

## PARTE I

### GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

<b>1. Procesos geológicos de la tierra</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Procesos internos</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2 Procesos externos</b> .....	<b>2</b>
1.2.1 Meteorización .....	2
1.2.2 Erosión .....	8
1.2.3 Sedimentación o depositación .....	9
<b>2. Paisaje fluvial</b> .....	<b>10</b>
<b>2.1 Análisis jerárquico de una corriente</b> .....	<b>10</b>
<b>2.2 Evolución de la red de cauces</b> .....	<b>11</b>
<b>2.3 Patrones de drenaje</b> .....	<b>12</b>
<b>2.4 Características de los valles fluviales</b> .....	<b>13</b>
<b>2.5 Clasificación de los valles</b> .....	<b>14</b>
<b>2.6 Ciclos de un río</b> .....	<b>19</b>
<b>2.7 Factores que afectan el paisaje fluvial</b> .....	<b>20</b>
<b>3. Características de los cauces fluviales</b> .....	<b>26</b>
<b>3.1 Patrón de alineamiento del cauce</b> .....	<b>26</b>
3.1.1 Rectos .....	26
3.1.2 Trenzados .....	28
3.1.3 Serpenteantes o meándricos .....	28
<b>3.2 Perfil altimétrico de la corriente</b> .....	<b>28</b>
<b>3.3 Sección transversal</b> .....	<b>30</b>
<b>3.4 Formaciones de sedimentos en cauces naturales</b> .....	<b>31</b>
3.4.1 Formas de lecho en cauces aluviales .....	31
3.4.2 Otras formas en cauces naturales .....	36
<b>4. Concepto del caudal formador o de banca llena</b> .....	<b>37</b>
<b>4.1 Indicadores del nivel de banca llena</b> .....	<b>39</b>
4.1.1 Frontera de la llanura de inundación .....	39
4.1.2 Nivel superior de las barras puntuales .....	40
4.1.3 Cambio en la vegetación .....	41
4.1.4 Cambio en la pendiente .....	42
4.1.5 Cambio en el material de las bancas .....	43
4.1.6 Cortes inferiores en las bancas .....	43
4.1.7 Marcas de inundación .....	43
4.1.8 Curvas regionales de banca llena .....	43
<b>5. Clasificación de corrientes</b> .....	<b>43</b>
<b>5.1 Sistemas de clasificación de corrientes</b> .....	<b>45</b>
5.1.1 Según su edad .....	45
5.1.2 Según la condición de estabilidad .....	46

5.1.3	Según el tipo de cauce .....	47
5.1.4	Según su comportamiento .....	47
5.1.5	Según los grados de libertad.....	48
5.1.6	Según el material del cauce .....	48
5.1.7	Según la geometría en planta .....	49
5.1.8	Según la condición de transporte .....	50
5.1.9	Según la estabilidad del cauce .....	50
5.1.10	Según parámetros morfométricos.....	53
<b>6.</b>	<b>Referencias.....</b>	<b>59</b>

## PARTE I. GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

La morfología de ríos estudia la estructura y forma de los ríos, incluyendo la configuración del cauce en planta, las características del perfil a lo largo del cauce, la geometría de las secciones transversales y la forma del fondo.

El proceso de formación de los cauces es parte de un ciclo geomorfológico accionado permanentemente por las características del entorno (geología, geotecnia, suelos, hidráulica, hidrología, capacidad de transporte,..., antrópico), que a su vez condicionan la dinámica de la corriente haciendo que los cauces tomen formas que son la respuesta a leyes físicas que gobiernan la mecánica del transporte de agua y sedimentos. El río como un sistema altamente inestable, permanentemente deposita y agrada algunas zonas del lecho y las orillas.

