es escoriado mientras que en el cruce a través el nivel del cauce se eleva. Durante el siguiente período más seco, los arcos están sujetos a sedimentación en el cauce, mientras que los cruces a través son raspados hasta niveles más bajos." Es evidente que este aspecto del comportamiento de un río estaría perdido si los cauces fluctuantes son reemplazados por caudal sostenido.

Otro aspecto interesante relacionado con el desgaste del cauce y deposición durante avenidas, es el descrito por Lane (1953): "Durante las avenidas, el cauce del Río Grande, sufre desgastes en las partes más angostas y la mayoría del material así removido se deposita en la próxima sección más ancha de aguas abajo. Esto hace que la sección más ancha se llene algo, y a veces promueve modificaciones del caudal, que hace que el caudal ataque las laderas." La misma anotación puede hacerse otra vez, de que esta forma de comportamiento de un río no podría tomar lugar durante descargas dominantes sostenidas.

Con respecto a la formación de laderas, la descarga dominante en vez de estar cerca del flujo medio, tendrá que estar más próximo a una avenida extrema que sobrepase las laderas. Pero aún así es dudoso que se produzcan resultados similares. Normalmente la sedimentación en las laderas depende de la vegetación que crece en dichas laderas. Esta vegetación a su vez depende de la frecuencia e intensidad de la inundación. Por lo tanto, una descarga sostenida nunca puede esperarse que produzca los mismos resultados de las descargas verdaderas fluctuantes.

Otro aspecto que difícilmente puede ser simulado por una descarga dominante, es una avulsión (una rotura de un río a través de sus laderas), durante la formación de un delta. Normalmente esto ocurre durante una avenida repentina y desacostumbradamente fuerte. Si el caudal del río se mantuviera constante, el tiempo de la avulsión sería considerablemente retrasado y el aspecto del delta cambiaría.

Se puede concluir que el concepto de descarga dominante es útil con frecuencia en las discusiones sobre comportamiento de ríos, pero que es aconsejable cuestionar constantemente la adaptabilidad de la presentación simulada, al caso real.

El perfil de un río normal desde su origen hasta su desembocadura demuestra ser cóncavo hacia arriba. Existen varias razones para ello, que serán discutidas en los párrafos siguientes.

Primero que todo, el material de fondo, el cual es el que determina mayormente la pendiente del río, disminuye de tamaño mientras es transportado. Debido a este desgaste, una parte que aumenta continuamente, de este material de fondo, pasa a ser material suspendido, mientras el resto sigue siendo de fondo pero de menor tamaño. Debido a este descenso en volumen y en tamaño, del material de fondo, el río fluirá con una pendiente más suave.

En segundo lugar, el caudal total viene a ser mayor en la dirección aguas abajo. Supongamos para la discusión presente, que un río tributario agrega su caudal y su carga de sedimentos de la misma magnitud que si fluyeran en el canal principal. Dos ríos, fluyendo separadamente, son menos eficientes para transportar sus sedimentos, que cuando se unen en un sólo canal. Esto parece lógico y puede ser demostrado posteriormente con la aplicación de varias fórmulas de transporte de carga de fondo. Como resultado de la eficiencia, fluirá con pendiente más suave que los dos ríos antes de la confluencia.

Tercero, en algunas cuencas de drenaje, la concentración de sedimentos puede decrecer en los tributarios. Después de todo, la parte superior de la cuenca de drenaje es, bajo circunstancias normales, la fuente principal de sedimentos, mientras que toda la cuenca de drenaje es fuente de caudales. Como resultado, la concentración de sedimentos transportados, en el canal principal, resulta cada vez menor en la dirección de la corriente. Por lo tanto, la pendiente va disminuyendo.

Finalmente, los ríos usualmente tienen un canal más angosto (mayor relación de profundidad a anchura) cada vez, en la dirección de la corriente. Esto se debe al material más cohesivo de las laderas que se produce por la abrasión. Como resultado de este angostamiento, la eficiencia hidráulica del río aumenta, y como consecuencia fluirá con una pendiente menor.

Hay muchas razones por las cuales algunas de las características anteriores son difícilmente notables. Puede ser, por ejemplo, que los tributarios lleven sedimento relativamente más grueso que el del canal principal. Como resultado, el río principal fluirá con gradiente mayor después de la confluencia, y el perfil será cóncavo hacia abajo. Un ejemplo de tal situación es el del río Missouri, cerca de la confluencia con el Platte. Otra causa para una concavidad hacia abajo del perfil del río puede ser una degradación activa en una sección del canal del río, donde el caudal permanezca constante. La degradación aumentará la carga de sedimentos en dirección de la corriente, lo cual podrá conducir a un aumento de la pendiente en la dirección de la corriente.

Puede ser de interés en esta etapa de la discusión, señalar otra vez que un pequeño aumento en la carga de sedimentos no resultará necesariamente en un aumento de la pendiente. Durante levantamientos hidrométricos en el río Saskatchewan, fue hallado por Kuiper (1954) que las mediciones de caudal en etapa de descenso, tomadas durante períodos de alta concentración de sedimentos, arrojaron puntos muy por debajo de la curva normal de aforos.

En otras palabras, la eficiencia hidráulica del flujo aumentó con un aumento en la concentración de los sedimentos. Esto está de acuerdo con las observaciones que hizo Brooks (1958) en un canal de laboratorio. La explicación puede ser que una alta concentración de sedimentos está asociada con una configuración del fondo más suave, y por lo tanto con un factor de fricción más bajo. Parece que esta tendencia es de limitada efectividad. Un aumento considerable en la carga de sedimentos tendrá que resultar en una última pendiente más pronunciada del canal del río.

Degradación y Gradación

Durante el ciclo geográfico ideal mostrado en la Figura 4.2, un río está en constante proceso de gradación de su curso inferior. Si las condiciones climatológicas permanecen invariables mientras las montañas son rebajadas a planicies, el flujo del agua en el sistema fluvial también permanecerá aproximadamente invariable. El flujo de sedimentos, sin embargo, puede que decrezca continuamente. El perfil A-B, en la Figura 4.2, representa un río más joven. La carga de sedimentos es relativamente grande y la pendiente pronunciada. El perfil C-D representa un río maduro. La pendiente de este río ha llegado a ser mucho más suave.

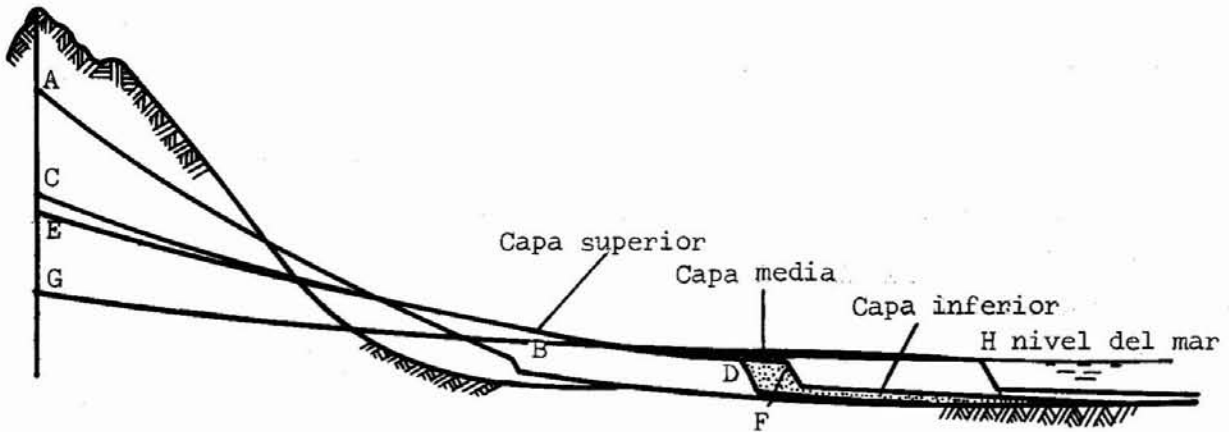


Figura 4.2: Erosión y deposición.

Es interesante discutir si se depositan los sedimentos que erosionan el curso superior, en el curso inferior. Los geólogos han clasificado los depósitos sedimentarios en lagos o mares en tres grupos. La capa del fondo está formada de sedimento fino suspendido, que puede ser transportado a largas distancias dentro del mar. La capa intermedia está compuesta de material suspendido más grueso y material de fondo que se depositan cuando la velocidad del río es atrasada al llegar al mar. Esta capa es muy inclinada y puede cubrir la capa anteriormente formada. Como la desembocadura del río se mueve hacia el mar, la corriente aguas arriba es retardada, porque su pendiente se reduce y como resultado, el río deposita una capa superior, compuesta mayormente de material de fondo.

En la Figura 4.2 se muestran estos tres tipos de deposición al cambiar el río sus perfiles de C-D a E-F. De interés particular para esta discusión es la formación de la capa superior. Como la capa superior está formada de material de fondo, se deduce que el río está en proceso de gradación, hay un continuo decrecimiento de carga de material de fondo en la dirección de la corriente. Se discutió en secciones anteriores que esto conduce a curvaturas más pronunciadas del perfil del río. La relación del volumen de la capa intermedia, al volumen de la capa superior, es importante. Cuando el mar es profundo, la relación es grande. Por lo tanto, una porción pequeña de sedimento grueso será usado para la gradación, y como resultado, habrá menos tendencia a una curvatura excesiva en el perfil del río. Cuando el mar es llano, el caso será el inverso.

Es evidente que debe haber un límite para la gradación del fondo del río en un curso en particular. El río puede construir su lecho y laderas tres, seis y aún diez metros por encima de las planicies adyacentes, pero entonces una avulsión o rotura puede ocurrir, y tomar el río un nuevo curso. En esta forma, éste formará un plano en forma de cono, con su vértice cerca del centro del curso del río, donde ocurre una degradación consistente, para una gradación consistente. Un ejemplo de tal actividad es el bajo río Assiniboine. Cuando el río no está fluyendo sobre una planicie con absoluta libertad, sino en un valle de río bien definido, ocurrirá el mismo proceso de gradación del lecho, y ocurrirá la consecuente avulsión, limitándose el río a su valle. Un ejemplo de tal actividad es el bajo Mississippi.

Cuando el río se vuelve viejo, puede tener un perfil como el mostrado por la línea G-H en la Figura 4.2. Las montañas han sido prácticamente vueltas planicies; hay poco sedimento que transportar y consecuentemente el río fluirá con pendiente muy suave. Puede verse de la figura, que el río, mientras está en proceso de gradación cerca de su extremo bajo, ya se está degradando en sus primeros depósitos. Depende de la profundidad del mar, hasta qué grado ocurrirá esto. Cuando el mar es llano, la desembocadura progresará una larga distancia y las montañas en G quedarán relativamente altas.

lago, extendiéndolo desde Brandon hasta Portage. El perfil del río para esa época está representado por la línea A-B. Después que los glaciares se retiraron, el lago Agassiz drenó hacia el Norte y su nivel cayó unos 150 metros. Uno de los que quedan, del viejo lago, es el actual lago Winnipeg. Durante el retiro del lago, el Río Assiniboine comenzó a degradarse hasta sus antiguos primeros depósitos. En una etapa intermedia, el río fluyó al lago Manitoba y el perfil debió lucir como la línea C-D, cóncava hacia abajo entre Brandon y Portage. El perfil del río hoy día está representado por la línea E-F, que incluye una línea recta entre Brandon y Portage. A lo largo de este tramo, el río todavía erode activamente las laderas y degrada su lecho. Las laderas altas están siendo cavadas y grandes masas de arena, cubierta con árboles y arbustos, se deslizan lenta pero sostenidamente en el río. El valle tiene un perfil transversal en forma de V y depósitos aluviales recientes en su piso, aparecen muy delgados. La pendiente promedio del río entre Brandon y Portage es de unos 40 cm por kilómetro. Entre Portage la Prairie y Winnipeg, el río fluye por una planicie aluvial en el tope de un borde autoformado. En algunos sitios, el fondo del río es más alto que las tierras adyacentes.

En última instancia, el río puede establecer una línea de perfil como la indicada G-H. Cerca de Brandon, el río se degrada un poco en el material glacial subyacente. Este consigue suficiente material grueso durante este proceso de erosión, de modo que el lecho del río pueda estar localmente pavimentado con grava y cantos rodados, formando así una extensión de los Raudales Currie. Desde abajo, éstos son futuros raudales hacia el lago Winnipeg, el perfil último de acuerdo con la carga de sedimento grueso que pasa por Brandon. Como resultado, el gradiente del río será pequeño, lo cual conduce finalmente a la degradación del lecho del río cerca de Portage la Prairie, donde por ahora el proceso de gradación es un problema. Sería de importancia práctica si se puede hacer una predicción sobre el tiempo en que pueda invertirse el proceso de gradación al de degradación. Esto depende por un lado de la rata a la que se produce degradación entre Brandon y Portage, y por el otro en la rata a la cual la desembocadura del Río Red progresa en el Lago Winnipeg.

Uno de los lugares más evidentes en los cuales se produce proceso de gradación en un río es en el delta. A pesar de que la geografía de un río pueda ser complicada, el principio de formación del delta es bastante simple. El río trae agua y sedimentos al lago o al mar. A través de la deposición de este sedimento, la desembocadura del río se extiende. Como el río necesita de una pendiente para acarrear su agua y sedimentos, el alargamiento del canal del río resultará en una elevación de las etapas del río. Existe un límite de cuanto se puede levantar un río sobre los terrenos adyacentes, y después de llegar a este límite el río rompe sus propias laderas, escoge un nuevo curso, y comienza a repetir el primer proceso. La forma en la cual toma lugar este proceso se discute en el párrafo siguiente.

Una descripción clara de lo que ocurre cuando un río cargado de sedimento entra a un lago o al mar, lo da Gilbert (1890): "Supongamos que un río cargado de sedimentos entra a un lago. El agua va hacia la orilla del lago, golpea el agua del lago hasta el momento en que se disipa su velocidad por la fricción. Por consiguiente toda la carga comienza a depositarse. La deposición del material suspendido tiende a crear laderas a cada lado, lo cual constituye una condición inestable. Siempre que no se produzcan más deposiciones en esta ladera, comenzará la erosión. Se produce un canal lateral, a veces más profundo que el principal. La repetición de este proceso hace que el río forme planicies en pendiente. Esta deposición causa una retención de la corriente aguas arriba. Esto a su vez causa deposición hasta que el perfil del río adquiere un grado continuo para dar velocidad adecuada a su carga. De hecho, el río realiza todo el trabajo de una sola vez. Como la deposición comienza a cierta distancia de la desembocadura, la carga residual no requiere un grado uniforme, así que no lo produce. El perfil es levemente cóncavo hacia arriba."

La esencia de la discusión anterior es que la deposición no toma lugar en un lugar cualquiera del trayecto, sino en la forma de dos laderas a lo largo de la corriente principal. Cuando después de un retroceso de la avenida, los niveles del río y del lago bajan, estas laderas quedan a la intemperie.

Esto les permite consolidarse y hasta que crezca alguna vegetación, reduciendo así la posibilidad de erosión. Si esto ocurre así de avenida en avenida sin producirse roturas, la desembocadura se extiende recta en el lago.

A veces esta forma de extensión de la desembocadura es muy pronunciada, y otras veces apenas notable. Hay varios factores que afectan este fenómeno. Primero que todo, el tipo de sedimento acarreado es importante. Una gran porción de sedimento fino producirá alta concentración en el agua desbordada, y por lo tanto una sedimentación rápida de las laderas. Además, si el sedimento fino es un material cohesivo, puede retardar alguna avulsión y propenderá a una desembocadura única. Segundo, un progreso rápido de la desembocadura del río resultará en una curvatura excesivamente cóncava hacia arriba del perfil. Hay varias posibles causas para el progreso rápido de una desembocadura, como lo es un lago muy llano o una gran concentración de sedimentos. Como la pendiente de un río gradado está determinada por la carga de material de fondo y no por la carga de lavaje, las circunstancias serían ideales para una extensión "recta" de la desembocadura, cuando un río con poca concentración de material de fondo y alta concentración de material de lavaje entra a un lago de poca profundidad.

Después de que se produzca una avulsión, el río usará los dos cauces, el viejo y el de nueva formación. Sin embargo, existe una tendencia del cauce viejo a cegarse y a ser abandonado, por las siguientes razones: primero que todo, una avulsión tiene lugar frecuentemente en sitios exteriores a un arco del río, donde se acumula el agua en épocas de inundaciones. Esto quiere decir que el nuevo cauce adquiere un curso más o menos recto, mientras que el viejo cruzaba a izquierda o a derecha. Debido a la tendencia de la carga de fondo a moverse hacia el interior de un arco, el cauce viejo recibirá proporcionalmente más sedimentos que agua. Para acarrear este sedimento, el río necesita una pendiente más pronunciada, la cual consigue sólo sedimentando en su extremo superior. Aún cuando la distribución del agua y sedimentos en ambos cauces es proporcional, la pendiente del cauce nuevo necesita ser más pronunciada, ya que la eficiencia de dos cauces separados es menor que la de uno sólo.

Además de las causas mencionadas, existe una tendencia del nuevo cauce, a producir un cauce más pronunciado en el sitio de la avulsión. Esto se debe, primero, a la diferencia local de elevación entre el cauce del río y terrenos adyacentes, y segundo, a la distancia del sitio de avulsión, al punto en que se llega al lago o mar, la cual es usualmente menor en el nuevo cauce. Este gradiente más pronunciado en el nuevo cauce cerca del sitio de la avulsión, producirá una caída del perfil. Esto será causa de desgaste local y decrecimiento de las etapas del río cerca de la entrada del viejo cauce, privando a este más y más de su caudal original.

La deposición en el cauce viejo ocurrirá de tal manera, que la sección transversal estará en equilibrio, como se discutió antes. Esto quiere decir que la deposición tomará lugar no sólo en el fondo del cauce, sino a los lados. El cauce se volverá más lleno cada vez. Finalmente la entrada del cauce llegará a ser tan angosta, que se tape con cualquier desecho, o tan alta, que se cubra con vegetación en épocas de poca humedad. Después de ocurrir esto, el cauce estará definitivamente abandonado y se cubrirá con vegetación más alta.

La rapidez de este proceso de sedimentación depende de la proporción de material de fondo en exceso que entre en el cauce. Si ésta es baja, por ejemplo por estar la entrada cerca del lado convexo de la corriente principal, el río sedimentará lentamente. Mientras tanto, el nuevo cauce también tendrá sedimentación debido a la gradación normal. Por lo tanto, la degradación inicial aguas arriba de la avulsión, será retenida y se invierte a gradación. Puede aún suceder que la gradación del nuevo cauce capte toda la gradación del cauce viejo y ambos ríos queden en iguales condiciones. El aspecto de que estos dos ríos sean menos eficientes en el transporte de sus sedimentos, hace que su pendiente sea más pronunciada. Consecuentemente, el cauce del río aguas arriba de la avulsión se gradará por encima del nivel que tenía en el tiempo de la avulsión. Después de haber seguido esto durante cierto tiempo, puede ocurrir otra avulsión, eliminando los dos cauces viejos y reemplazándolos por uno nuevo. En la dirección de la corriente, el cauce del río resultará cada vez más pequeño por las repetidas bifurcaciones.