En esencia, las teorías para ríos se han desarrollado para casos idealizados ya sean de campo o de laboratorio; usualmente correspondientes a canales rectos con secciones transversales bastante homogéneas, en los cuales se supone que el gasto es casi constante y se mantiene por grandes períodos, lo cual dista bastante de ser el caso en situaciones reales. Por lo anterior, en esta parte del texto se presenta un estudio general de aquellos aspectos que están relacionados con la forma y características de un río a lo largo de su recorrido, empezando con un enfoque macro a nivel de los procesos geológicos, para continuar con el paisaje fluvial incluyendo la cuenca y el valle, para llegar a las particularidades de la forma de los cauces y su clasificación.

### 1. Procesos geológicos de la tierra

Los procesos geológicos de la tierra se dividen en externos e internos dependiendo del origen y mecanismos que los producen. Estos procesos inciden sobre la generación de sedimentos en la cuenca y en el cauce y de allí la importancia de su consideración como un primer paso para entender los mecanismos de degradación, agradación o equilibrio en un sistema fluvial. El texto que sigue es tomado en su mayor parte de las memorias del Curso Taller sobre Obras de Control Fluvial realizado en la Universidad del Cauca, 2003.

#### 1.1 Procesos internos

La estructura interna de la Tierra está conformada por capas concéntricas, que de afuera hacia adentro, aumentan de temperatura y de densidad. Estas capas son la corteza terrestre, el manto y el núcleo. La corteza terrestre (la más delgada) es donde se realizan todas las actividades vivientes y es la que está en contacto con la atmósfera; su espesor está entre unos 15 km (corteza oceánica) a 60 km (corteza continental). Hacia el interior continúa el manto, que llega hasta los 2,900 km y en cuya parte superior, que es viscosa y de roca fundida, se originan importantes procesos de la dinámica interna de la Tierra. El núcleo, va desde los 2,900 km de profundidad, hasta los 6,378 km (centro de la Tierra) y se tienen temperaturas del orden de los 6,000 °C y densidades del orden de 13.6 ton/m<sup>3</sup> (compuestos de ferro-Níquel), que son demasiado grandes comparadas con las de la superficie de la corteza que pueden ser en promedio, del orden de 1.0 a 2.9 ton/m<sup>3</sup>. El calor interno de la tierra proviene de la desintegración de elementos radiactivos y de la energía gravitacional.

En la parte superior del manto, se producen las llamadas corrientes de convección térmica (ya que esta parte está compuesta de material rocoso fundido, roca fundida o magma), que produce la fragmentación de la corteza terrestre en enormes porciones a manera de

rompecabezas, llamadas placas tectónicas que se mueven unas con respecto a otras (tanto convergentemente como divergentemente). Este fenómeno, es el llamado deriva continental o migración de los continentes, movimientos que producen enormes esfuerzos en la corteza terrestre, generan una alta sismicidad y deformaciones a gran escala sobre ella (tectonismo) como plegamiento de las rocas, fallamientos geológicos y formación de los sistemas cordilleranos. Tanto la generación de magmas (magmatismo), como el origen del fenómeno volcánico (vulcanismo) y la generación de gran parte de los sismos (sismicidad), están fuertemente relacionados con el manto y los límites de las placas tectónicas.

Los magmas comienzan a subir lentamente, a través de la corteza terrestre y en su camino pueden cristalizar o enfriarse en el interior de ésta, dando origen a las rocas ígneas plutónicas; cuando esos magmas no se cristalizan en el interior y alcanzan a llegar a la superficie terrestre, se generan las erupciones volcánicas (vulcanismo), cuyos materiales (rocas ígneas volcánicas) se van acumulando alrededor del sitio de salida formando las montañas volcánicas; cuando los magmas que hacen erupción tienen gran contenido de gas, las erupciones son explosivas, con generación de piroclastos (cenizas y flujos piroclásticos) y grandes columnas eruptivas, pero cuando estos magmas que erupcionan tienen escaso contenido de gases volcánicos, las erupciones son efusivas (derrames de lavas).

Los enormes esfuerzos de la tectónica de placas, así como el enterramiento profundo de las rocas y el calor que los cuerpos magmáticos transmiten a las rocas adyacentes, actúan sobre las rocas persistentes, transformando sus minerales y dando origen así, a las rocas metamórficas.

## **1.2 Procesos externos**

Este tipo de procesos están relacionados con la interacción de los materiales rocosos de la corteza terrestre, con los fenómenos hidro-meteorológicos, que conllevan al desgaste de dichos materiales y a su redistribución sobre la superficie terrestre. Entre estos procesos se encuentran todos aquellos que ejecutan los agentes que interactúan con los materiales superficiales, como el agua en todas sus ocurrencias, el viento, el clima y los que ejecutan los seres vivos, entre ellos el hombre. Estos agentes actúan sobre la superficie de la corteza, debilitándolos, alterándolos y generando los fenómenos erosivos y los movimientos en masa, que degradan los materiales rocosos, para luego formar otros tipos de rocas, las rocas sedimentarias.

La dinámica de los procesos internos y externos, tiende a mantener un equilibrio entre las formas de la superficie terrestre, ya que mientras en unas partes, el terreno se hunde, en otras se levanta y mientras en otras partes las zonas son desprovistas de sedimentos, en otras, éstos se acumulan.

Los procesos externos incluyen la meteorización (física y química), la erosión, el transporte y depositación de sedimentos y los fenómenos de remoción en masa.

### **1.2.1 Meteorización**

La meteorización es el proceso por el cual las rocas y otros materiales de la superficie de la Tierra se rompen, disgregan o alteran como consecuencia de su exposición a los agentes atmosféricos, del agua, de las plantas y de la vida animal, que posteriormente pueden ocasionar su erosión y transporte.

Los productos de la meteorización son, por lo común, acarreados por el agua y por la influencia

de la gravedad y menos corrientemente por el viento y el hielo de glaciación. A continuación caen, para acumularse y asentarse en otros nuevos lugares. El lodo de un río crecido, por ejemplo, es, en realidad, material meteorizado, que está siendo transportado del terreno a alguna cuenca de asentamiento, que en últimas es el océano. Sin embargo, algunas veces los productos de la meteorización permanecen en el mismo sitio donde se formaron y se incorporan a las rocas del lugar, como por ejemplo, las minas del aluminio, que son en realidad antiguas zonas de meteorización.

Existen dos tipos generales de meteorización: física o mecánica y química o intemperismo. En la naturaleza es difícil separar estos dos tipos de meteorización, porque comúnmente van juntas, aunque en determinados ambientes puede predominar una de ellas.

### **a) Meteorización física o mecánica**

La meteorización física o mecánica, que también es mencionada como desintegración de las rocas, es un proceso por medio del cual las rocas se rompen en fragmentos cada vez más pequeños, como resultado de la energía desarrollada por las fuerzas físicas. Por ejemplo, cuando el agua se congela en una roca fracturada, la presión debida a la expansión del agua congelada puede desarrollar suficiente energía para astillar fragmentos de la roca. O también, un peñasco que por la fuerza de gravedad desciende sobre una pendiente pedregosa, se puede despedazar en fragmentos más pequeños.

#### **• Acción de la temperatura**

Los cambios de temperatura, si son suficientemente rápidos y elevados, pueden provocar la meteorización mecánica de la roca. En las áreas donde la roca desnuda está expuesta en la superficie y carece de la protección de un manto de suelo, los incendios del bosque o de la maleza pueden generar calor suficiente para romperla. El calentamiento rápido y violento de la zona exterior de la roca provoca su expansión, y si ésta es bastante grande, se desprenden hojuelas o fragmentos más grandes de la roca. Los rayos pueden iniciar estos incendios con frecuencia y, en casos relativamente raros, pueden llegar a hacer pedazos las rocas de la superficie por medio de un golpe directo. En teoría, las variaciones de temperatura del día a la noche, o del invierno al verano, pueden causar la meteorización mecánica o desintegración, pero aún existe duda con respecto a estos cambios. Se sabe que los diferentes minerales que forman un granito se expanden y se contraen a diferentes velocidades a medida que reaccionan a temperaturas crecientes o decrecientes. Pero si estas fluctuaciones provocan la desintegración de la roca, lo hacen muy lentamente.