Otra razón por la cual los cauces de ríos en el delta decrece en tamaño en la dirección de la corriente, es que durante épocas de avenidas, cuando el río acarrea la mayor parte de sus sedimentos y cuando la formación de cauces tiene lugar, el agua sobrepasa las laderas hacia lagos y pantanos adyacentes. Como resultado, el caudal que queda en el cauce será cada vez menor en la dirección aguas abajo. Como un cauce está formado de acuerdo con el volumen de su caudal, se entiende que la capacidad del cauce también disminuirá en la dirección de aguas abajo.

La consecuencia de este descenso en la capacidad del cauce es que solamente una inundación con cierta magnitud producirá un derrame uniforme sobre el delta. Avenidas de mayor magnitud, que ocurren con menor frecuencia pero que tienen mayor concentración de sedimentos, son de mayor duración, inundarán en forma más severa la parte superior del área del delta. En esta forma se mantendrá en balance la sedimentación.

Una ilustración interesante de algunos de los aspectos mencionados lo da la formación del delta del Río Saskatchewan. Hace unos diez mil años, los glaciares en retiro permitieron al Río Saskatchewan tomar su actual curso. Cerca de su extremo inferior, donde el río entra al lago glacial Agassiz, se depositó la mayoría de los sedimentos, y así comenzó la formación del delta. Los depósitos de material grueso estaban confinados a localizaciones en el cauce, mientras que los limos y arcillas se depositaban bastante lejos del río. Después que los cauces se extendían cierta longitud acentro del lago, mientras existía la posibilidad de que fuesen divididos en varios brazos, se desarrollaba una situación por la cual el río se rompía a través de sus propias laderas y escogía enteramente un nuevo curso. En esta forma, el Río Saskatchewan cambió de un grupo de cauces a otros, por miles de años. Algunos de los cauces más viejos están totalmente cubiertos por la sedimentación. Algunos de los cauces abandonados más recientemente, pueden notarse en fotografías aéreas por signos de vegetación. El área del delta es una planicie suavemente inclinada de unos 48 kilómetros de ancho por 200 de largo.

Con un gradiente aproximado de 20 cm por kilómetro en la parte superior, y de 10 cm por kilómetro en la parte inferior. El canal que entra en el cono del delta tiene un gradiente de 20 cm por kilómetro y en períodos normales tiene un caudal de $3.000 \text{ m}^3/\text{seg.}$, con una carga de sedimentos de 0,3%. Los varios cauces de río que dejan el delta y van hacia el lago Cedar, tienen una pendiente de unos 5 cm por kilómetro y tienen un caudal normal de $1.500 \text{ m}^3/\text{seg.}$, que contiene un 0.1 por ciento de sedimentos. La diferencia en la carga de sedimentos entre el extremo superior y el inferior, es utilizado en levantar la superficie del delta. El resto en la extensión de la desembocadura en el lago Cedar.

Uno de los primeros principales cauces del río Saskatchewan es el Old Channel, que actualmente lleva el 20 por ciento del caudal total. Este brazo debe haber llevado, por al menos durante unos centenares de años, prácticamente todo el caudal del sistema fluvial. Debido al continuo proceso de gradación, este cauce resultó inestable. En 1875 el río llegó a una gran altura, debido a un deshielo, y el río se desbordó. Las velocidades fueron tan grandes que el desgaste comenzó y luego el cauce erosionado. Después de algunos años, este New Channel llevó más agua que el Old Channel, el cual comenzó a cegarse y angostarse. La carga de sedimentos acarreada por el New Channel ha formado un delta local en el lago Cumberland. Este lago que había sido desviado hasta 1875 está siendo ahora rápidamente sedimentado, y se espera que en poco tiempo el río habrá formado un cauce bien definido conectando con las salidas del lago.

Otro ejemplo interesante de formación del delta, es el del Rhin en Holanda. Harán unos 20.000 años, los glaciares que cubrían Holanda se retiraron al Norte, y el sistema fluvial de la región comenzó a lanzar su carga de sedimentos al mar, el cual tenía para esa época una elevación de 70 metros por debajo del actual. Durante los siguientes 10.000 años, el nivel del mar alcanzó los 50 metros, y al final de este período, al abrirse el canal de la Mancha, las ondas y corrientes del Mar del Norte formaron un eje de playas y dunas en frente del activo delta. El río comenzó entonces a depositar su

limo y arcilla en el quieto y encerrado lago y empezó a romper la faja de dunas en determinados sitios. Las continuas elevaciones de nivel, roturas ocasionales en las dunas, y cambios periódicos del curso del río, provocó un patrón complicado de depósitos de arena, arcilla, turba, esta última de hasta 3 y 10 metros de gruesa. Actualmente, la mayor parte de la bahía original está llena de sedimentos y de turba, por encima del nivel del mar. Toda esta tierra, que forma la mayor parte de Holanda, ha sido protegida con diques, y aún parte de ella está por debajo del nivel del mar. El curso actual de los ríos está fijado con trabajos de guía, y no son notables los cambios en el régimen de los ríos. Esto es así mayormente debido al dragado del material grueso para fines comerciales, y debido al hecho de que los ríos principales tienen sus salidas a través del eje de dunas donde corrientes marinas muy fuertes se llevan el sedimento fino, previniendo así la extensión del cauce.

Más información sobre formación de un delta la provee una interesante discusión sobre el delta del Río Colorado, por Vetter (1949): "En el delta del Río Colorado hay campos irrigados y también pantanos y junglas, y llanuras que se extienden hasta donde los ojos pueden ver. A través de todo esto pasa el Río Colorado, no como un río confinado a un cauce, sino en innumerables cauces individuales, ya anchos, ya angostos, algunos profundos y otros tan llanos, que ni el bote más pequeño puede entrar. Por centurias, el flujo del río ha cambiado de un grupo de cauces a otro, de Este a Oeste y viceversa, formando nuevos cauces y rellenando otros. El delta cubre un área de 4.500 Km^2 y se puede describir como un cono muy plano, con su vértice cerca de Yuma, con una elevación de cerca de 30 metros sobre el nivel del mar. A pesar de algunos cambios menores en el delta, ocurridos de 1890 a 1905, el cauce principal era todavía en la parte oriental del delta. La situación comenzó a ser inestable; sin embargo, el lecho fue alzándose, y era evidente que el río estaba preparado para una avulsión grande, y la única parte a donde podía ir era al Oeste. En 1905 se produjo la rotura hacia el Norte a través del Valle Imperial, y por dos años todo el flujo tomó esa vía. Cuando la rotura se cerró finalmente en 1907, el lecho viejo del río se había deteriorado y la vegetación había crecido de modo que no era posible que el río volviera a su viejo cauce. En lugar de ello, éste se desbordó por toda la región hacia el Oeste, pero no se estableció un cauce

definitivo de una vez, el agua se desplazó como lámina hacia el lago Volcano, y de allí al Hardy. No fue hasta la gran inundación del verano de 1909, que el río estableció un cauce definitivo entre su viejo curso y el lago Volcano. La gran masa de sedimento acarreada por el río se depositó en el lago Volcano, construyendo gradualmente un cono de sedimentos que trató de desviar el río hacia el Norte y luego hacia el Valle Imperial. Como había un límite de altura para las protecciones contra inundaciones para el Valle Imperial, se desarrolló un plan para desviar el río hacia el cauce Pescadero, el cual contemplaba drenar un cauce localizado un poco al Este del Hardy. El plan tuvo éxito durante varios años. Entonces el sedimento comenzó a acumularse debido a que la pendiente del cauce era muy poca. En 1929, el río rompió en el cauce Vacanora, el cual había acabado de ser terminado como canal de irrigación. El río siguió este cauce hasta que el agua se disipó, y comenzó a construir el cono Vacarona. En 1949, un cauce definitivo había sido formado, que iba desde el vértice del cono Vacarona e iba hacia el Oeste a la confluencia con el Hardy. Por primera vez, en más de cuarenta años, existe un cauce continuo desde Yuma hasta el Golfo.

En relación con la formación de delta, es también interesante citar el trabajo de Fisk y otros (1954), relacionado con el desarrollo del moderno delta del río Mississippi: "En el Paso de Head, 160 kilómetros aguas abajo de New Orleans, el cauce principal del río Mississippi se divide en tres menores, dando la forma de pata de gallina al moderno delta. Cuando los sedimentos han llegado al mar, la deposición más activa ocurre cerca de las desembocaduras de los tres cauces menores y crea abultamientos frente a la plataforma del delta. Estos aspectos submarinos recuerdan los abanicos aluviales subaéreos con pendientes radiando de la desembocadura, así como del ápice del cono. La mayor parte de la arena y el limo del río se deposita como bancos en la parte superior de los abultamientos, mientras que la velocidad del río es obstaculizada al entrar en el mar. La más rápida construcción de los bancos de arena ocurre durante las caídas o elevaciones de las épocas más húmedas del río; es necesario efectuar dragado para mantener un cauce navegable a través de los bancos de arena. Los sedimentos se acumulan en las crestas de los bancos de arena y

en los extremos de los cauces sumergidos, donde forman una unidad periférica continua de la cresta. Los limos y arcillas son acarreados mar adentro a considerables distancias, como colchones de agua turbia con espesores máximos de 5 metros en las desembocaduras, y que se va adelgazando a medida que se interna en el mar. Una gran porción de los sedimentos que flocculan en estos colchones, se depositan alrededor del pie de los bancos de arena de las desembocaduras, formando la parte basal del abultamiento. Mucha de la carga remanente se deposita en el piso del Golfo, pero alguna parte es llevada por corrientes marinas alcanzando otros predios. Los cauces son más profundos aguas arriba, cerca de Head of Passes y van disminuyendo hacia el mar. Mantienen una anchura casi constante excepto en sus desembocaduras, donde se anchan abruptamente en una típica forma de campana sobre la cresta del banco de arena. Durante los períodos de poca humedad, el agua salada entra en los cauces y llega hasta Head of Passes como una cuña gruesa, por encima de la cual se mueve el agua dulce en dirección al mar. Es durante estas épocas cuando las partes más profundas del canal pueden llegar a rellenarse con la masa de arcillas, limo y arenas finas. Muros naturales se forman en épocas de avenidas, cuando el río alcanza sus laderas y parte de su carga se deposita cerca del cauce. En Head of Passes, los muros son de 1,5 a 2 metros de alto, y de unos 300 metros de ancho, y están cubiertos de vegetación. Debido a que estos muros se han desarrollado corrientemente con el alargamiento del cauce, éstos son más pequeños aguas abajo, a lo largo de los segmentos de cauce más recientemente formados; cerca de los bancos de arena, éstos son difícilmente distinguibles de los pantanos, y soportan sólo el crecimiento de vegetación típica de pantanos. Sus contrapartes submarinas se conocen como bancos de arena que flanquean cauces sumergidos. Algunos de los materiales provenientes de inundaciones se recogen en los pantanos de las márgenes, y otros en la parte central más profunda, o acarreadas por corrientes al frente del delta. La acción de las olas y de las corrientes obtiene partículas finas del fondo de la bahía, dejando las partículas más gruesas en el piso de la bahía, o recoge arena y limos para formar bancos subacuáticos."

Como una última ilustración de la formación de un delta, se dará una descripción del delta del Río Amarillo en China. El material presentado se obtuvo mayormente de trabajos de Freeman (1922), Chatley (1938) y Todd y Eliassen (1940). La parte superior del Río Amarillo fluye a través de terreno montañoso cubierto con loess fino. La pendiente del río en esta parte de la cuenca de drenaje es de unos metros por kilómetro. La parte inferior del río deja las montañas a 500 kilómetros de la costa marina, y en esta distancia ha construido un fértil plano aluvial en forma de delta, donde hay una población de cien millones de habitantes. La pendiente del río en el cono del delta es de unos 20 cm por kilómetro. Debido a esta suave pendiente, cerca de un 80 por ciento del sedimento transportado, el cual alcanza a 750 millones de metros cúbicos por año, se deposita en las planicies inundables y el resto va al mar. Por cerca de 3.000 años se han hecho esfuerzos para excluir de las planicies las inundaciones y sus sedimentos. El río está controlado con diques, que se suponen contruídos sobre el nivel de las avenidas. Sin embargo, el lecho del río está en continúa gradación y desplazamiento. En 1887, una inundación cubrió 125.000 kilómetros cuadrados, matando dos millones de habitantes. Es interesante citar a H. van der Veen en su discusión del trabajo de Todd y Eliassen (1940): "Para hacer una aseveración general, habría sido infinitamente mejor para la generación actual si las generaciones pasadas hubieran permitido que el Río Amarillo no hiciese su trabajo sin obstáculos, o si los del pasado, encargados de su cuidado, hubiesen previsto lo suficiente, al menos para permitir que el río siguiera otro curso. Esto no se hizo, sin embargo, y por lo tanto las generaciones actuales se encaran con el hecho de que el río fluye sobre una cresta limitada entre diques más o menos muy apartados. Dentro de ese espacio, la naturaleza sigue su proceso de establecer una pendiente suficientemente profunda para crear un equilibrio entre el volumen de sedimentos que debe ser acarreado, y la capacidad de la corriente. Es evidente, por lo tanto, que mientras esa pendiente no se haya establecido, esta angosta faja continuará elevándose más, hasta llegar a una etapa final.

INTERFERENCIA ARTIFICIAL

El propósito de esta sección es el de discutir en términos generales el cambio en el régimen del río que se puede esperar como resultado de una interferencia a un río gradado. Se ha dicho que la interrelación entre las características del cauce S , r y M es complicada, y que no se conocen métodos ni fórmulas precisas que puedan determinar el valor de estas variables para datos de Q , T y d . Por esta razón es también imposible determinar el cambio en valor de S , r y M para cierta desviación de Q , T y d , para determinadas condiciones de gradación.

A primera vista, esto parece poner fin a toda especulación acerca de los cambios en el régimen del río, resultante de cambios artificiales en el caudal y los sedimentos. Sin embargo, como la predicción de estos cambios, aunque sólo sea en términos aproximados o aún cualitativos, es un objetivo deseable, se debe hacer un esfuerzo para eliminar la mayor cantidad de incertidumbre, de tales predicciones. Sería de utilidad si la interrelación entre las variables dependientes e independientes fuese analizada en una forma más simple de lo que estrictamente requeriría. Esto podría lograrse no tratando con S , r y M al mismo tiempo, sino primero con S y después con r y M . Esto parece justificado, en cierto modo, porque de esas tres variables la pendiente del cauce de un río resulta ser su característica más importante. En las secciones siguientes, las discusiones tratarán mayormente con los cambios en S . Para cambios secundarios en r y M , y consecuente ajuste de S , el lector deberá consultar las discusiones que seguirán sobre las características del cauce.

En los cursos medio y bajo de un río, donde Q , T y d pueden ser tratados como variables independientes, las relaciones entre estas variables independientes y la pendiente S , es en general, como sigue. Un aumento de T , mientras Q y d permanecen constantes, producirá un aumento en la pendiente, siempre y cuando el efecto secundario de la rugosidad del cauce no juegue ningún papel importante. Un aumento en d , permaneciendo Q y T constantes,

también producirá un aumento de pendiente. Un aumento de Q , permaneciendo T y d constantes, producirá un descenso de la pendiente. Un aumento simultáneo y proporcional de Q y de T , permaneciendo d constante, producirá también descenso de la pendiente.

Al discutir el efecto de la interferencia artificial sobre la pendiente del río, se deben hacer dos distinciones en lugar y dos en tiempo:

- 1(a) Efecto local - que concierne a la vecindad de la estructura del río;
- (b) Efecto extendido - que concierne a la parte gradada del sistema fluvial;
- 2(a) Efecto temporal - que concierne a las etapas de transición;
- (b) Efecto final - que concierne al estado gradado último del río.

Desde el punto de vista de la ingeniería, los efectos locales y temporales son del mayor interés. Sin embargo, una mejor comprensión del problema se obtiene también tomando en consideración los efectos final y extendido.

Construcción de presas

Cuando se construye una presa relativamente alta en el valle de un río, se crea un embalse detrás de la presa, y surgen varios problemas. Primero, cuál es la forma de deposición de los sedimentos en el embalse. Segundo, cuál es el efecto del embalse en el régimen del río, del lado aguas arriba. Tercero, cuál es el efecto en el régimen del río del lado aguas abajo. Estos tres problemas serán discutidos en los párrafos siguientes.

Cuando un río entra a un embalse, la velocidad del agua resultará menor cada vez, hasta llegar a ser una pequeña fracción de lo que originalmente fue. Cuando el río acarrea una carga de sedimentos, la cual se conserva en suspensión debido a la turbulencia, puede esperarse que debido a la disminución de la velocidad, y al consecuente descenso de la turbulencia, la carga de sedimentos se depositará gradualmente. Como las partículas más gruesas requieren una turbulencia más intensa para mantenerse en suspensión, se puede esperar que el río, al entrar en el embalse, depositará primero el sedimento más grueso y después progresivamente las fracciones más finas, más aguas abajo.

A través de la deposición del sedimento en la parte superior del embalse, la desembocadura se extiende dentro del embalse. Como, los ríos necesitan de una pendiente para acarrear su agua y sedimento, la extensión de la desembocadura del río resultará en un gradual levantamiento de las crecidas del río en cualquier punto de la vecindad, donde el río fluye, del embalse. Esto se ilustra cualitativamente en la Figura 4.4. En la situación 1, una pequeña cantidad de los sedimentos ha sido depositada y la transición del nivel del embalse al nivel normal del río, se efectúa a través de una curva de remanso, corta. Sin embargo, debido a esta curva de remanso, llegando al río, el primer sedimento (el grueso) se depositará en la vecindad de A, y de allí progresivamente hacia arriba.

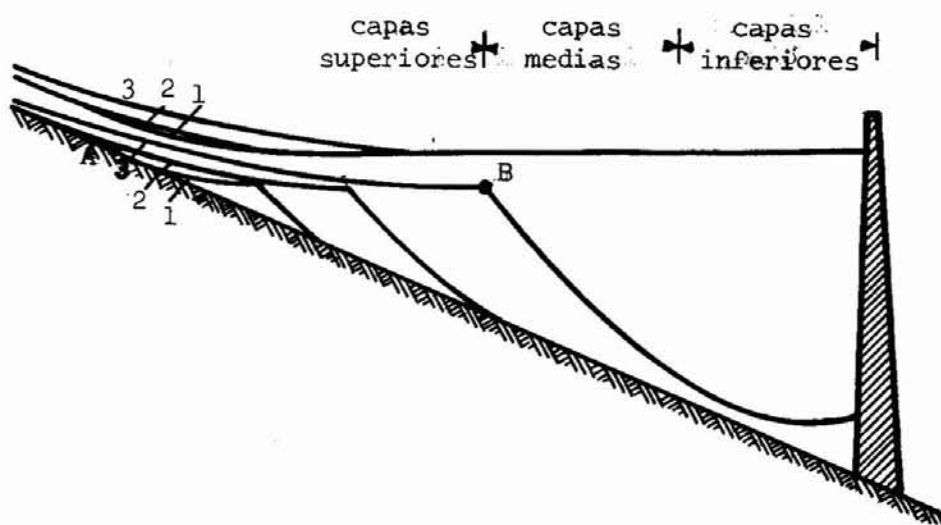


Figura 4.4 - Formación de delta en embalse con nivel fijo.

Fluyendo aguas abajo, el gradiente del río y por lo tanto su velocidad, será cada vez menor, y consecuentemente la deposición de sedimentos será cada vez mayor. Este proceso se producirá en forma tal que el gradiente del río y transporte de sedimentos están a todo tiempo balanceados unos a otros. Como la rata de deposición de los sedimentos debida a la reducción de la pendiente, debe estar de acuerdo con la rata de gradación de todo el delta, debe haber algún medio disponible para estimar el perfil del delta en etapas sucesivas, en el área de remanso. Puede verse en la Figura 4.4, las situaciones 1, 2 y 3, en que el área de remanso, o la región de ubicación de los topes de las capas, resulta más larga cada vez.

Cuando el río llega al punto B, el cual indica el final del cauce confinado, las velocidades se reducen repentinamente y el sedimento, al menos las fracciones más gruesas, se depositarán bajo el ángulo natural de reposo. Sin embargo, debido a la acción de las olas, y a otras perturbaciones, la verdadera pendiente será algo más suave.

Hasta ahora, la formación de las capas media y superior ha sido discutida desde un punto de vista bidimensional, como si el proceso tuviese lugar en un canal de laboratorio entre dos paredes de vidrio. En realidad, la sedimentación en un embalse es un proceso tridimensional. El río fluye en un valle ancho que es inundado por el embalse. Como el caudal en el canal natural prosigue aguas abajo en el embalse, la profundidad del agua aumenta hasta que eventualmente excede la altura de las laderas. Aguas abajo de este punto, parte del caudal se esparce lateralmente sobre las planicies inundables y continúa su progreso. La carga de material de fondo, siendo relativamente gruesa y respondiendo rápidamente al descenso en la capacidad de transporte, se depositará mayormente dentro del cauce del río, mientras que el material más fino es acarreado por sobre las laderas, y depositado en las planicies inundables adyacentes al canal. Así, el patrón de deposición que fue esquematizado en el párrafo anterior, resultará parcialmente inoperante por el hecho de que el caudal del río en los tramos superiores del embalse no está distribuido uniformemente sobre la sección transversal.

Los depósitos de la carga de lavaje, en el extremo de aguas abajo de la capa media, son inicialmente de muy poca densidad. Esto se puede ilustrar con algunas observaciones hechas en el delta del río Little Missouri, en donde éste entra en el Embalse Garrison. En el extremo inferior de la formación del delta, un tubo de muestreo plástico transparente, de dos metros de largo y 7,5 centímetros de diámetro, mostrará agua clara en el tope, agua sucia a $\frac{3}{4}$ de la profundidad, una pasta delgada en la mitad, un barro grueso a un cuarto de la profundidad, y un lodo no consolidado que parece mantequilla suave, en el fondo. La transición era tan gradual, que no fue posible sondear con la mano el fondo; las sondas de eco produjeron un registro incierto de la profundidad.

Prosiguiendo hasta el extremo superior del embalse, en un pequeño bote con motor fuera de borda, se observó la superficie del agua clari-oscuro. Después de un tiempo, el motor comenzó a dejar una mezcla clara de lodo en su estela. Después de otra milla de recorrido, la superficie del embalse tomó el color aquél. A la distancia, aparecieron algunos bancos de lodo que parecían bastante sólidos. Sin embargo, el motor pudo avanzar a través de ellos, aunque disminuyendo mucho la velocidad. Una vara de 2 metros se introdujo en el lodo, sin encontrar resistencia substancial. Los gases del motor producían burbujas como en un geyser de lodo.

Tales depósitos tienen inicialmente una densidad de sólo 160 a 320 kg/m³ y prácticamente no tiene resistencia a la penetración. Mientras ocurre el proceso de consolidación, la masa se deformará bajo la influencia de la gravedad, y se moverá hacia adentro del embalse como un lento y denso flujo interior. Hasta dónde llegarán estos flujos internos, es algo que no se conoce, pero se sospecha que éstos producen un cambio significativo en el patrón inicial de deposición.

Muy relacionados con los flujos internos, están las llamadas corrientes densas. Cuando un río con una carga de lavaje relativamente grande entra a un embalse que tiene agua clara, existirá una diferencia medible entre la gravedad específica del agua del río y la del embalse, siendo mayor la primera. Como resultado, el agua del río continuará fluyendo como una masa homogénea por sobre el fondo del embalse. Como la velocidad de la corriente densa es una función de la gravedad (diferencia de pesos entre el agua turbia y la clara) en la dirección del flujo, se entiende que la verdadera velocidad de la corriente densa es relativamente baja, del orden de 0,3 metros por segundo. De aquí que el área de la sección transversal de la corriente densa es varias veces el área de la sección recta del río.

Considerando la gradación del sedimento suspendido, de arena a limo y a arcilla; considerando los diferentes modos de transporte de sedimentos en un embalse, y considerando los diferentes patrones de asentamiento, se

concluye que la pendiente de la capa media de la formación del delta no es única de tope a pie, sino que es gradualmente menor hasta emerger imperceptiblemente con el fondo del embalse. De hecho, el flujo por gravedad del sedimento más fino puede extenderse hasta la presa y finalmente venir a descansar en la parte más baja del embalse, como se muestra en la Figura 4.4. A tales depósitos denominaremos capas de fondo.

Habiendo distinguido entre tres tipos esencialmente diferentes de deposición, que son las capas superiores, capas medias y capas de fondo, puede decirse que el avance en el conocimiento de estas capas es importante, ya que cada una de ellas afecta en manera diferente la vida útil del embalse. Las capas superiores, mientras que estén situadas por debajo del nivel de entrega del embalse, no afectarán la capacidad del almacenamiento. Sin embargo, pueden ser dañinas a los intereses ribereños de aguas arriba. Las capas medias son las más dañinas, ya que éstas reducen la vida útil del embalse. Las capas de fondo están situadas usualmente en esa parte del embalse que puede considerarse como almacenamiento muerto. Si el flujo de gravedad llega a la presa, podría ser posible dejar pasar parte de la carga de sedimentos, si se suelta agua del embalse. Tales entregas de agua tendrán que hacerse en el momento y lugar precisos, y serían prácticas únicamente en el caso que de cualquier manera hubiera que tener que soltar agua. Además, dicha previsión resulta superflua en el caso de que el almacenamiento muerto tenga capacidad suficiente para el sedimento acumulable en la vida útil prevista del embalse.

En los párrafos anteriores, el patrón de sedimentación en un embalse ha sido discutido en un sentido cualitativo y asumiendo una elevación constante del embalse. En la mayoría de los casos, esta asunción es incorrecta. Un embalse realiza la función de almacenar agua durante períodos de caudal amplio del río y de entregar esta agua durante períodos de estiaje. Para realizar esta función, el embalse necesariamente fluctuará en su nivel. El rango de la regulación debe ser sólo de unos metros en embalses que sirven intereses de energía hidroeléctrica; debe ser de 3 a 5 metros cuando sirve a propósitos múltiples; y puede ser toda la profundidad del embalse, cuando no esté conectada ninguna planta hidroeléctrica ni salidas para riego.

Cualquiera que sea la razón, un margen grande de nivel de regulación complicará el patrón de sedimentación. Durante una gran avenida, o estando el embalse muy cerca del nivel máximo, el sedimento se depositará en la parte superior del embalse. En un período seco subsiguiente, parte de este material acumulado será erodado y redistribuido en las partes más bajas del embalse. Durante el siguiente período húmedo, los cauces previamente erodados serán vueltos a rellenar, y así sucesivamente.

Aún cuando se hagan cálculos precisos del perfil resultante del delta, es incuestionable que se pueden hacer algunas observaciones cualitativas. El perfil a_1 , de la Figura 4.5, indica el perfil que se desarrollaría si el embalse estuviera constantemente en el nivel más alto de la regulación. El perfil a_2 indica el perfil de la deposición que se desarrollaría si el embalse estuviera todo el tiempo en el nivel más bajo. Es razonable asumir que el verdadero perfil del delta, que se desarrollaría, mientras el nivel del embalse fluctúa entre sus límites máximo y mínimo, estará localizado entre las curvas a_1 y a_2 . Este perfil verdadero se indica en la Figura 4.5 mediante la línea b . La proximidad del perfil b , sea a a_1 ó a a_2 , depende de dos factores. Primero, la elevación de la curva de duración del embalse. Si el embalse está todo el tiempo lleno o casi lleno (por ejemplo para potencia), el perfil b estará próximo de a_1 . Si el embalse está mayormente cerca de su límite inferior (por ejemplo para control de avenidas), el perfil b estará más cerca de a_2 . El segundo factor que debe ser tomado en cuenta es la descarga del río, la cual está relacionada con la capacidad de acarreo de sedimento del río, durante las diferentes etapas del embalse. Es posible que el embalse esté cerca de su límite superior durante un porcentaje muy bajo del tiempo, pero en este corto intervalo el río puede acarrear una porción muy substancial de su carga total de sedimentos. Por lo tanto, la curva de duración de la elevación del embalse, debe ser comparada con la capacidad de transporte de sedimentos del río, en los diferentes intervalos de los estados del embalse.

Otra observación que puede hacerse con respecto a la Figura 4.5 es que la línea que conecta los puntos P_1 y P_2 es paralela o casi paralela a la pendiente del fondo. El hecho de que la verdadera pendiente sea o no algo más, o menos que la pendiente de fondo, depende de los factores que se discutieron en párrafos previos.

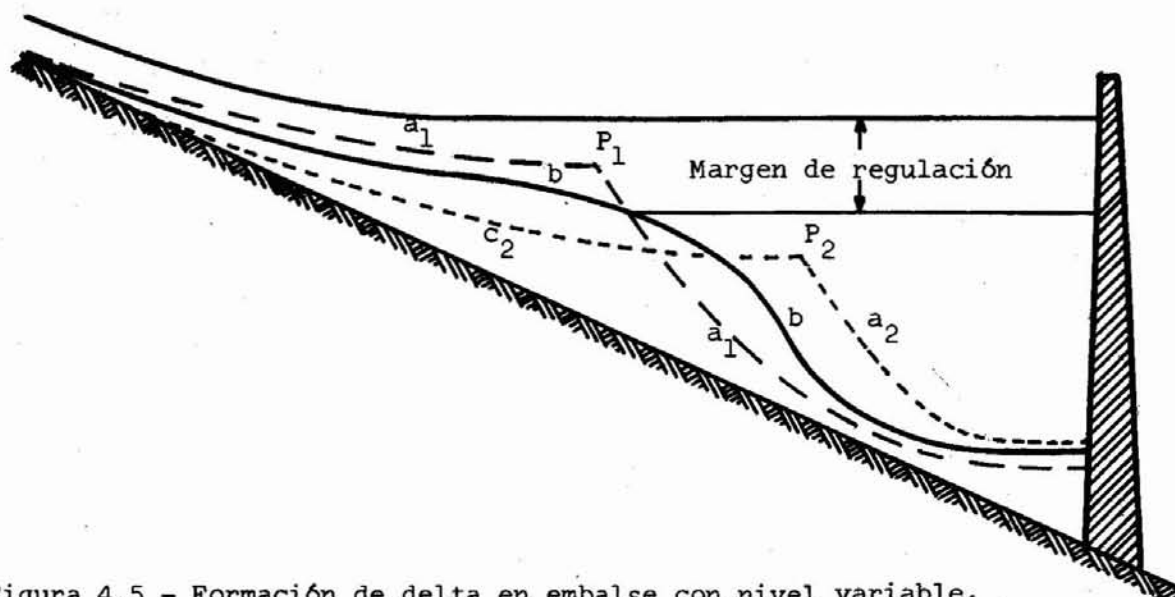


Figura 4.5 - Formación de delta en embalse con nivel variable.

A lo dicho anteriormente debemos añadir que la superficie del delta estará cubierta de vegetación. Si el nivel del embalse permaneciera bajo por algunos años sucesivamente, esta vegetación se extendería bastante dentro del delta. Después que el nivel del embalse vuelve a subir, la vegetación volverá a ser inundada, pero retardará el flujo por la superficie del delta. Como resultado, la deposición de los sedimentos ocurrirá bastante más atrás que en otras oportunidades.

Después de haber discutido el modo de depositarse el sedimento en un embalse, vamos a ver lo que ocurre aguas arriba en el embalse. Se dijo antes que el efecto temporal aguas arriba es la gradación del fondo del cauce,

mediante la deposición de sedimento en la parte del remanso, la cual se extenderá, con el tiempo, más y más aguas arriba. Este proceso es bastante complicado, ya que las relaciones entre la capacidad de transporte de sedimentos y la pendiente de la superficie del agua no son claras. En los tramos superiores de la curva de remanso, las partículas más gruesas se depositarán; en los inferiores se depositarán las más finas. Como resultado, la composición del material de fondo cambia de sitio a sitio, descontrolando así la relación de capacidad de transporte de sedimentos a pendiente, que se había establecido para el río original. Así, cualquier intento de cálculos de la rata de gradación de aguas arriba, resulta más difícil. Además, existe la posibilidad de que un cambio en la composición del material de fondo y del transporte de sedimentos produzca cambios en la rugosidad hidráulica del cauce y cambie su sección transversal. Un descenso en la carga de sedimentos en dirección aguas abajo resultará en un factor de fricción mayor, debido a la formación más pronunciada de montones y dunas en el lecho del río, lo cual conduce a mayor profundidad de caudal. El descenso en la carga de sedimentos producirá una pendiente más suave y velocidades menores, lo cual produce laderas más inclinadas. Estos dos factores combinados producen un cauce más estrecho y más profundo, con velocidades menores y por lo tanto con un descenso en la capacidad de transporte de material de fondo. Como resultado, el proceso de gradación del fondo del río puede resultar más rápido que lo previsto.

Hasta ahora, hemos asumido que la gradación del cauce sólo producirá deposición de sedimentos. Este puede ser el caso cuando el remanso no sobrepasa las laderas naturales del río, o cuando el río corre por un valle angosto y sin planicies inundables. Sin embargo, cuando el remanso sobrepasa las laderas, y el río tiene planicies inundables, el problema de la gradación es completamente diferente. La curva de remanso será diferente, la descarga en el cauce del río cambiará continuamente, y el sedimento se irá a depositar en las laderas.

En un intento de averiguar por métodos de cálculo, qué situación de gradación se desarrollará, se asumió un río aluvial entrando en un lago, que el

tope de sus riberas tenía la misma elevación del agua del río, después de un levantamiento artificial de 1,5 metros del nivel del lago. También se asumió que los diques naturales tenían una anchura de 300 metros, situados a cada lado del río, con una pendiente hacia afuera tan pequeña que todo el material de fondo llevado por el sobreflujo de 1,5 metros de levantamiento, se depositaría en dichos diques naturales. El primer problema fue determinar la línea de remanso en el cauce. Esto fue un problema puramente hidráulico, pero bastante complicado debido al continuo cambio de descarga en el río. La solución hay que buscarla por tanteos. Después de haber determinado la línea de remanso, se dividió al río en dos tramos. Para cada tramo, la descarga media en el cauce del río se determinó, así como la capacidad de transporte de sedimentos. Para conseguir la concentración de sedimentos en el sobreflujo en las riberas, se determinaron para cada sección, curvas de distribución de sedimentos, en un plano vertical. Después de esto, se completó el primer paso calculando para cada sección la cantidad de sedimento que se iba a depositar en el cauce y cuánto en los diques naturales. En esta forma, se hallaron las condiciones iniciales para el segundo paso. Luego había que determinar una nueva curva de remanso, así como nuevas capacidades de transporte de sedimentos, y nuevas curvas de distribución de sedimentos.

Se encontró que este procedimiento de cálculo era muy laborioso, y todavía cuestionado por las razones siguientes. Si la deposición de los sedimentos en el río fuese a ocurrir solamente en el fondo, el río se volvería llano y su capacidad de transporte disminuiría rápidamente, con más y más agua yendo hacia las riberas. Sin embargo, cuando la deposición de los sedimentos tuviese lugar en las riberas, la sección transversal del río podría conservar su forma y la capacidad de transporte disminuiría menos rápidamente. Las incertidumbres adicionales eran la posibilidad de un cambio en la rugosidad del cauce y cambios secundarios en la capacidad de transporte de sedimentos, como se discutió antes en esta misma sección. Por estas razones, este intento de incluir sobreflujo en cálculos de gradación, no fue aplicado posteriormente.

Afortunadamente, del trabajo efectuado pueden extraerse algunas conclusiones. Primero, se halló que la curva de remanso con sobreflujo tenía solamente una fracción de la longitud de la curva de remanso sin sobreflujo. Como resultado, la deposición de sedimentos ocurrió en una sección muy corta del río, localizada aguas arriba del sitio donde el nuevo nivel del lago intersectaba el tope de las riberas. Segundo, el sobreflujo sobre las riberas disminuyó el flujo en el río rápidamente. Esta disminución del caudal, combinado con un descenso de la pendiente debido al perfil del remanso, resultó en un aumento muy rápido de la capacidad de transporte de sedimentos. De hecho, el sedimento acarreado por el río se depositó tan rápidamente que se formaron bancos en el cauce. Finalmente, se halló que la distribución de los sedimentos en un plano vertical jugó un papel muy importante en la formación de los diques naturales. Un leve cambio en esta distribución podría aumentar considerablemente la concentración cerca de la superficie del agua, y por lo tanto la deposición sobre los diques naturales.

Aún si los cálculos anteriores sobre gradación hubiesen podido ser llevados a cabo con éxito, se hubiera desarrollado al final una situación por la cual un río no puede confinar su caudal entre sus riberas, o sea que hubiera ocurrido una avulsión. Entonces el río podría esparcirse sobre una gran extensión topográficamente irregular, y el modo de sedimentación cambiaría completamente. Puede esperarse que un curso de agua de ese tipo tiene en sus comienzos poca capacidad de transporte de sedimentos, y consecuentemente, considerable deposición comenzaría cerca del sitio de la avulsión. Durante las primeras etapas de la formación del cauce de un río, el cauce puede ser bastante encho y cruzado, debido a la resistencia a la erosión de las capas subyacentes de arcilla. En vista de las discusiones en los párrafos anteriores, parece imposible hacer que estas formas de comportamiento de ríos puedan ser objeto de cálculos precisos.

El proceso de gradación puede resultar aún más difícil de interpretar, por cierto número de circunstancias. Por ejemplo, el lago de control o nivel de embalse puede no tener una elevación sostenida, sino fluctuante. Además,

el caudal no es sostenido, sino variable. De manera que algunos caudales producirán niveles por encima de los topes de las riberas, y otros por debajo. Estos caudales tendrán un efecto diferente sobre la formación del gradiente del río. Existe también el aspecto de que el río no tenga un curso derecho, sino en curvas o meandros. Durante el proceso de gradación, el patrón meandro puede cambiar y así producir un ajuste secundario del gradiente del río. Entonces existe la posibilidad de que la vegetación de las riberas y de los valles cambie debido a las repetidas inundaciones por sobreflujo. Esto a su vez puede dar lugar a que la forma de deposición sea diferente de lo esperado, de acuerdo con la situación actual. Finalmente, la carga de lavaje acarreada por el río no es una función del caudal, por lo tanto las predicciones de concentraciones futuras están propensas al error. Además, es difícil estimar la localización y la magnitud de las deposiciones de la carga de lavaje en las planicies, producidas por sobreflujo. Sin embargo, esta estimación es importante, porque el volumen de dichos asentamientos debe ser sustraído del volumen total que la carga de material de fondo depositará.