#### **• Acción del hielo**

El hielo es mucho más efectivo que el calor para producir meteorización mecánica. Cuando el agua escurre por las fracturas, grietas y poros de una masa de roca y se congela, su volumen aumenta aproximadamente un 9%. Esta expansión del agua, a medida que pasa del estado líquido al estado sólido, desarrolla presiones dirigidas hacia fuera desde las paredes interiores de la roca. Estas presiones son lo suficientemente grandes como para desprender fragmentos de la superficie de la roca. Cuando la temperatura ha descendido a unos 22 °C., la presión ejercida puede ser hasta de 2,100 kg/cm<sup>2</sup>. Esta temperatura no es excesivamente baja y se obtiene varias veces al año, aun en las latitudes medias. Sin embargo, bajo condiciones reales, probablemente estas presiones tan elevadas nunca se producen por la acción del hielo, al menos, cerca de la superficie. Para desarrollar una presión interna de 2,100 kg/cm<sup>2</sup>, la grieta de

la roca tendría que estar completamente llena de agua y totalmente sellada, y la roca encajonante tendría que ser lo suficientemente fuerte para resistir presiones, por lo menos por encima de ese valor. Sin embargo, la mayoría de las cavidades contienen algún aire, además del agua y están abiertas, bien hacia la superficie o en dirección de otras cavidades.

A pesar de todo, la acción del hielo origina una gran parte de la meteorización mecánica en su parte superior, por el contacto con el aire frío. El resultado es que, con el tiempo, el agua de la parte inferior está confinada por un tapón de hielo. Entonces, a medida que avanza la congelación, el agua confinada se expande, ejerciendo presión hacia fuera. La roca puede quedar sujeta a esta acción varias veces al año. En las altas montañas, por ejemplo, la temperatura puede subir y bajar, cruzando la línea de congelación casi diariamente. Los fragmentos de roca meteorizada mecánicamente desalojados, tienen forma angular, y su tamaño depende en gran parte de la naturaleza de la roca de que proceden. Por lo común dichos fragmentos son de sólo unos cuantos centímetros, pero en algunos lugares a lo largo de acantilados, alcanzan hasta 3 m.

Un segundo tipo de meteorización mecánica, producida por el agua que se congela, es el que se llama palpitación del suelo. Esta acción se produce en los depósitos de grano fino no consolidados y no en la roca sólida.

Gran parte del agua que cae como lluvia o nieve se embebe en el suelo, donde se congela durante los meses invernales. Si las condiciones son propicias, se acumula más y más hielo en la zona de congelación a medida que aumenta la cantidad de agua procedente de la atmósfera y avanza del suelo no congelado hacia abajo. Con el tiempo se forman masas de hielo lenticulares, y el suelo que está sobre ellas "palpita" o se mueve hacia arriba. Para que actúe cualquier tipo de acción del hielo, deben existir ciertas condiciones: 1) debe haber un abastecimiento de humedad adecuado; 2) la humedad debe ser capaz de penetrar la roca o suelo; y 3) la temperatura debe variar por encima y por debajo de la línea de congelación. Debe suponerse que la acción del hielo es más pronunciada en las montañas elevadas y en las regiones húmedas, donde la temperatura fluctúa y cruza la línea de congelación, ya sea diaria o estacionalmente.

- **Acción de la exfoliación**

Por este proceso se separan, de una roca grande, placas curvas a manera de costras. Este proceso origina unas colinas grandes abovedadas, llamadas domos de exfoliación. Estas estructuras de exfoliación se forman de la siguiente manera: a medida que la erosión descubre la superficie, se reduce la presión hacia abajo sobre la roca subyacente y de esta manera la masa de roca que permanece, comienza a expandirse hacia arriba, desarrollando en el macizo rocoso líneas de fractura o planos de separación llamados juntas; éstos forman curvas amplias cercanamente paralelas a la superficie de la roca, la distancia entre ellas es sólo de unos cuantos centímetros, pero aumenta a uno o varios metros a medida que se profundiza en la roca. Bajo ciertas condiciones, una tras otra de esas hojas curvas, se descascaran y se desprenden de la masa de roca. Finalmente, se desarrolla un cerro o una colina de roca, con superficie curva, de tipo cóncavo. En consecuencia, la roca maciza se expande a medida que las presiones confinantes se reducen, y este ligero grado de expansión puede bastar a la iniciación del proceso de exfoliación.