Una ilustración interesante de la discusión anterior es dada por Vetter (1953) en su descripción del proceso de gradación del Río Colorado: "En el valle Mohave, a través de los años, el Río Colorado ha actuado como cualquiera otro río aluvial en meandro. Se ha mudado de lado a lado en el valle, a veces por cambio gradual, otras por avulsión. Es evidente que, al menos durante los últimos cien años, ha habido un aumento general del nivel del valle debido a la sedimentación. A esto debe agregarse que la gradación del lecho es producida por la entrada de grava desde los depósitos aluviales laterales. La mecánica del comportamiento del río parece ser que éste siguió cierto curso durante un número de años, durante los cuales sobrepasó de cuando en cuando sus riberas. Como el agua del río estaba cargada con limo fino, al fluir sobre las riberas cubiertas de vegetación corta, se fue depositando, formando diques naturales paralelos a las riberas. A medida que aparecían estos diques naturales, se alejaba la posibilidad de que se produjese una avulsión; pero con la consecuencia de que las planicies adyacentes iban tomando un nivel más alto que el de aquellas situadas detrás de los diques naturales.

Eventualmente, una avenida excepcional vendría y su sobreflujo suficiente para barrer la vegetación, permitiendo así al río tomar un nuevo curso en la parte baja del valle, y acercando el peligro de una avulsión. El mismo proceso de construcción de diques naturales reocurrirían en aquel nuevo curso, hasta que una nueva avulsión tuviera lugar. Las crecidas anuales mantendrían al río en su cauce, dentro de sus diques naturales, prácticamente libre de obstrucción y crecimiento. Con el cierre de la presa Hoover (aguas arriba del Valle Mohave), cambió el patrón de avenidas anuales. El caudal del río era ahora casi constante. Todavía el agua acarreaba una carga substancial de limo, aunque gradualmente su carácter cambiaba. Su tamaño promedio aumentaba y su concentración cerca de la superficie decrecía, hasta que el río, visto oblicuamente, aparecía azul claro. La capacidad del río para transportar el material más grueso, que ahora estaba disponible, pudiera ser menor que la de transportar material fino, que tuvo en el pasado. En cualquier caso, los depósitos en el lecho continuaron y también ocasionalmente los sobreflujos en las riberas. El sobreflujo provenía de las capas superiores del río, que estaban casi libres de limo. Mientras penetraba en la vegetación, no se depositaba nada, ni se formaban diques naturales. No se esperaba ninguna rotura. Siempre que se creaba un punto de sobreflujo, el río continuaba perdiendo por allí parte de su agua en otros sobreflujos, pero poco de su limo. El resultado fue que el agua remanente era aún menos capaz de acarrear su carga de sedimentos, y su deposición sobre el lecho se aceleraba. Pronto, toda el agua estaba pasando por la vegetación y el lecho del río quedaba como una cinta seca y arenosa. Actualmente un pantano cubre una zona de 24 km."

Después de haber discutido los efectos temporales de la construcción de presas en dirección aguas arriba, vamos a discutir el efecto final. O sea un levantamiento del perfil del lecho del río, paralelo al perfil original, como muestra la Figura 4.6. Decididamente, esto requeriría miles de años, pero tomando en consideración estos tiempos geológicos, concluiremos al final, el nuevo perfil del lecho del río deberá ser paralelo al viejo, y elevado en una cantidad igual a la altura de la presa, siempre y cuando los valores originales de Q , T y d permanezcan invariables.

Es una cuestión bastante interesante y académica, lo que ocurre a este perfil paralelo en el curso superior del río, ya que es evidente que no puede permanecer paralelo y levantado hasta la altura de la presa, hasta su mismo origen! Si la presa se construye en el curso inferior del río, el paralelismo de los perfiles nuevo y viejo, se perdería probablemente en el curso medio del río, donde la pendiente no es más una función que dependa de T . Si la presa se construye en el curso medio o el superior, la gradación de aguas arriba puede disminuir la erosión en la cuenca de drenaje, reduciendo así T y balanceándolo con un S menor.

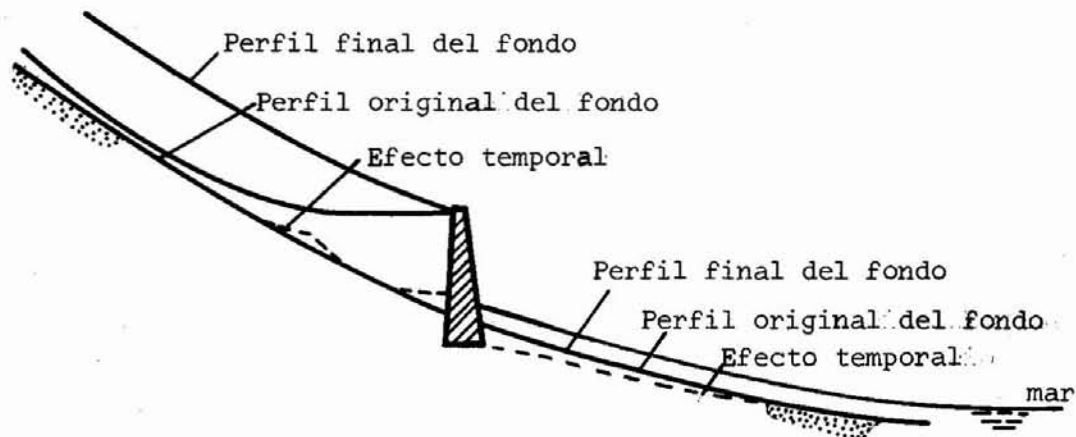


Figura 4.6 - Efecto río arriba y río abajo de la construcción del embalse.

Vamos ahora a discutir lo que ocurre aguas abajo en el embalse. El efecto temporal será una degradación del fondo del río como muestra la Figura 4.6. Cuando el embalse retiene todo el sedimento, entrará agua limpia en el lecho anterior, debajo de la presa, y el río comenzará a llevarse el sedimento. Esta forma de erosión ocurrirá en un trecho suficientemente largo como para permitir al río llevarse toda su primera carga de material de fondo. Como el resultado de esta erosión será un aplanamiento de la pendiente, y una cobertura del fondo del río con material grueso, la longitud del río donde ocurre la degradación, aumentará continuamente. Cuando después de cierto tiempo, el embalse es sedimentado, hasta el punto de que algún sedimento comienza a pasar por encima de la presa, decrecerá la degradación en el lado abajo del embalse. Finalmente, el perfil original del lecho se restaurará, siempre y cuando se restauren los primeros Q , T y d .

Si la entrega de sedimentos de la parte aguas arriba de la presa se parara en forma permanente, y si el fondo del río en el lado de aguas abajo consistirá de material erosionable, el perfil final será una línea casi recta entre un punto exactamente bajo la presa y el nivel del mar, con una pendiente que sería insuficiente para producir velocidades de transporte de sedimentos.

En relación con la degradación bajo la presa, es interesante citar un trabajo de Lane (1934) acerca de esta materia: "Como el resultado de la recuperación de la carga normal de sólidos por parte de un río, después de que aquella fue reducida por condiciones anormales existentes encima de la presa, es la retrogresión, mientras mayor sea la carga normalmente transportada o mayor la proporción de ésta que se deposita en el embalse, más rápidamente ocurrirá la retrogresión. Como las mayores cargas transportadas son producidas por las pendientes más pronunciadas o por un material fino, estas condiciones tienden hacia ratas elevadas de recesión. Un pozo grande tendrá el mismo efecto, ya que éste sacará una mayor parte de los sólidos. Cuando el pozo se ha llenado, cesa la degradación. Para cada tipo de material de fondo, y condiciones de descarga, existe una pendiente definida, estable para cierta cantidad dada de acarreo de material sólido. Si todo el material es eliminado por la presa, esta pendiente es menos pronunciada que cuando aquél es eliminado sólo parcialmente. Si durante la recesión se encuentran capas suficientemente resistentes para prevenir la remoción de más material bajo la pendiente y condiciones de descarga existentes, entonces cesará la retrogresión.

El proceso de degradación, como se discutió antes, resulta bastante complicado de analizar por varias razones. Primero que todo, probablemente el material de fondo no sea uniforme, sino compuesto de granos gradados en tamaño. En este caso el cálculo de la rata de transporte de cada fracción de granos de igual tamaño tendrá que tomarse en cuenta. Una descarga dominante constante puede ser insuficiente para remover las partículas más grandes de sedimentos que se depositaron en épocas de grandes avenidas.

En este caso habría que usar en el cálculo, caudales de diferentes magnitudes. A pesar de estas dos consideraciones, se encontrará que el lecho de un río en degradación resulta pavimentado con las partículas más gruesas que se encuentran en el material de fondo. Para visualizar esto, la siguiente discusión es útil.

La carga de lavaje, se encuentra uniformemente distribuida, y por lo tanto es transportada con una velocidad igual a la velocidad media del agua que lo transporta. La carga de material de fondo suspendida es transportada con una velocidad algo menor que la del río, ya que las altas concentraciones de sedimentos se hallan en las regiones de menor velocidad. La carga de fondo es transportada con una velocidad bastante menor que la media del río. Puede esperarse, por lo tanto, que durante la ocurrencia de una avenida en un río normal gradado, la carga de lavaje es transportada desde su origen, directamente hacia el mar; la carga de fondo suspendida es transportada a una distancia más corta de digamos una cuarta parte de la longitud total del río; y que la carga de fondo es transportada solamente por una fracción de la longitud total del río.

En realidad, el movimiento del material de fondo es todavía más complicado, porque éste no se mueve como una unidad, sino que existe un cambio continuo entre las partículas en movimiento y las que están en reposo. Este intercambio está demostrado claramente por dos experimentos descritos por Einstein (1950): "En el primer experimento se descarga continuamente un caudal sobre un lecho de sedimentos y se agrega sedimento en la parte superior, hasta que la deposición produzca equilibrio a todo lo largo del cauce. Entonces, ciertas partículas marcadas se agregan en el extremo superior. La observación directa muestra que las partículas de material de carga de fondo se mueven con una velocidad comparable a la del agua cerca del fondo, hecha visible con una capa inyectada. Asumiendo que las partículas de material de fondo se mueven a la misma velocidad de la de la capa inyectada, se puede calcular el tiempo de llegada de las partículas. Agregando un cien por ciento como previsión, encontraremos finalmente todas las partículas en el depósito colocado al final del canal de ensayo.

Por el contrario, si el caudal se interrumpe en ese instante y se inspecciona el depósito, encontraremos solamente una o dos de las partículas marcadas. La mayoría de ellas habrán viajado sólo una pequeña fracción de la distancia y se encontrarán en el lecho del río cerca del extremo superior del canal de ensayo. Este resultado no es compatible con la asunción de una condición de equilibrio, a menos que un número igual de partículas de material de fondo sean sacadas del fondo durante el mismo período. Esta posibilidad puede ser probada con otro experimento. Antes de comenzar el experimento, el agua se drena del canal de ensayo y se deja secar el fondo. Se pinta una parte predeterminada del área del fondo, teniendo así marcadas todas las partículas de esa área. De la observación se obtiene que gradualmente todas las partículas marcadas son sacadas y reemplazadas por otras del mismo tipo."

En un río gradado idealmente, se puede observar la siguiente secuencia de eventos durante una avenida. En la primera alza del caudal, el agua es limpia. Prácticamente no existe transporte de sedimentos. Mientras el caudal gana ímpetu, la carga de lavaje y la de fondo son entregadas por la cuenca del sistema fluvial. La carga de lavaje permanece en suspensión. Casi todas las partículas muy finas del material de fondo permanecen en suspensión. Algunas partículas finas forman una porción importante de la composición del material de fondo en descanso. Las partículas más gruesas de la carga de material de fondo suspendida son intercambiadas con mayor frecuencia en el lecho del río. Las partículas más gruesas son removidas solamente durante el pico de la avenida. Con mayor frecuencia, éstas se mueven, ruedan y saltan cerca del fondo. Estas partículas gruesas forman una parte pequeña en la composición de la carga de material de fondo suspendida, mientras que forman también una parte importante del material de fondo en descanso. Cuando los ajustes locales del lecho del río no son tomados en consideración, podría esperarse que el lecho del río conserve la misma elevación, durante el paso de la avenida. La erosión del material del lecho debida al aumento de la turbulencia del río, se balancea con la deposición de otro material de lecho, acarreado por el río desde el lado aguas arriba. Después que ha bajado la avenida, se observará otra vez un estado bajo del río, con una agua clara casi sin transporte de sedimentos.

El fondo del río tendrá todavía la misma elevación de cuando antes y durante la avenida, sólo que esta vez estará formado por material de fondo antes situado alguna distancia aguas arriba.

En la discusión anterior se propuso que el río fuese idealmente gradado y que no ocurrirían ajustes locales en el lecho del río. Estas condiciones no son fáciles de encontrar en la naturaleza. En general, el caudal del río no es gradado todo el tiempo. En otras palabras, la entrega de material de fondo de la cuenca de drenaje no es siempre igual a la carga de material de fondo acarreado por el río con su propio caudal y características de canal. Si, por ejemplo, la entrega de sedimentos baja más de lo debido, puede ocurrir erosión apreciable del lecho. Sin embargo, esta erosión estará restringida principalmente a la localización donde se origina el déficit de carga de sedimento. Después que el río ha recobrado su carga de capacidad, ésta conservará el lecho aguas abajo del río en balance. El efecto de los arcos y secciones angostas en el canal del río, sobre ajustes locales del lecho del río durante avenidas, ha sido ya discutido. El hecho de que muchas secciones de observación están localizadas en forma conveniente en lugares donde el canal del río es angosto, puede contar para la creencia de que el río normalmente erode su propio lecho en épocas de avenidas.

Regresando a la materia de la discusión presente "empedrado del lecho del río por degradación", se le dará especial atención a dos notas del párrafo anterior. Primero, que la fracción de partículas finas en la carga suspendida de material de fondo es mucho mayor que en la composición del material del lecho del río. Segundo, que las partículas finas estando más arriba en la corriente, se mueven más rápidamente que las partículas gruesas. Cuando ocurre la degradación, el primer fenómeno producirá que las partículas más finas del material del lecho sean arrastradas más rápidamente que las gruesas. El segundo fenómeno producirá que las partículas más finas sean acarreadas más rápidamente que las gruesas. Como resultado, la composición del lecho en proceso de degradación será progresivamente más gruesa, y la rata de degradación disminuirá continuamente.

Se ha intentado evaluar este efecto de empedrado, por cálculos. Para este propósito, se trazaron curvas de transporte de sedimentos para cuatro fracciones individuales de material de fondo. Se dividió el río en tramos. Se determinó la capacidad de transporte para cada caso y para cada paso. Sobre la base de entrada de carga a un tramo, se podía determinar la carga de salida. Después de cada paso, se determinó el cambio en la composición del material del lecho. Se asumió que la capa superior de 15 centímetros se alteraría por movimiento de piedras, estando así disponible para la selección de material erodado. Después de determinar el cambio en la composición del material del lecho, al final de cada paso para cada tramo, se debían calcular nuevas curvas de capacidad de transporte de sedimentos para cada nueva fracción de sedimentos, antes de poder comenzar el paso subsiguiente. Este procedimiento era tan laborioso que tomaba a un ingeniero dos semanas completas el calcular la degradación de 15 centímetros. Además, no había seguridad de que la respuesta fuese correcta por las siguientes razones: Primero que todo, la asunción de una capa de 15 centímetros de material del lecho, disponible para la selección, fue cuestionada. Segundo, el cambio en la composición del material del lecho y el cambio en la carga de material de fondo, podrían causar un cambio en la rugosidad hidráulica, lo cual no se consideró en los cálculos. Finalmente, el único método disponible para calcular la capacidad de transporte de los sedimentos, no parecía muy aplicable al caso presente. Por ejemplo, en uno de los pasos se podría hallar que debido a la alta capacidad de transporte para la fracción más fina, todo este material sería sacado de una vez de la capa disponible, de 15 centímetros. Como consecuencia, la composición del lecho para el paso siguiente en el mismo tramo, no contendría nada de este material fino, y consecuentemente, la capacidad de transporte calculada sería prácticamente cero. Como todavía había material fino proveniente de aguas arriba, este tendría que procesarse en los cálculos, como un depósito en el tramo en consideración. Esto era evidentemente una interpretación errónea del verdadero movimiento de sedimentos.

La forma anteriormente descrita de empedrado del lecho, se encontrará que degradan dentro de sus propios depósitos anteriores.

Otra forma de empedrado se encontrará cuando un río se degrada en material externo como depósitos glaciares. En tal caso, el río puede encontrar material que no puede ser removido, como rocas y cantos gruesos. Si éstos se hallan en cantidades muy grandes, el empedrado puede resultar tan efectivo que la erosión termina completamente.

Un descenso ulterior de la rata de erosión puede ser causado por la compactación y la actividad coloidal en los primeros depósitos. Cuando se presentan estas circunstancias, las condiciones de caudal al comienzo de la erosión no son más las mismas del final de la primera deposición. En otras palabras, establece Matthes (1934): "Los valores ordinarios de la fuerza de tracción para traer el material de carga de fondo a un sitio estacionario, no son capaces de volver a poner en movimiento dicho material. Los materiales más finos, como limos y arcillas, se unen más firmemente que las arenas gruesas y gravas." Las cualidades de resistencia a la erosión de arcillas consolidadas son bien conocidas. Harrison (1953) reporta, sobre el delta en el Embalse Conchas del río Canadian South, lo siguiente: "El cauce que ha excavado tres metros en el delta predominantemente arenoso expuso una vieja capa de arcilla. Parecía que esta capa había resistido más cortes a pesar de los guijarros que se encontraron en el lecho, que debían haber sido acarreados y depositados cuando las velocidades sobre la capa eran muy altas. Es significativo que una menor capa de arcilla puede retardar la degradación en un delta que es predominantemente arenoso, fácilmente erodible." Las cualidades resistentes a la erosión, de los depósitos de arena, son menos espectaculares. Sin embargo, al examinar laderas muy escarpadas, frecuentemente encontraremos que los depósitos de arena más bajos y más gruesos, tienen una consistencia mucho más firme y cohesiva que la de las capas sueltas superiores. Cuando las primeras resultan expuestas a la erosión, proveerán indudablemente más resistencia que las capas superiores.

Mientras el río está en su proceso de degradación, no sólo tiene que remover el sedimento del lecho, sino también, después de cierto tiempo, el que resbala por las laderas. En el caso de que el río esté erodando un valle de

considerable profundidad, puede entenderse fácilmente que el sedimento originalmente entregado por el fondo del río es sólo una fracción del entregado por las laderas del valle. Podría parecer que el proceso de arrastrar el material estará de acuerdo con la forma de degradación visualizada en el ejemplo. En un caso real, sería necesario investigar el tamaño de los granos del material de la ladera del valle para calcular las capacidades de transporte correspondiente.

Podría esperarse que el escarpamiento del gradiente del río por degradación conduciría a un más intenso meandro. Esto producirá un ajuste secundario del gradiente y puede modificar la forma del valle del río. Hasta qué extensión ocurrirá este fenómeno, puede tener que ser decidido después de investigar casos similares.