- **Otras acciones**

Las plantas desempeñan también un papel en la meteorización mecánica. Las raíces de los árboles y arbustos que crecen en las grietas de la roca ejercen, en ocasiones, presión suficiente para desalojar fragmentos de roca que han quedado sueltos previamente, como también las raíces de los árboles levantan y agrietan el pavimento de las banquetas. Sin embargo, es más importante el mezclado mecánico del suelo, producido por las hormigas, gusanos y roedores. Esta clase de actividad constante hace a las partículas más susceptibles a la meteorización química y también puede ayudar en la ruptura mecánica de ellas.

Los agentes físicos tales como el agua que corre en la superficie del hielo de glaciación, el viento y las olas del océano pueden contribuir a reducir el material rocoso a fragmentos cada vez más pequeños.

**b) Meteorización química**

La meteorización química, llamada también descomposición de las rocas, es un proceso más complejo que la meteorización mecánica. La meteorización mecánica simplemente rompe la roca en partículas cada vez más pequeñas, sin alterar su composición. Sin embargo, la meteorización química, en realidad, transforma el material original en algo diferente. Por ejemplo, la meteorización química del mineral feldespato produce arcillas que tienen una composición distinta y características físicas diferentes de los feldespatos originales.

El tamaño de las partículas de roca es un factor extremadamente importante en la meteorización química, dado que las sustancias pueden reaccionar químicamente sólo cuando se ponen en contacto unas con otras. Cuanto más grande es la superficie de una partícula, más vulnerable resulta al ataque químico; por lo tanto, si un fragmento de roca es llevado a fragmentos más pequeños, habrá más superficie en todos los granos que en el fragmento original, ya que el área total expuesta aumenta enormemente y como consecuencia los materiales que constituyen el fragmento o guijarro serán meteorizados químicamente con mayor rapidez.

Otros factores que influyen en la velocidad de meteorización química son: la composición mineral, el clima, la acción de las plantas y los animales.

La composición del mineral original es influyente, ya que unos minerales se descomponen más lentamente que otros. Por ejemplo, el cuarzo reacciona mucho más lentamente a la meteorización química que el olivino. Por eso también se usan las tuberías de cobre para transportar agua, ya que éstas se meteorizan más lentamente (y duran más) que las de hierro, que lo hace más rápido.

El clima también influye en la meteorización química. La humedad, particularmente cuando va acompañada de calor, acelera la velocidad de meteorización química e inversamente, la sequedad lo retarda.

Finalmente, las plantas y los animales contribuyen directa o indirectamente a la meteorización química, puesto que sus procesos vitales producen oxígeno, bióxido de carbono y ciertos ácidos que entran en reacciones químicas con los materiales de la tierra.

### c) Meteorización esferoidal

La meteorización esferoidal, que produce fragmentos redondeados de rocas con estructura también en costras de exfoliación, podría considerarse como una combinación entre la meteorización química y la física. Los macizos rocosos son fracturados por los procesos tectónicos o de descompresión y por allí comienzan los agentes meteoritos a atacar la roca (sus minerales) y a descomponerla. Las costras se desarrollan como resultado de las presiones establecidas dentro de la roca por la expansión debida a la meteorización química de los minerales. Cuando los feldespatos se meteorizan químicamente, los productos resultantes ocupan un volumen mayor que el del material primitivo, generando un incremento en volumen, que es el que crea las presiones que dan lugar a la meteorización esferoidal. Puesto que la mayor parte de la meteorización química se desarrolla en las partes de la roca más expuestas al aire y a la humedad, es allí donde se encuentra la mayor expansión y en consecuencia, el mayor número de costras. Si la fuerza de cohesión de la roca es baja, los granos individuales se meteorizan y separan parcialmente y la roca simplemente se desmorona. Ciertos tipos de rocas son más vulnerables a la meteorización esferoidal que otros. Las rocas ígneas, tales como el granito, la diorita y el gabro, son particularmente susceptibles porque contienen grandes cantidades de feldespato, el cual, cuando se meteoriza químicamente, produce nuevos minerales de gran volumen (arcillas).