En los párrafos anteriores hemos discutido el efecto de una presa relativamente alta, con su embalse, sobre el régimen del río. Discutiremos ahora el efecto de una presa de baja altura, que es más un dique o vertedero sumergido en el cauce del río. Antes de hacerlo, será conveniente discutir primero las diferentes formas en que el sedimento acarreado por un río puede fluir sobre una cresta fija de un vertedero, como muestra la Figura 4.7. Si la profundidad del agua sobre el vertedero es igual a la profundidad normal del flujo en el cauce del río, podemos esperar un perfil de la superficie del agua, y del fondo del río como muestra la Figura 4.7(a). Si pudiésemos aumentar la profundidad sobre el vertedero, como muestra la Figura 4.7(b), se creará una curva de remanso sobre el cauce. Esto produciría velocidades más bajas, por lo tanto menos capacidad de transporte de sedimentos, y por lo tanto una deposición de éste. La condición final de equilibrio será como la situación presentada en la Figura 4.7(b), donde las velocidades menores en el tramo del remanso están compensadas por una pendiente del fondo más pronunciada, para resultar en la misma capacidad de transporte de sedimentos. Puede notarse que el fondo del río en el tramo uniforme, aguas arriba del tramo de remanso, es ahora a un nivel más alto que en la Figura 4.7(a).

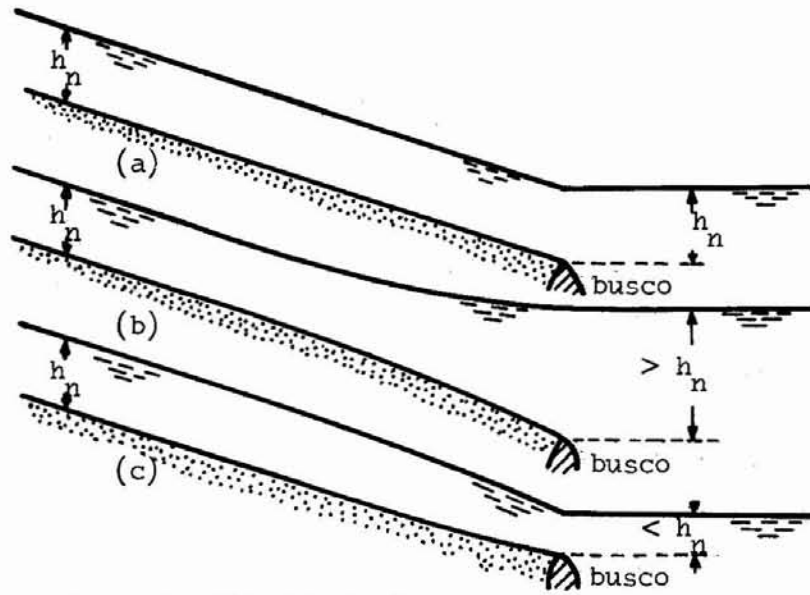


Figura 4.7 - Perfil del fondo cerca del busco.

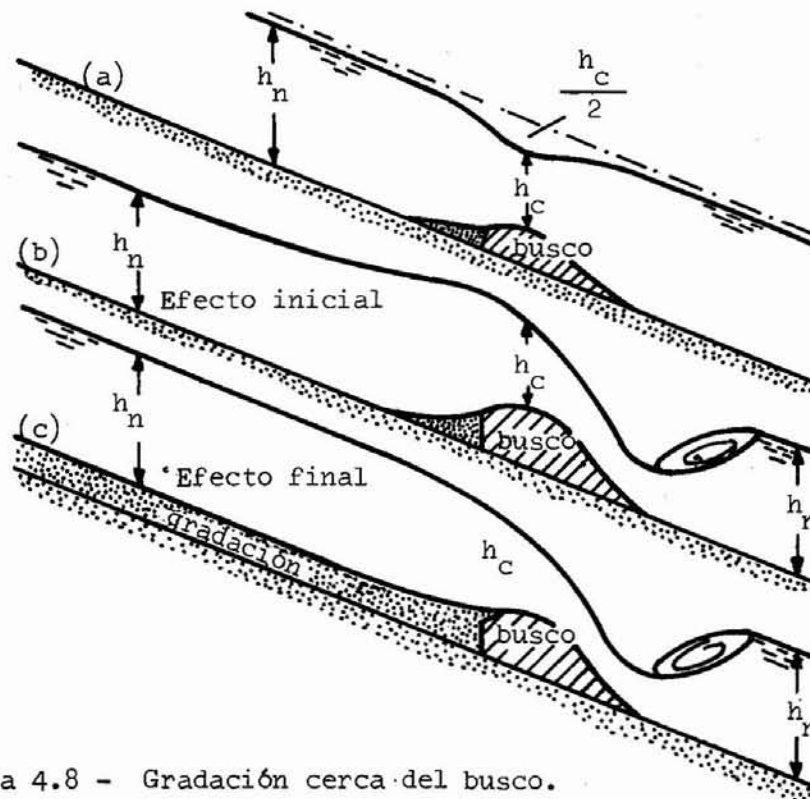


Figura 4.8 - Gradación cerca del busco.

Si la profundidad del agua sobre el vertedero es rebajada, como muestra la Figura 4.7(c), tendrá lugar el fenómeno inverso. En el tramo de caída, las velocidades aumentan y entonces se produce el desgaste. La condición final de equilibrio semejará la situación de la Figura 4.7(c), en la cual el fondo del río en el tramo uniforme de aguas arriba del tramo de caída es ahora más bajo que en la Figura 4.7(a).

Regresemos ahora al problema de la presa de baja altura. Si estamos tratando con un busco bajo que prácticamente no produce remanso, como muestra la Figura 4.8(a), podemos esperar que el efecto sobre el régimen del río es despreciable. No habrá diferencia en la capacidad de transporte de sedimentos hasta llegar al busco bajo. Esta obstrucción será fácilmente rebasada por las partículas de sedimentos debido al aumento local de las velocidades en las cercanías del busco. Suponiendo un busco hidrodinámico de modo que las pérdidas de deceleración, aguas abajo del busco sean despreciables, podemos calcular la máxima altura del busco, para la cual no se produce cambio en el régimen del río, como sigue. La altura del busco más la altura crítica del flujo para la descarga dada, más la altura de velocidad correspondiente (igual a un medio de la profundidad crítica) será igual a la profundidad normal del flujo más su correspondiente altura de velocidad.

Si el busco fuera más alto que lo que da el cálculo anterior, habrá un notable efecto de remanso como muestra la Figura 4.8(b). Por lo tanto había proceso de gradación aguas arriba del busco, y consecuentemente degradación aguas abajo de él, ya que había un mismo Q , con una deficiencia en T . El perfil final del río semejará la situación de la Figura 4.8(c).

Puede verse que la curva de remanso aguas arriba del busco ha resultado una curva de caída, de acuerdo con el concepto de la Figura 4.7(c). El lecho del río aguas arriba del busco, es paralelo al viejo lecho y más alto que éste en una cantidad algo menor que la altura del busco. El lecho del río, aguas abajo del busco, es otra vez normal, ya que los Q , T y d originales han sido restaurados.

Uso consuntivo de agua

Supongamos que el fondo de un río gradado A - B - C, es como muestra la Figura 4.9. En el punto B se toma agua limpia para fines de riego. Esta agua se pierde totalmente y no regresa al río. Consecuentemente, el río, aguas abajo del punto B, necesita una pendiente más pronunciada para transportar su T invariado con un Q menor. Como resultado, se producirá cierta deposición debajo de B. Esto producirá sedimentación en el tramo de remanso. El perfil final del fondo está representado por la línea D - E - F - G. Permanecerá un

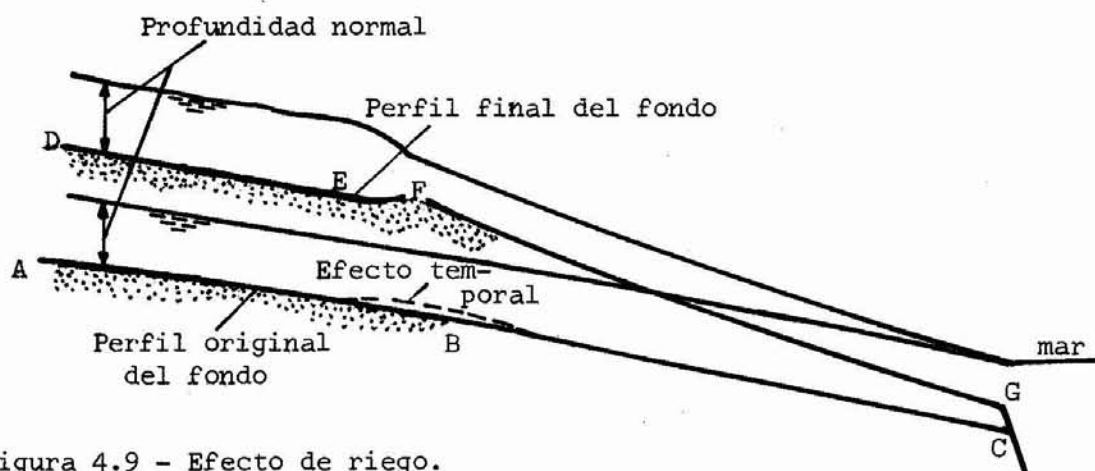


Figura 4.9 - Efecto de riego.

efecto local de caída entre E y F. Nótese que la profundidad normal entre F y G será menor que aquella entre B y C, debido a la pendiente más pronunciada. Por lo tanto, el punto G estará teóricamente un poco por encima del punto C, debido a que el nivel del mar es el mismo.

Una ilustración del efecto temporal del riego, la da Hathaway (1948) en su descripción del río Arkansas: "De sus cabeceras en las Montañas Rocosas, el río Arkansas aumenta en tamaño, con un gran sistema tributario, hasta un punto a unos 80 Km abajo de la presa John Martin. A través de los siguientes 320 Km, el drenaje se limita a una faja muy angosta a lo largo del río. Debido al uso del agua para riego, el caudal normal en estos 320 Km se disipa casi todo y virtualmente el río se seca en la mayor parte del tiempo.

El resultado de esto es un cauce inestable. Después de un prolongado período de estiaje, este cauce es llenado con sedimentos con extenso crecimiento de vegetación. La capacidad del cauce puede reducirse tanto que caudales de 60 a 90 m³/seg. pueden causar inundación de las tierras adyacentes. Después de unos días de avenidas, sin embargo, ocurre una redistribución del material del lecho, produciéndose un cauce erodado, y el material sacado es transportado aguas abajo o depositado en el lecho adyacente. Varios días de avenidas de 140 m³/seg. en 1947, erodaron el cauce hasta que pudo con 200 m³/seg., y después que cesaron las grandes avenidas, se consiguió que el perfil del agua en estiaje había bajado casi 60 centímetros!!

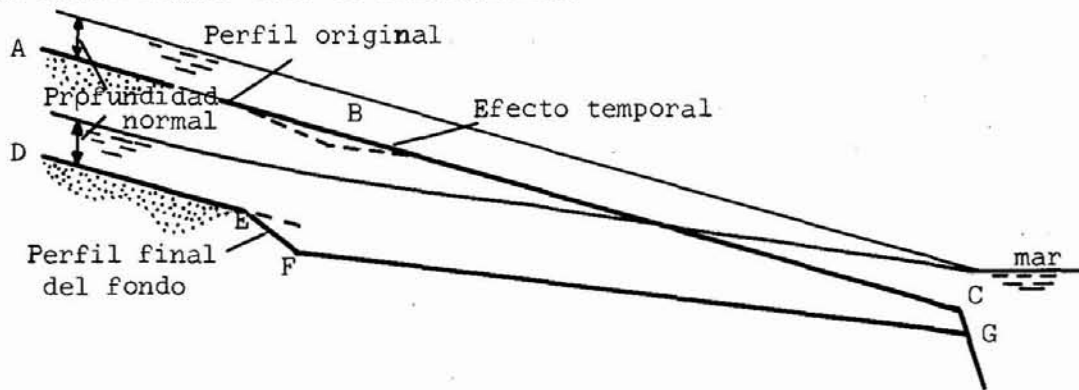


Figura 4.10 - Efecto del dragado.

Dragado del Material del Lecho

Será ventajoso recordar primero el efecto local permanente del remanso sobre el perfil del fondo del río, como muestra la Figura 4.7(b). La salida del fondo del canal está fijada por un busco. La distancia vertical entre el nivel del lago y el tope del busco es mayor que la profundidad normal del canal. En consecuencia, habrá un efecto de remanso. Esto quiere decir que las velocidades decrecen en el tramo de remanso. Por lo tanto, la pendiente del fondo debe aumentar para conservar constante el transporte de sedimentos.

Consideremos ahora un río con un perfil A - B - C, como muestra la Figura 4.10. En el punto B comenzará a ocurrir un dragado continuado del lecho.

Aguas abajo de **B**, el río puede transportar el **T** disminuido con el mismo **Q** con una pendiente más suave. El resultado inicial será un desgaste bajo **B**. Esto bajará el perfil del agua, causará una caída del perfil del agua aguas arriba de **B** y por lo tanto desgaste del fondo. El perfil final del fondo está representado por la línea **D - E - F - G**. Un efecto local de remanso entre **E** y **F** será permanente. Nótese que el punto **G** es levemente más bajo que el punto **C**, debido a la profundidad normal aumentada.

Acortamiento de un Río

Supóngase que un río con un perfil del fondo **A - B - C - D**, como se muestra en la Figura 4.11(a), está acortado por una cortadura en la longitud **B - C**. Los perfiles del agua y del fondo, inmediatamente después de la cortadura, están representados por las líneas **A - B - C - D** y **E - F - G - H** en la Figura 4.11(b). Debido a la caída de la curva en el perfil de **F** a **G**, la erosión local del fondo aguas arriba de la cortadura, empezará a ocurrir. Esto producirá una sobrecarga temporal del río aguas abajo de la cortadura, con la consecuente deposición de sedimentos. El perfil final del fondo está representado por la línea **K - C - D**. Este tiene la misma pendiente que el perfil anterior **A - B - C - D**.

Se puede apreciar que el efecto temporal puede durar un largo tiempo, ya que la baja del perfil **A - B** hacia **K - C** sobre toda la longitud de la parte gradada del río aguas arriba, envuelve la remoción de grandes cantidades de material de fondo. Durante todo este período, estará sobrecargada la parte aguas abajo de la cortadura. Debido a la temporal gradación subsecuente, los estados del río y aguas freáticas subirán de nivel. Debido al acortamiento de la longitud del río y a la pérdida de capacidad de almacenamiento, los picos de avenidas aumentarán en magnitud. Es posible que estos efectos negativos temporales superarán los efectos benéficos finales de la cortadura aguas arriba. Una investigación cuantitativa de este problema, antes de considerar el acortamiento verdadero del río, estará muy justificada.

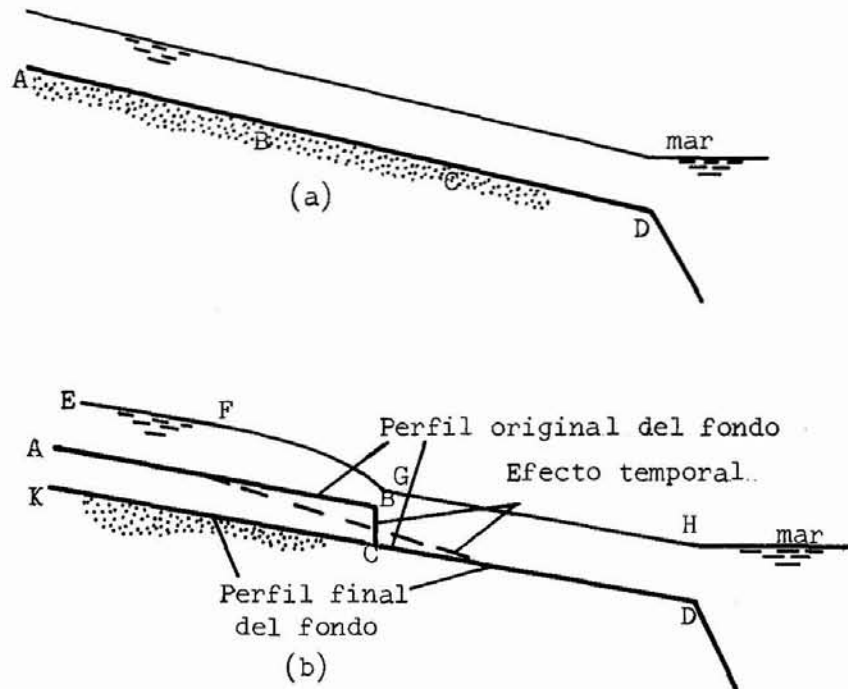


Figura 4.11 - Efecto de la cortadura..

En la sección anterior se asumió que el cambio de pendiente en una distancia de acortamiento sería despreciable. Supongamos ahora que el río es acortado considerablemente por una serie de cortaduras artificiales o por una avulsión mayor en la parte baja del río hacia el mar. La línea **A - B - C - D - E** en la Figura 4.12, representa el perfil del fondo del río gradado en su estado original.

Supongamos que se elimina la parte inferior del río, **D - E**. El estado del río en **D** tendrá que bajar hasta el nivel del mar; se formará una curva de caída aguas arriba de **D**, la erosión del fondo del río comenzará y progresará lentamente aguas arriba.

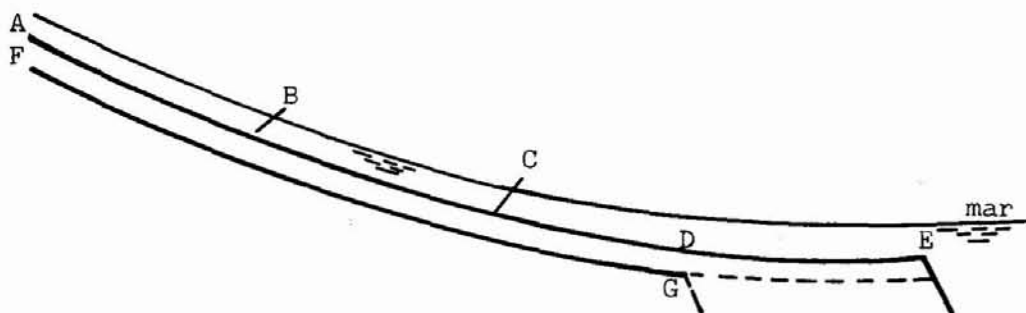


Figura 4.12 - Efecto del Acortamiento del Río.

El perfil final del fondo del río está representado por **F - G**, el cual es el perfil **A - D**, bajado en una distancia igual a la pendiente promedio entre **D** y **E**, por la distancia **D - E**.

Supóngase ahora que el tramo **B - C**, de igual longitud que **D - E**, es eliminado. En otras palabras, el río es acortado a la misma distancia que en el ejemplo anterior. De nuevo, el perfil final es la línea **F - G**. Esto se deduce de lo siguiente: primero que todo, la curvatura en el perfil es un resultado de factores que permanecen constantes; segundo, el extremo inferior del perfil debe coincidir con el nivel del mar. Así, puede verse que el río aguas arriba de **B** será bajado finalmente en una distancia vertical, que no es igual a la diferencia de niveles entre **D** y **E**. El efecto temporal aguas arriba de **B** y aguas abajo de **C** será similar a la situación descrita en la sección anterior, en acortamiento menor de un río.

Alargamiento de un Río

El efecto inverso al acortamiento, será el alargamiento de un río en cierta cantidad. Supongamos que el perfil **A - B** en la Figura 4.13 representa el fondo original de un río gradado. El río es alargado repentinamente en una distancia **B - E**. El perfil final del fondo es **C - D - E**. La pendiente desde **D** hasta **E** continuará decreciendo, comparada con la pendiente aguas arriba de **D**. Por lo tanto, el alza vertical en el perfil del fondo será igual a la pendiente promedio entre **D** y **E**, por la distancia **D - E**.

En este ejemplo se asumió que el río, previamente al alargamiento **B - E**, era gradado, y que durante la gradación temporal del fondo del río de **A - B** a **C - D**, la desembocadura permaneció en **E**. En la mayoría de los casos prácticos no están presentes tales circunstancias simplificadoras y el problema resulta más complicado. Una razón puede ser que el río, en vez de ser realmente gradado, está en proceso de gradación, debido al alargamiento natural de la desembocadura. Esto tendrá el efecto de que la pendiente en el punto **D** en la Figura 4.13, en vez de ser igual a la que hay en **B**, sea un poco más pronunciada.

Para ilustrar esto, vamos a referirnos a la Figura 4.14, donde el proceso de gradación está presente en forma simplificada. El río lleva Q , T y d . Se asume que no hay abrasión del sedimento. La curvatura del perfil del río se debe sólo a la gradación del lecho, que produce continuo decrecimiento en T y por lo tanto continuo decrecimiento en S en dirección aguas abajo. Después que el río ha llegado al perfil $A - B$, el incremento en gradación por unidad de tiempo se representa por el área sombreada entre k y l . Después que el río ha llegado al perfil $C - D - E$, el incremento en gradación en la misma unidad de tiempo se representa por el área sombreada entre m y n . Como Q , T y d permanecen iguales, ambas áreas sombreadas deben ser iguales.

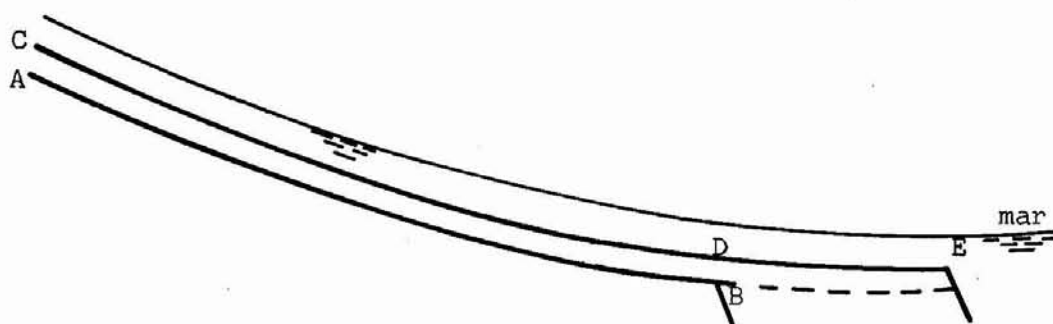


Figura 4.13 - Efecto de alargamiento del río.

La distancia de C a E es mayor que la distancia de A a B . Por lo tanto, el espesor de gradación entre A y B debe ser mayor que entre C y D . Por lo tanto, el transporte en D debe ser mayor que en B . Nótese también que la pendiente en E es menor que en B , porque T resulta menor. El progreso de la desembocadura por unidad de tiempo es menor en E que lo que es en B .

Regulación de Ríos

El río gradado, mostrado en la Figura 4.15(a), será regulado entre B y D . La regulación consistirá de protección de laderas y construcción de diques rompe-olas que angostarán y profundizarán el cauce para adecuarlo a la navegación. La consecuencia inicial de angostar el cauce será un alza de niveles entre B y C , un remanso entre A y B , y una caída entre C y D . El efecto tem-

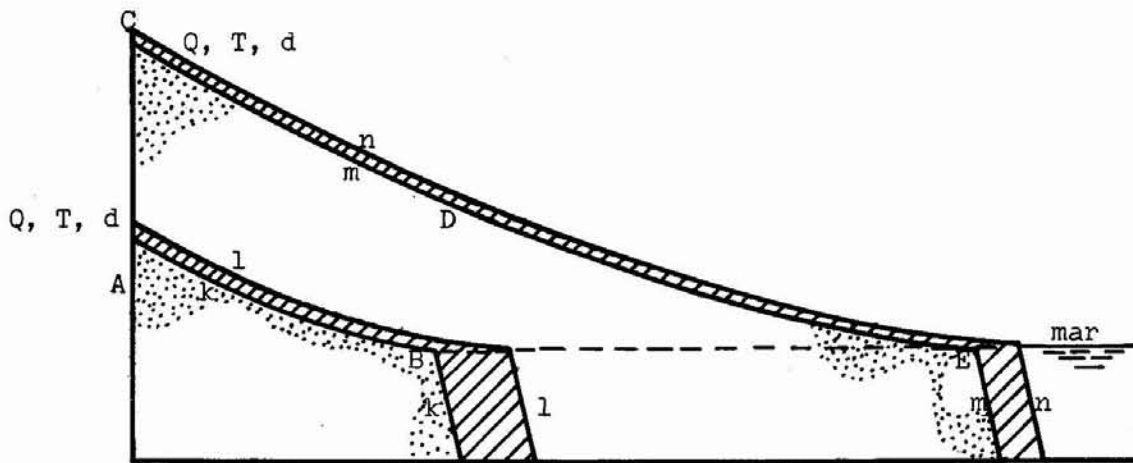


Figura 4.14 - Gradación cerca de la desembocadura del río.

poral en el fondo del río será una sedimentación entre **A** y **B**, leve desgaste entre **B** y **C**, fuerte desgaste entre **C** y **D**, y deposición aguas abajo de **D**, debido a la sobrecarga del río. El efecto final se muestra en la Figura 4.15(b). El perfil original del fondo se representa por la línea **B - D**. Sobre el tramo regulado **B - D**, la pendiente resultará más suave debido a la eficiencia incrementada de transporte de sedimentos. El cambio en la pendiente es desde **B - D** hasta **F - D**. El cambio en el perfil del fondo es desde **B - D** hasta **G - H - I**.

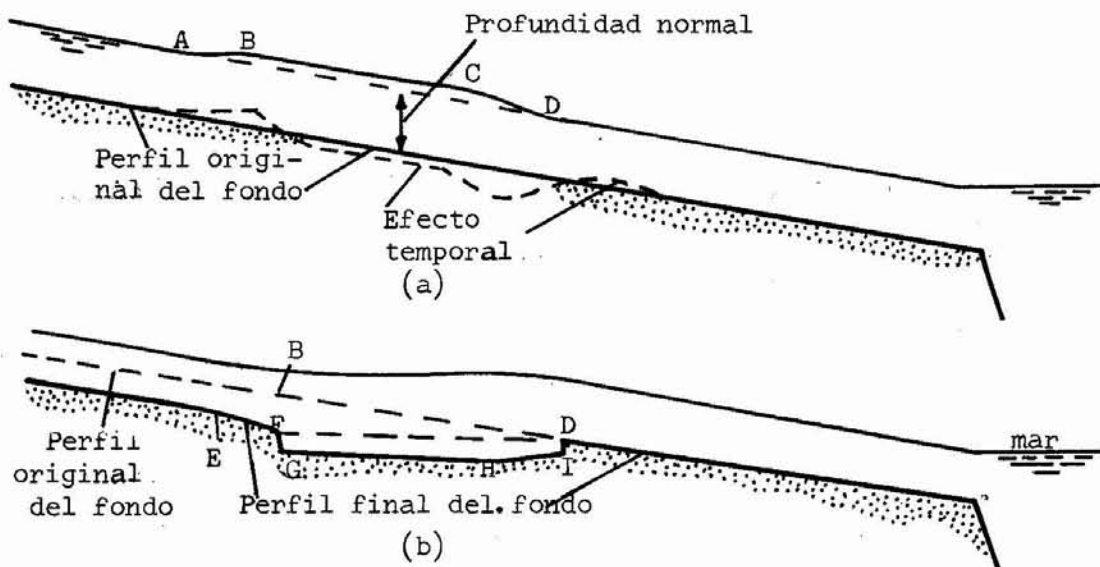


Figura 4.15 - Efecto de la regulación del río.

Esto debido a que el angostamiento del río fue también compensado por un profundizamiento. Entre **H** e **I**, la pendiente del fondo decrece debido al efecto de caída local. Aguas arriba del tramo regulado, la pendiente permanece igual pero el perfil del fondo es más bajo. Entre **E** y **F**, hay un aumento local de la pendiente del fondo, debido al efecto de remanso.

En la discusión anterior se asumió que el angostamiento del río aumentará la capacidad de transporte de sedimentos. Sin embargo, es posible que los trabajos de contracción sean dispuestos de tal forma que cause una disipación considerable de energía por la aceleración y deceleración del caudal. Esto puede retardar tanto las velocidades, que la capacidad de transporte de sedimentos, del río regulado, resulte menor que la del río no controlado, causando así una pendiente más pronunciada en vez de una menor.

Construcción de Diques

Bajo ciertas condiciones, el efecto de la construcción de diques puede ser igual al de la regulación del río anteriormente discutida. En otras palabras, los diques angostarán el curso natural del río, por lo tanto facilitarán el transporte de sedimentos, y consecuentemente disminuirá la pendiente y degradarán el lecho.

Sin embargo, hay otras circunstancias por las cuales la construcción de diques puede tener efecto invertido sobre el perfil del lecho. Para demostrarlo, vamos a referirnos a la Figura 4.16. La línea **A - B - C - D** representa el perfil del fondo de un río gradado. Entre **B** y **C**, el río tiene planos naturales inundables de anchura considerable, que van a ser protegidas con diques. Antes de la construcción de los diques, el río sobrepasaba sus laderas y depositaba sedimentos en laderas y planicies. Como resultado de este proceso natural, la capacidad del cauce disminuye en dirección aguas abajo. La concentración de sedimentos también baja, debido al retorno de agua clara desde las planicies inundables. Después de la construcción de los diques, el cauce del río entre **B** y **C** y entre **C** y **D**, tendrá que acarrear mayores caudales con una mayor concentración de sedimentos.

Los mayores caudales tienden a disminuir las pendientes, mientras que las mayores concentraciones de sedimentos tienden a aumentarlas. Por lo tanto, dependerá de la relación de aumento de caudal, contra concentración de sedimentos, que aumente o disminuya la pendiente del fondo del río. Al considerar la concentración de sedimentos, se debe prestar particular atención a la parte de sedimentos que inicialmente sobrepasaba las laderas, la cual se depositará en el lecho del río después de la construcción de los diques. Supongamos que el río acarrea solamente material grueso, y que nada de éste sobrepasaba las laderas del río antes de la construcción de los diques, entonces el perfil del fondo cambiará, después de dicha construcción, según la Figura 4.15(b). Supongamos ahora que el río transporta limo muy fino y arcilla solamente, de los cuales ninguno se depositará en el fondo del río después de la construcción de los diques, entonces el perfil del fondo cambiará también según la Figura 4.15(b). Sin embargo, si el río acarrea una gran cantidad de material de fondo suspendido, la mayoría del cual se depositaba en las laderas y las planicies inundables, entonces el río tenderá a estar sobrecargado progresivamente en la dirección de aguas abajo, después de la construcción de los diques. El perfil original del fondo **A - B - C - D**, en la Figura 4.16, que tenía una pendiente cada vez menor en la dirección de la corriente, debido al descenso de la concentración de sedimentos, sufrirá la transformación siguiente: **C - D** llegará a ser **G - D**. El aumento de la pendiente es debido al aumento en la concentración de sedimentos. **B - C** llegará a ser **F - G**. La pendiente estará también aumentada, pero no tanto como de **C - D** a **G - D**, porque el aumento en la concentración de los sedimentos ocurre entre **B** y **C** y logra un valor máximo sólo en **C**. **A - B** llegará a ser **E - F**, reteniendo el mismo valor de la pendiente.

El párrafo anterior puede resumirse diciendo que la construcción de los diques puede acelerar el proceso de gradación natural del cauce del curso inferior de un río, porque se excluye a las planicies inundables de este proceso. Un ejemplo de una situación parecida puede hallarse en una publicación de las Naciones Unidas (1951): "En relación con la utilidad de los diques para control de avenidas, las opiniones en la India difieren. Durante algún

tiempo, los ingenieros bengalíes se han pronunciado en contra de los diques. Ellos dicen que parece muy común que los ríos cambien sus cursos en puntos cercanos a la entrada a los deltas, como el Ganges en 1600 - 1700, el Damodar en 1700, el Teesta en 1787 y el Kosi en épocas más recientes. Ellos piensan que es un suceso natural ventajoso que el nuevo curso del río sea en la tierra más baja, siguiendo el borde del terreno ya levantado, como ha ocurrido en todos los casos mencionados. Se concluye, por lo tanto, que restringiendo la actividad del delta, construyendo diques, el problema se hace más agudo y se precipita el tiempo crítico, porque como resultado de los diques, los niveles de avenidas se elevan más rápidamente que sin ellos, y hay lugares en que éstas ya tienen una altura hasta de 5 metros, como en los terrenos a lo largo del Damodar.

CALCULOS DE SEDIMENTOS

Las secciones anteriores han tratado sobre morfología de ríos y están relacionadas con problemas de ingeniería, en términos puramente cualitativos. Se dijo que un río, bajo ciertas circunstancias, "tiende a hacer tal cosa" o "temporalmente hará esta otra". A pesar de que una visión cualitativa de un problema de un río, es un requisito previo para una adecuada respuesta cuantitativa, se debe reconocer que la visión cualitativa sola, difícilmente formará la base para un análisis apropiado de ingeniería. Puede ser cierto que una presa cause gradación del lecho aguas arriba, pero tal afirmación será de inmediato seguida de preguntas prácticas acerca de la cantidad y rata de sedimentación en algunos puntos de interés.

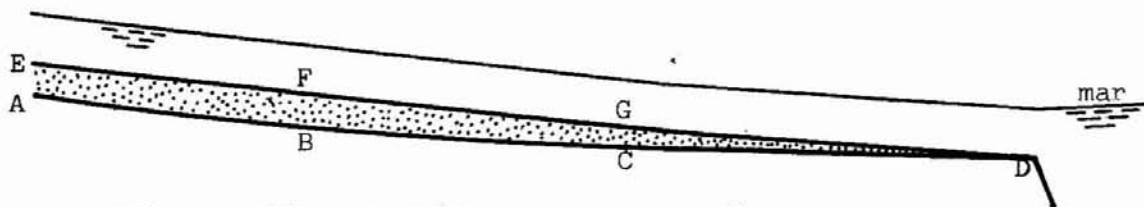


Figura 4.16 - Efecto de presas en el río.

Debe admitirse sin demoras, el estado actual de la ingeniería de sedimentos, no permite la solución de problemas de ingeniería con un grado de precisión comparable, por ejemplo, a la lograda en el cálculo de la curva de remanso. Los problemas de sedimentos son tan complicados como los de hidráulica y el conocimiento sobre transporte de sedimentos es tan limitado que las predicciones de comportamiento de ríos, frecuentemente no son sino suposiciones. Sin embargo, esas predicciones juegan, por fuerza, un papel importante en el planeamiento de cuencas, y por lo tanto es imperativo que sean exploradas todas las posibilidades para hacer la predicción más confiable. Por esta razón algunas de las secciones siguientes contienen discusiones y cálculos incluidos con el objeto de ver mejor los problemas fundamentales de la sedimentación.

Los problemas de sedimentos que son interesantes desde el punto de vista de la ingeniería, se dividen en tres grupos. El primer grupo incluye todos los problemas que resultan de una interferencia artificial deliberada, con el régimen natural del río. La naturaleza de esos problemas ha sido brevemente discutida en la sección anterior. El segundo grupo de problemas surge cuando se considera el establecerse en tierras que son naturalmente el dominio del curso inferior de un río. Las planicies inundables y las áreas de deltas producen excelentes frutales, y las laderas de los ríos son el sitio lógico para construir casas y graneros. En los cruces de arterias de tráfico, las ciudades se levantan tan cerca como les sea posible, y lo mismo ocurre con los ríos, con el propósito de economizar en el transporte de mercancías. Por años, o más bien por centurias, ningún signo podría indicar si es un río en proceso de gradación o no, hasta que repentinamente da una evidencia de ello con la ocurrencia de una avenida extrema, o a través de una alza consistente de los niveles. Para ese momento, es prácticamente imposible evacuar las planicies y entonces el ingeniero se encara a problemas de control de avenidas y de sedimentos. El tercer grupo de problemas es creado cuando la entrega natural de sedimentos desde la cuenca del sistema fluvial, es aumentada o disminuida por ciclos climáticos, o simplemente por la actividad del hombre. El ejemplo más común es un aumento en la carga de sedimentos y la consecuente gradación de los cauces, causados por la deforestación, exceso de cultivos y la destrucción de la cubierta vegetal.

Existen tres métodos principales para tratar con ríos que acarrean mucho sedimento. La utilidad de cada uno de ellos depende de la naturaleza del problema, de las circunstancias locales, y de los aspectos económicos. El primer método consiste en la reducción de la carga de sedimentos por medio de la conservación de los suelos. Existe tan vasta cantidad de literatura sobre este tema, parte de la cual se consigue en Brown (1944), que no es necesaria otra discusión aquí. El segundo método consiste en tratar de aumentar la capacidad de transporte de sedimentos del cauce del río, por medio de trabajos de guía. Se ha notado que un descenso en el ancho del cauce, y consecuente aumento de la profundidad, aumentará la velocidad del flujo. Esto aumentará la capacidad de transporte, y por lo tanto decrecerá la pendiente. Esto conducirá a una solución satisfactoria del problema. El tercer método incluye todos los planes de almacenamiento controlado, por embalses, en planicies inundables o en deltas. En relación con esta materia, es interesante la siguiente cita de E.W. Lane en su discusión de un trabajo de Todd (1940): "A menos que el caudal de entrada de sedimentos en el lado occidental del Delta del Río Amarillo pueda ser hecho igual al que sale al mar en el lado oriental, un sistema único de diques no será una solución permanente para las inundaciones de este río, ya que la capacidad de almacenamiento de sedimentos elevará el lecho y producirá progresivamente niveles más altos de inundaciones, hasta llegar a una altura tan alta, que la construcción de los diques sería muy cara e insegura. En esta condición, si ocurre una rotura, la elevación del lecho será mucho mayor que las tierras, de modo que el agua no podrá ser forzada a volver al cauce. Como no parece probable que en las partes planas, la combinación de reducción de entrada de sedimentos por conservación de suelos, y aumento de caudal de salida de sedimentos por trabajos de guía, pueda reducir el exceso de entrada con respecto a salida, hasta cero, cierta forma de almacenamiento de sedimentos controlado, debe formar parte de cualquier plan permanente para el control de inundaciones del río Amarillo. Si éste fuera el caso, tal almacenamiento tendría que ser continuamente descargado, si no, tarde o temprano será rellenado por el sedimento. Parece, por lo tanto, que ninguna combinación de obras puede por sí sola ser una solución completa al problema del control de avenidas, sino que tarde o temprano tendrán que hacerse otros trabajos, de modo que el control del río Amarillo será un proceso continuo de obras.

Otra razón por la cual el trabajo continuo será necesario, es que como los sedimentos continúan siendo transportados hacia el mar, la desembocadura del río se moverá hacia afuera. Los diques del río, por lo tanto, tendrán que ser extendidos hacia el mar, y los que ahora están allí, tendrán que ser levantados. A pesar de que este proceso será sin duda lento, es inevitable. Al pensar en el mejor plan para el control del río Amarillo, debemos darnos cuenta de que ninguna solución eliminará enteramente la necesidad de construcción futura, y por lo tanto los trabajos que obviamente no son una solución permanente, serán considerados junto con aquellos que sí parecen serlo, pero que en realidad no lo son, soluciones permanentes. Cuando consideramos la necesidad de almacenamiento de sedimentos controlado, en cualquier plan de control permanente de avenidas, con los gastos y las dificultades consecuentes, debidos a la oposición de los propietarios de tierras, la ventaja de la conservación del suelo desde el punto de vista de control de avenidas, resulta aparente. Desde luego que tales medidas también serán un gasto continuo, pero parece cierto que un programa grande de trabajos para conservar todo el suelo posible en su sitio, será más barato y más satisfactorio que el almacenamiento artificial de suelo después de que éste llegue al río.

Medición del Transporte de los Sedimentos

Se recordará que el sedimento transportado por un río se divide en tres grupos. El primer grupo es la carga de lavaje. Esta fracción de los sedimentos consiste de las partículas de sedimento suspendido, más pequeñas, y puede ser medida con varios medios. Normalmente, un río nunca acarrea carga de lavaje a su capacidad máxima, ni existe una relación determinada entre la descarga del río y la concentración de carga de lavaje. Cuando el problema de la sedimentación concierne al transporte promedio anual de carga de lavaje, y cuando se dispone de muchos años de observaciones, esta falta de relación no presenta dificultades muy serias. En otros casos, producirá mucha incertidumbre.

El segundo grupo de sedimento transportado por un río se llama carga de material de fondo suspendida. Este sedimento es por definición abundante en el lecho del río. La concentración de este sedimento en el caudal puede ser medida por varios medios, y es función de la descarga. Cuando no hay disponibilidad de observaciones, esta función puede establecerse teóricamente. Einstein (1950) desarrolló una fórmula para el transporte de carga de fondo que permite una estimación de la concentración a corta distancia sobre el lecho del río. O'Brien (1953), Lane y Kalinske (1939) y otros investigadores han desarrollado fórmulas para calcular la concentración del material de fondo suspendido en todos los puntos sobre la vertical, cuando la concentración en un punto está dada. Combinando estos dos métodos, es posible calcular la concentración del material de fondo suspendido cuando se da el análisis granulométrico de éste. Sin embargo, Brown (1950) puntualiza que pequeños errores en las diferentes asunciones que se tienen que hacer, pueden conducir a errores graves en los resultados.

El tercer grupo de sedimento transportado se llama carga de fondo. Este sedimento es también muy abundante en el lecho del río. Gran número de investigadores han presentado fórmulas que permiten el cálculo de la carga de fondo cuando las características del flujo y la granulometría del material del lecho son conocidas. La mayoría de las fórmulas se basan en experimentos de laboratorio. Desafortunadamente, es extremadamente difícil comprobar la precisión de las fórmulas, porque no se dispone de instrumentos confiables para medir la carga de fondo de un río. Elzerman y Frylink (1951) describen mediciones efectuadas en el río Rhin. Los autores concluyeron que las fórmulas modificadas, Kalinske y Meyer-Peter están muy de acuerdo con las observaciones. Sin embargo, algunas de las cuarenta mediciones que se han presentado, varían en más del cien por ciento de la curva teórica. Si se piensa que cada medición representa el valor promedio de diez observaciones, repetidas sobre varios puntos de una sección transversal, y efectuadas en tres secciones transversales, entonces parece que también estas fórmulas son todavía imperfectas o que el método de muestreo es inadecuado.

Las tres formas de transporte de sedimentos que fueron discutidos en los párrafos anteriores, han sido materia de extensas investigaciones, y se ha publicado mucho acerca de ello, presentando los resultados de experimentos de laboratorio y análisis matemático. Algunas de las publicaciones más importantes pueden hallarse en la bibliografía. Más referencias pueden conseguirse en Brown (1950) y Chien (1955).

Como para asimilar todo este material, se requiere mucho tiempo y esfuerzo, es interesante discutir hasta qué punto el estudioso de la morfología de río podría concentrarse en los mecanismos de transporte de sedimentos. Esto dependerá por supuesto del propósito del estudio. Si éste tiene el carácter de investigación, estará garantizada una extensa revisión de la literatura. Si el propósito es resolver problemas de ingeniería práctica, parecerá más importante ganar entendimiento en el transporte de sedimentos, más en el amplio sentido del régimen del río que en el estrecho sentido del movimiento de una partícula.

El ingeniero, encarado a problemas prácticos de sedimentos, también conservará en mente que el resultado de mucha investigación teórica no es aplicable a problemas prácticos. Esto tiene su causa en la complejidad del comportamiento de río, comparado con la simplicidad de los experimentos de laboratorio, sobre los que se basan sus resultados. Sería interesante discutir si la actual ciencia de la ingeniería de sedimentos no beneficiará más desde una colección y análisis sistemáticos de datos de campo, que desde trabajo teórico de investigación.

Las observaciones de las concentraciones de sedimentos de caudales de río forman la base de los cálculos de sedimentos. Al medir el transporte de sedimentos, existen dos problemas. El primero consiste en seleccionar los sitios apropiados a lo largo del sistema fluvial, los puntos apropiados en la sección transversal, y la frecuencia apropiada de mediciones. El segundo problema consiste en tomar la muestra de sedimento con el instrumento apropiado y en la forma apropiada. Sobre el segundo problema, se han publicado numerosos trabajos por el gobierno Norteamericano (1952).

Un resumen de esos trabajos se puede encontrar en el último capítulo de una publicación de las Naciones Unidas (1953) sobre problemas de sedimentos. Puede notarse en este punto que el llamado sacamuestras de sedimentos integrado al fondo es un aparato que se baja desde la superficie del río al fondo, y luego se saca a una velocidad uniforme, extrayendo una muestra continua del agua del río, en ese viaje de regreso. Así obtenemos una concentración promedio de sedimentos en esa vertical particular del río. El sacamuestras de sedimentos integrado se baja hasta un punto en especial en la vertical, donde se abre la nariz, de modo que la muestra de agua entra en el aparato. Después de unos segundos se cierra la nariz y se extrae la muestra. Así hemos obtenido la muestra en un punto particular de la sección transversal. El sacamuestras de material del fondo es un aparato que extrae una paletada de material del lecho, de modo que pueda ser analizada su granulometría. El sacamuestras de material de fondo se baja al fondo del río y se deja allí cierto tiempo, para atrapar la carga de fondo que pase. Cuando ésta es alzada, se pesa su contenido, lo cual forma la base para calcular el movimiento de carga de fondo total. Se dijo antes que todavía no se han desarrollado buenos aparatos para muestreo del material de fondo. Esto se debe mayormente al movimiento intermitente del material de carga de fondo, así como las perturbaciones locales de los patrones de flujo causados por el sacamuestras mismo.

Con respecto al problema de localizar los puntos de muestreo, puede ser de interés una breve discusión. El factor más importante para seleccionar el punto de muestreo, así como la frecuencia del muestreo, es la naturaleza del problema de sedimento. Por ejemplo, si el problema consiste en predecir la rata de sedimentación en un embalse que se está planeando, el ingeniero se verá primeramente interesado en el volumen promedio anual de transporte de sedimentos en el sitio del embalse. Para este propósito, será suficiente tomar muestras sistemáticas de sedimento en el sitio durante varios años. Si el material de fondo del río es relativamente fino, de modo que la carga de fondo resulte una fracción despreciable de la carga total, sólo tendrán que tomarse muestras integradas. Si el material de fondo es relativamente grueso, de modo que la carga de sedimentos suspendida resulte una fracción de la carga total, será suficiente tomar mediciones de la carga de fondo.

Sin embargo, cuando el problema de sedimentos consiste en predecir los cambios en las características del cauce como consecuencia de la planificada construcción de trabajos de guía, el ingeniero estará interesado no solamente en el volumen del sedimento transportado, sino también en la composición del sedimento, y en la forma de ser transportado a lo largo de toda la sección del río bajo consideración. Para este propósito, puede ser necesario tomar muestras sistemáticas de sedimentos punto-integradas, en varias verticales de una sección transversal, de varios sitios a lo largo del río, conjuntamente con muestras de material de fondo local, posiblemente suplementadas con mediciones de la carga de fondo.

Podría decirse brevemente que el ingeniero tiene que determinar primero si su problema de sedimentos puede ser resuelto por simples cálculos volumétricos o por complicado análisis de equilibrio del cauce. En el primer caso, observaciones simples serán suficientes. En el segundo caso, el ingeniero tendrá que hacer uso de fórmulas teóricas y empíricas, que pueden ser usadas solamente si se dispone de una gran cantidad de datos detallados sobre el sedimento.

Como ejemplo, puede ser interesante discutir uno de los problemas de sedimento del Delta Saskatchewan. La mayoría del sedimento acarreado por el río, actualmente se deposita en el área del lago Cumberland. Como resultado, el cauce del río bajo el lago se está degradando. Después de unos años, el lago será rellenado y puede esperarse que la salida comenzará entonces a gradarse. El problema es primero determinar a cuántos años después será rellenado el lago, y segundo, a qué rata se producirá la gradación bajo el lago. El primer problema es de cálculos volumétricos; el segundo es de equilibrio del cauce. Para obtener los datos necesarios, se ha colocado un grupo de estaciones para medir los volúmenes transportados de sedimentos a través del área del delta. En estas estaciones se toman muestras de sedimentos integrados, durante las inundaciones y dos veces por semana para el balance, en la estación lluviosa. Otro grupo de estaciones se coloca para estudiar la distribución de sedimentos sobre toda la sección transversal. Cerca de una

de esas estaciones, el río estará actualmente en equilibrio. En esta sección, el material del lecho estará calculado sobre la base de las características del cauce, y de la composición del material del fondo. Como las cifras concuerdan bastante bien, el mismo método de cálculo será usado para predecir el transporte de sedimentos por circunstancias donde sólo las características del cauce son conocidas y donde se estima la composición del material del lecho. Después de haber establecido el transporte de material de fondo para diferentes características de cauce, podrán comenzar los cálculos de gradación.

Carga de Material de Fondo

En los párrafos precedentes se discutió que la carga de material de fondo es normalmente función de la descarga del río, y que en su totalidad es material del lecho que se mueve muy cerca del fondo, más material suspendido que se mueve por encima del fondo. Como es difícil medir la carga de fondo, es interesante conocer la proporción aproximada de carga de fondo a material suspendido. Para este propósito se han hecho algunas mediciones, basadas en la teoría desarrollada por Einstein (1950). En la siguiente Tabla 4.1 se da la relación de carga total a carga de fondo, como función del tamaño del grano y de la profundidad del flujo, para un río infinitamente ancho y pendiente de 0,00020.

Tabla 4.1 - Relación de Carga Total a Carga de Fondo

Profundidad del flujo (metros)	Diámetro de granos en milímetros				
	0.84	0.42	0.21	0.11	0.07
2	1.1	1.2	2	20	300
3	1.2	1.4	3	200	2.000
4	1.3	1.6	4	400	4.000
5	1.4	1.7	6	800	6.000
5,5	1.5	2.0	12	2.000	12.000
6,5	1.7	3.0	40	5.000	22.000

NOTA: Un factor de 2.0 representa cantidades iguales de carga de fondo y material suspendido.

De esta tabla, puede verse que un descenso en el diámetro de material de fondo, de 1 a 0,1 milímetros da un enorme incremento de la relación de carga total sobre carga de fondo. Para un diámetro de 1,0 mm, la carga de material de fondo suspendida. Debe pensarse que la cantidad absoluta de carga de fondo generalmente aumenta con un descenso en el diámetro de los granos, pero la cantidad absoluta de material de fondo suspendido aumenta tan rápidamente que la relación entre ambos sufre un cambio considerable. Algunas mediciones en el río Rhin, reportadas por Schaank y Slotboom (1937), indican una carga de material de fondo de 900 toneladas por día, que comparada con una carga de material de fondo suspendida de 50 toneladas por día, dan una relación de carga total a carga de fondo, de 1,05. El diámetro promedio de los granos del material de fondo era de 1,0 mm, la profundidad del flujo unos 4 metros, la pendiente de 0,00015, y la descarga $280 \text{ m}^3/\text{seg}$. Las mediciones en el río Colorado, reportadas por Grunsky (1930) y otros, indican una carga de material de fondo suspendida de unas 2.500.000 toneladas por día, durante una descarga de $1.400 \text{ m}^3/\text{seg}$. El diámetro promedio del material de fondo fue de 0,1 mm. A pesar de que no se reportaron mediciones de carga de fondo, se puede apreciar fácilmente que la carga de fondo era una fracción de la carga total. Las mediciones en el río Amarillo reportadas por Todd y Eliassen (1940) indican una carga de material de fondo suspendida de 150.000.000 toneladas por día, en una descarga de $11.300 \text{ m}^3/\text{seg}$. El diámetro promedio del grano del material de fondo era 0,01 mm. No se reportó medición de carga de fondo. Sin embargo, la carga de fondo debió haber sido una fracción despreciable de la carga total. Esto se piensa al considerar el hecho de que las partículas de la carga suspendida ocuparon más o menos el cinco por ciento de la sección transversal del río y se movían con la velocidad del agua. La carga de fondo, sin embargo, la cual es por definición el material que se mueve en o cerca del lecho, pudo haber ocupado sólo una fracción de un porcentaje de toda la sección transversal del río, y se debe haber movido con velocidad mucho menor.

Transporte promedio anual de Sedimentos

Como no hay una relación definida entre la descarga del río y la carga de lavaje, la única forma de determinar una cifra confiable para el transporte

promedio anual de carga de lavaje, es tratando este problema en la misma forma que aquél de determinar el promedio anual de escurrimiento. Se deben hacer observaciones diarias durante diez a veinte años. Después de ese período, el transporte promedio anual puede ser determinado con buena precisión. Si no se dispone de ese tiempo de observaciones, se puede establecer una relación promedio entre la descarga y la carga de lavaje, y calcular la carga de lavaje promedio anual, en la misma forma como se discutirá para la carga de material de fondo en los párrafos siguientes. Sin embargo, hay que darse cuenta que estos cálculos están sujetos a considerable error.

En las secciones precedentes, se discutió que la relación entre carga de material de fondo y la descarga, puede ser determinada a partir de las observaciones, y también analíticamente, cuando la composición del material de fondo y las características hidráulicas del cauce están dadas. En el caso de que las observaciones estén disponibles, el procedimiento más preciso para determinar el transporte promedio anual de material de fondo suspendido, es como sigue. La concentración de material de fondo sobre la sección transversal del río es conocida, de las muestras de sedimento suspendido. En la Figura 4.17(a) se muestra la concentración de material de fondo suspendido en una vertical, para una descarga en particular. En la misma vertical, las mediciones de velocidad han sido tomadas de modo que la distribución de velocidad, como muestra la Figura 4.17(b), sea también conocida. Combinando estos dos gráficos, la rata de transporte del material de fondo, aún en la misma vertical, puede calcularse y se muestra en la Figura 4.17(c). Cuando estas observaciones han sido repetidas en diferentes verticales de la misma sección transversal, para la misma descarga, el transporte total de material de fondo suspendido a través de esa sección transversal, puede ser determinado. Otra forma menos refinada de obtener los mismos resultados consiste en tomar muestras de sedimento suspendido integrado, en cada una de las verticales. En ese caso, la rata de transporte en cada vertical por cada 30 centímetros de ancho, se encontrará multiplicando la concentración de la muestra con la velocidad media y la profundidad. Un procedimiento más simple pero todavía menos preciso consiste en tomar una muestra de sedimento suspendido integrado, cerca del centro del flujo y multiplicar su concentración por la descarga a través de la sección transversal.

Para propósitos prácticos, el último método es el más usado para tomar muestras diarias. Para determinar el grado de confiabilidad de las muestras en una vertical, éstas son duplicadas varias veces por año por el segundo método, y otras pocas veces por el primer método. Del último puede ser posible determinar un coeficiente de corrección que puede ser aplicado a las mediciones diarias de una sola vertical, para lograr la carga de sedimento diaria, correcta, en el día.

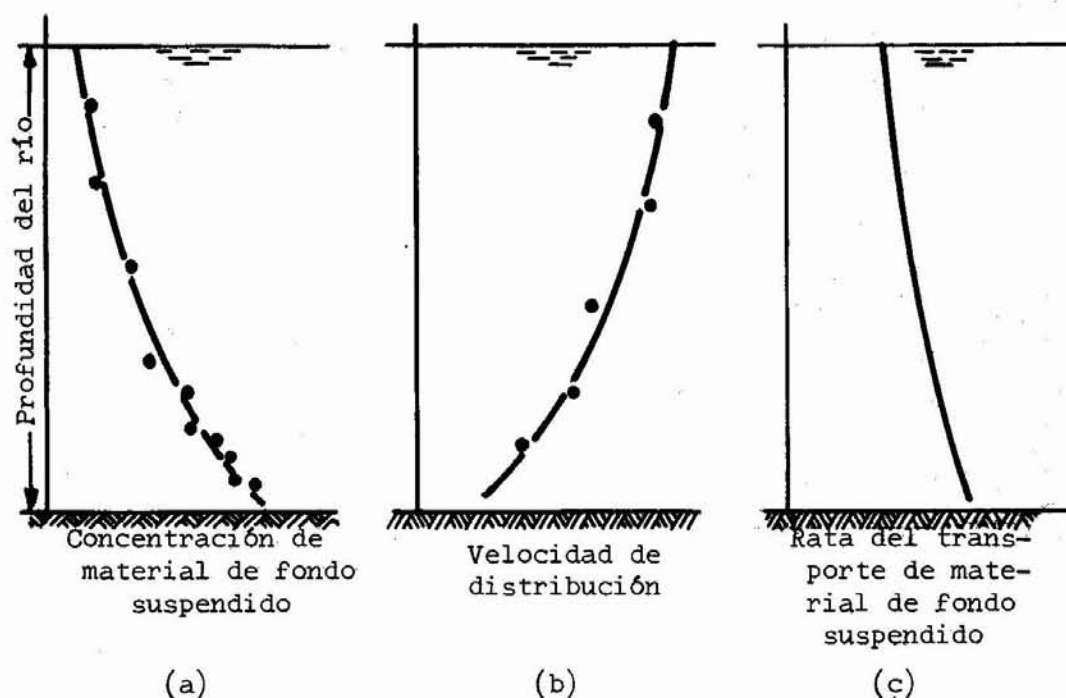


Figura 4.17 - Transporte de material de fondo en vertical.

La discusión del párrafo anterior estuvo restringida a carga de material de fondo suspendida. La carga de fondo incluída. Cuando el material de fondo es relativamente grueso, la carga de material de fondo suspendida será una fracción de la carga de fondo, y resulta importante determinar esta carga de fondo independientemente, o por mediciones o por aplicación de las diversas fórmulas, o por ambos métodos. Cuando el material de fondo consiste de granos

medianos, la carga de fondo puede ser del mismo orden de magnitud que la carga del material de fondo suspendida. En ese caso, es todavía importante determinar la magnitud de la carga de fondo. Esto puede hacerse sólo por cálculos, ya que la necesidad de chequear los cálculos con mediciones de campo, no es tan urgente. Cuando el material de fondo es relativamente fino, la carga de fondo será una fracción de la carga total y puede incluirse en la carga total simplemente por extrapolación en la curva, en la Figura 4.17(a) hasta el fondo.

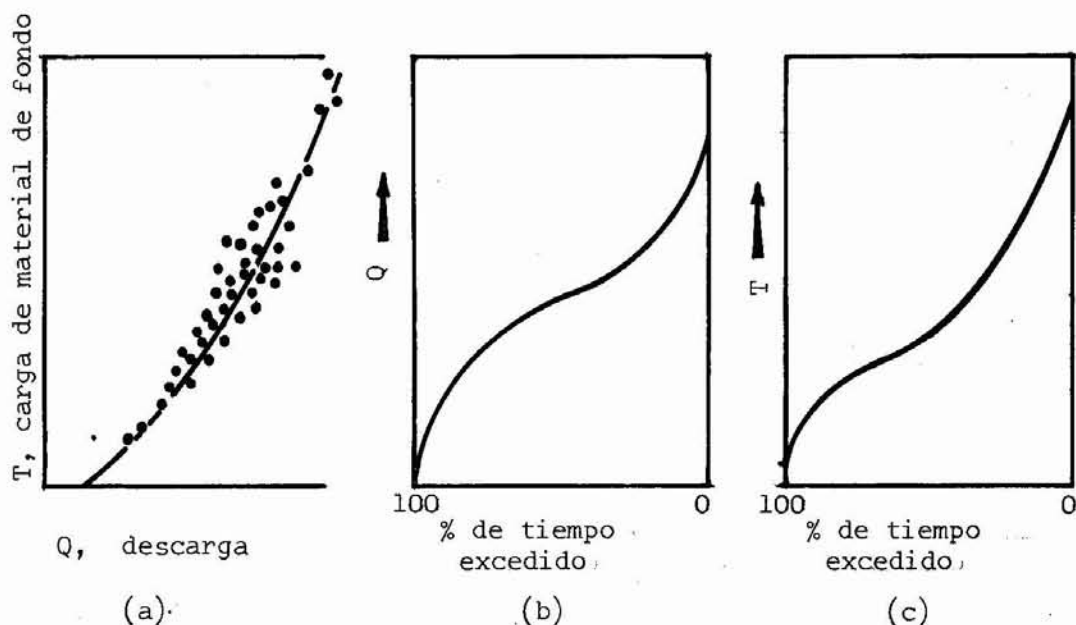


Figura 4.18 - Curva de duración del transporte de material de fondo

El resultado del cálculo y de las observaciones será una cifra para el transporte total del material de fondo, para cierta descarga. Cuando esto se repite para diferentes descargas, se obtendrá una relación como muestra la Figura 4.18(a). Supóngase que tenemos registros de caudal durante muchos años, de modo que se puede construir una curva de duración, como muestra la Figura 4.18(b). El paso siguiente será combinar las figuras 4.18(a) y 4.18(b) para que resulte la 4.18(c), la cual es una curva de duración para el transporte de material de fondo. De estas curvas podemos calcular fácilmente el transporte de material de fondo promedio anual, como muestra la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 - Carga promedio anual de Sedimento Suspendido, Río Saskatchewan Sur, en Outlook
(de Kuiper, E.: Reporte de Sedimentación Embalse Saskatchewan Sur)

Q (pie ³ /seg.)	% Tiempo excedido	% Tiempo Intervalo	Carga de Sedi- mento suspend.	Carga de Sedi- mento suspend. promedio	Contribución al total
500	100		50		
		50		525	300
5.000	50		1.000		
		30		6.000	1.800
16.000	20		11.000		
		10		21.500	2.100
25.000	10		32.000		
		5		59.000	2.900
35.000	5		86.000		
		3		158.000	4.700
48.000	2		230.000		
		1		365.000	3.700
60.000	1		500.000		
		0,6		750.000	4.500
76.000	0,4		1.000.000		
		0,3		2.000.000	6.000
104.000	0,1		3.000.000		
		0,1		6.000.000	6.000
148.000	0		9.000.000		
					32.000

$$\frac{32.000 \times 365 \times 2.000}{43.600 \times 90} \times 1.230 = 7.011.000 \text{ m}^3 \text{ por año}$$

NOTA: Las cifras sobre transporte de sedimentos están en ton/día.
El peso del sedimento 1.442 kg/m³, asumido.

Gráficos de Transporte de Sedimentos

Se dijo antes que la relación entre descarga, transporte de sedimentos, tamaño de sedimentos y pendiente del río puede ser determinada con el procedimiento Einstein (1950). Debido a la naturaleza complicada del problema, la aplicación de la teoría de Einstein es un proceso muy laborioso, donde fácilmente se pierde de vista lo que se está calculando. Además, el resultado final puede contener un error muy grande. Esto se debe a las muchas asunciones que se deben hacer al aplicar la teoría. Por esta razón sería mucho mejor desarrollar las relaciones de mediciones de campo más que de la teoría.

Sin embargo, las mediciones de campo son costosas y tienen que tomarse por períodos muy largos para obtener buenos resultados. Por lo tanto, si no se dispone de mucho tiempo ni fondos, el ingeniero debe apelar a la teoría, y una respuesta con un posible error es mejor que ninguna respuesta.

Es conveniente tener a disposición algunos gráficos para mostrar la relación entre diferentes variables para los valores más comunes de pendiente, descarga y tamaño de sedimentos. Tales relaciones gráficas se presentan en las Figuras 4.19 a 4.23. No se puede hacer mucho énfasis en que estos gráficos sólo sirven al propósito de una orientación preliminar.

La Figura 4.19 muestra en escalas logarítmicas el material de fondo transportado (material del fondo más material de fondo suspendido) en toneladas por día, por 30 cm de ancho, para material de fondo uniforme, como función de la descarga y la pendiente del río. El tamaño del grano de 0,1mm es más o menos el límite inferior para la aplicación del procedimiento Einstein. La mayoría de los ríos aluviales gradados tienen un material de fondo que varía de 0,1 a 1,0 mm. La Figura 4.20 es suplementaria a la anterior, y muestra la relación de carga de material de fondo total a carga de fondo.

El siguiente ejemplo ilustrará el uso de estos gráficos. Asumamos un río con un ancho de 300 metros, una pendiente de 0,0001, una descarga de $1.700 \text{ m}^3/\text{seg.}$ y un material de fondo uniforme, con diámetro de 0,25 mm. De la Figura 4.19(b) se lee que el transporte de sedimentos que corresponde a $1,7 \text{ m}^3/\text{seg.}$ es 1,6 toneladas por día por 30 cm de ancho. Esto arroja para todo el río 1.600 toneladas por día. De la Figura 4.20(b) se puede ver que la fracción carga de fondo de este total es cincuenta por ciento.

Los gráficos mencionados tratan con material de fondo uniforme para limitar el trabajo involucrado en su preparación. Sin embargo, el material de fondo usualmente consiste de una mezcla de granos de varios tamaños.

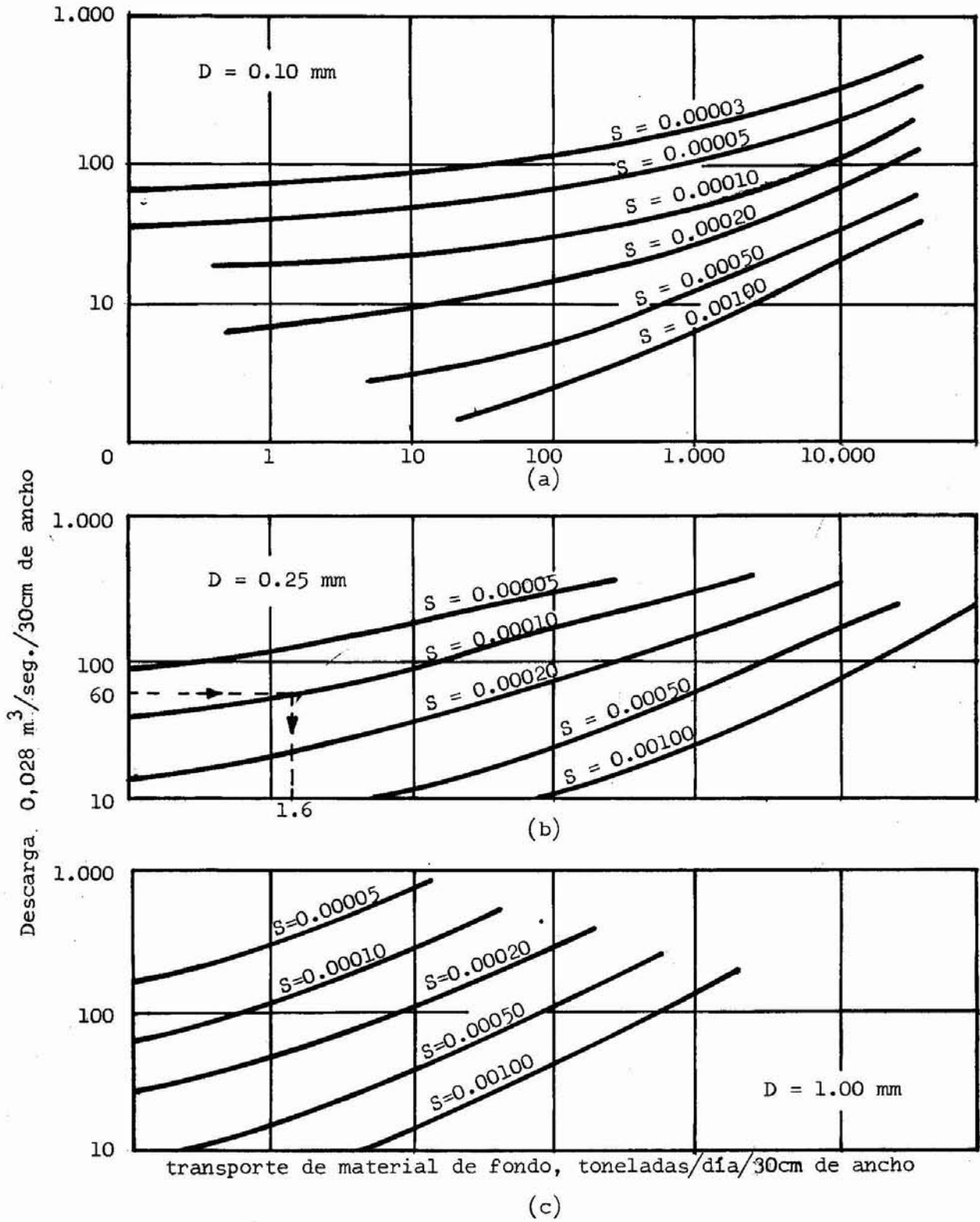


Figure 4.19 - Gráficos de transporte de sedimento para material uniforme de fondo.

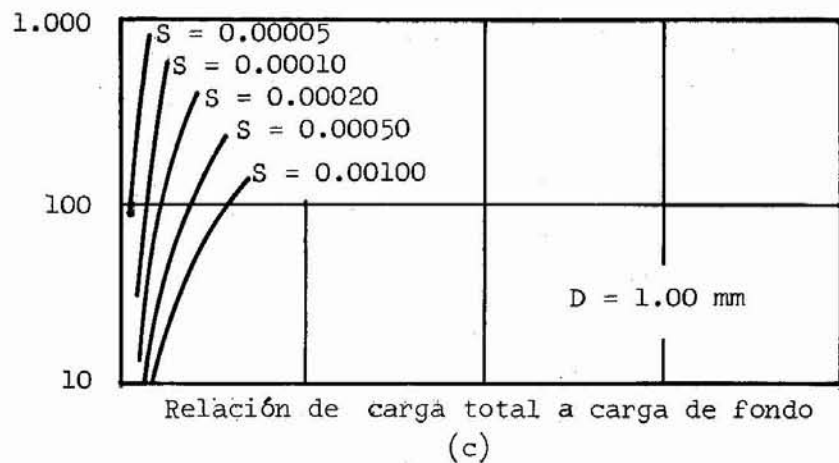
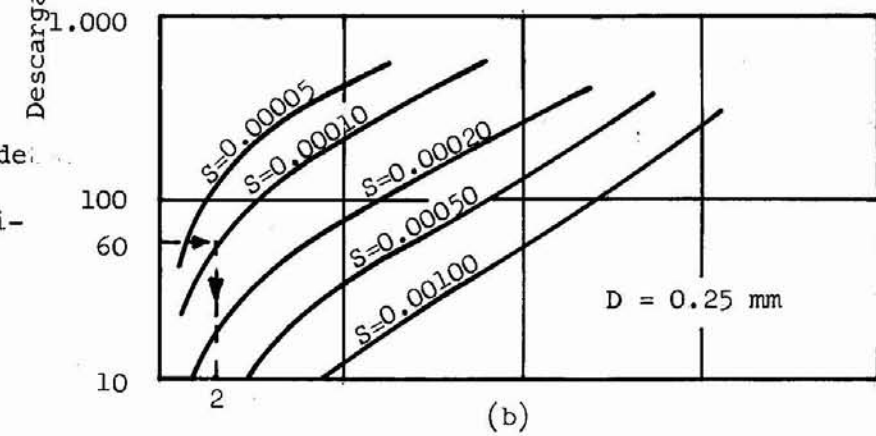
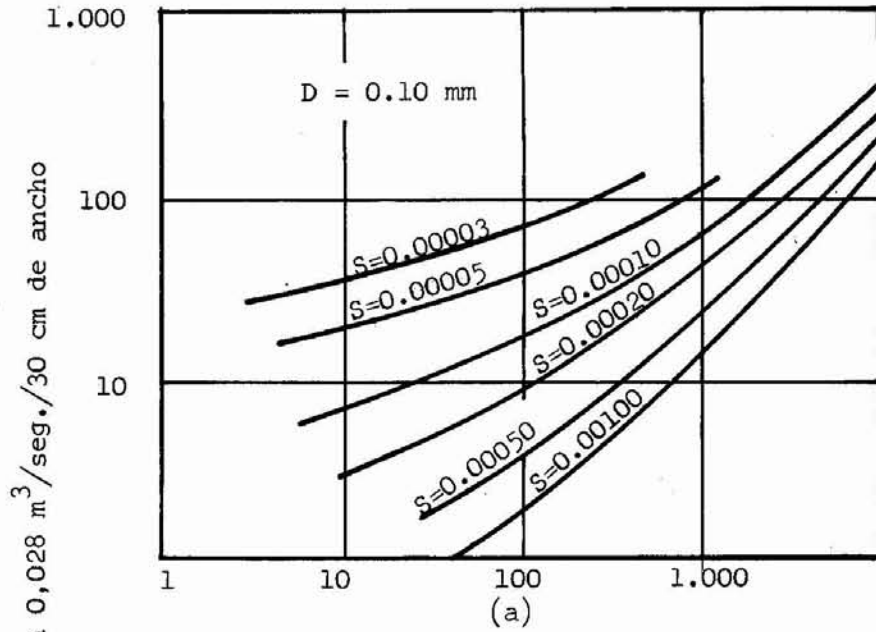


Figura 4.20 - Relación de carga total a carga de fondo para material uniforme de fondo.

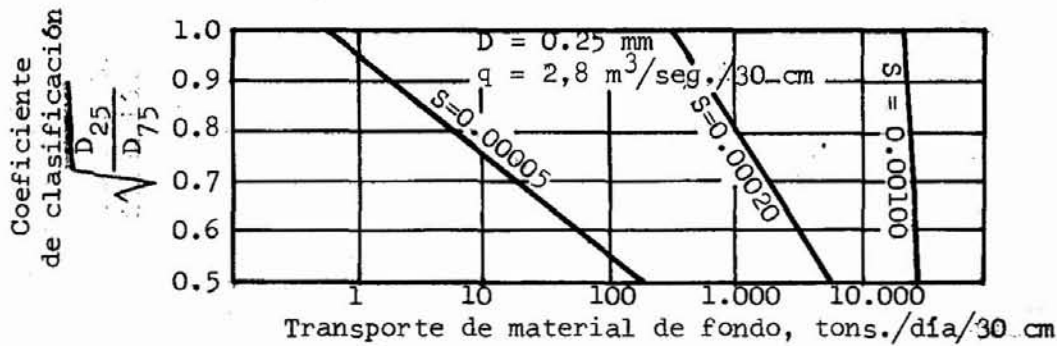


Figura 4.21 - Efecto de la distribución del tamaño de grano.

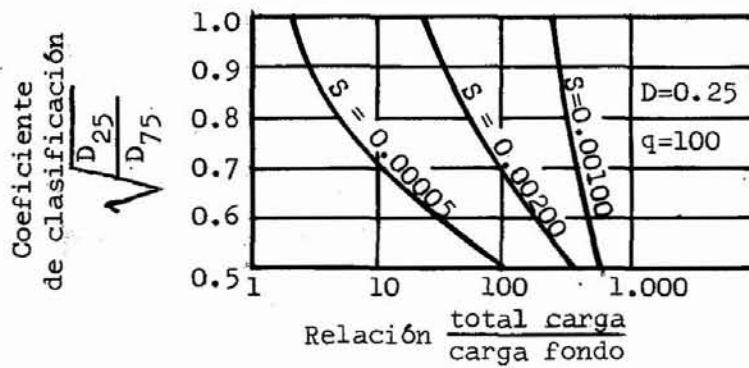


Figura 4.22 - Efecto de distribución del tamaño de grano.

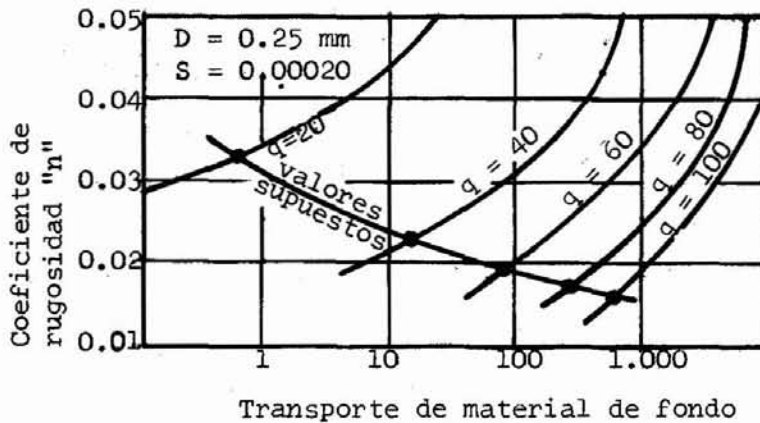


Figura 4.23 - Efecto del coeficiente de rugosidad



La Figura 4.21 ha sido preparada para demostrar el efecto del coeficiente de clasificación (definido como la raíz cuadrada de D_{25} dividido por D_{75} , donde D_{25} y D_{75} son los tamaños de los granos para los cuales el 25 y 75 por ciento del material de fondo es más fino, por lo tanto el coeficiente de clasificación es siempre menor que uno), sobre el transporte total de material de fondo. La Figura 4.22 es suplementaria a la anterior y muestra la relación de material de fondo total, a material de fondo.

Cuando se aplica el procedimiento Einstein, se hacen ciertas asunciones acerca del coeficiente de rugosidad del cauce. La Figura 4.23 demuestra hasta dónde el transporte de material de fondo verdadero se desviará del calculado, si la verdadera rugosidad no es igual a la asumida. El gráfico es válido sólo para una pendiente de 0,0002, y para material uniforme con un diámetro de 0,25 mm. Los valores de rugosidad asumidos automáticamente en el procedimiento Einstein, se marcan con un punto.

En los gráficos anteriores, el transporte de sedimentos se da como función de una sola descarga. Realmente las descargas varían. Para calcular el transporte promedio anual de sedimentos, sería recomendable preparar una curva de duración de flujo diario, y dividir los caudales en diez grupos, de bajo a alto. Podremos entonces tomar el caudal promedio de cada grupo, y calcular el transporte de sedimentos correspondiente. Es conveniente hacer la división de modo que el transporte de sedimentos, total, sea aproximadamente igual para cada grupo. El total de los diez grupos representa el transporte de sedimentos promedio anual.

* * *