- **Velocidades de meteorización**

Algunas rocas se meteorizan con mucha rapidez, otras lo hacen lentamente. La velocidad de meteorización está regida por el tipo de roca y una diversidad de factores adicionales, desde los minerales y la humedad, la temperatura y la topografía hasta la actividad de las plantas y animales.

Los minerales que se encuentran corrientemente en las rocas ígneas se pueden colocar conforme al orden en el que se descomponen químicamente en la superficie, mencionando las observaciones generales:

1. El cuarzo es sumamente resistente a la meteorización química.
2. Los feldespatos plagioclasa se meteorizan más rápidamente que el feldespato ortoclasa.
3. La plagioclasa cálcica (anortita) tiende a meteorizarse más rápidamente que la plagioclasa sódica (albita).
4. El olivino es menos resistente que la augita, y en muchos casos ésta parece meteorizarse más rápidamente que la hornblenda.
5. La mica biotita se meteoriza más lentamente que los otros minerales oscuros, y la mica moscovita es más resistente que la biotita.

Estos puntos sugieren un arreglo similar al de la serie de reacción de Bowen para la cristalización del magma. La resistencia relativa de estos minerales a la descomposición puede reflejar la diferencia entre las condiciones que existían cuando se formaron. El olivino, por ejemplo, se forma a altas temperaturas y presiones, siendo el primero en la cristalización de la

masa fundida. Consecuentemente, es extremadamente inestable a bajas temperaturas y presiones que prevalecen en la superficie y se meteoriza con bastante rapidez. Al otro extremo, el cuarzo se forma a lo último en la serie de reacción, bajo temperaturas y presiones notablemente bajas. Puesto que estas circunstancias son más similares a las de la superficie, el cuarzo es relativamente estable y muy resistente a la meteorización. La meteorización rompe el equilibrio existente mientras los minerales estaban todavía sepultados en la corteza terrestre y esta ruptura los convierte en nuevos minerales.

- **Profundidad y rapidez de la meteorización**

La mayor parte de la meteorización tiene lugar dentro de los primeros decímetros o pocos metros de la parte superior de la corteza terrestre, donde las rocas están en íntimo contacto con el aire, la humedad y la materia orgánica. Pero otros factores actúan más abajo de la superficie y permiten que la meteorización penetre a grandes profundidades. Por ejemplo, cuando la erosión quita grandes cantidades de material de la superficie, la roca subyacente queda libre y se expande. Como resultado, se desarrollan planos de separación o fracturas (juntas), a uno o varios cientos de metros bajo la superficie. Por consiguiente, también grandes cantidades de agua se mueven a través del suelo y penetran al subsuelo, transformando ahí algunos de los minerales mucho antes de que queden expuestos en la superficie. La sal de roca, que se encuentra a cierta profundidad de la superficie en forma de roca sedimentaria, con frecuencia sufre esta transformación. Si hay bastante agua subterránea, se disuelve la sal y escurre o es acarreada mucho antes de que la erosión la deje al descubierto.

La meteorización es a veces tan rápida, que se le puede registrar realmente. La erupción del volcán Krakatoa en agosto de 1883 (Indonesia), arrojó enormes cantidades de ceniza volcánica a la atmósfera y las depositó con un espesor de más de 30 m. Hacia 1928, 45 años más tarde, se había desarrollado un suelo de unos 35 cm de profundidad sobre la parte superior de este depósito y los análisis de laboratorio demostraron que se había producido un cambio significativo en los materiales originales. La meteorización química había removido parte del potasio y el sodio originales, resultando claramente susceptible de medirse. De otro lado, la meteorización mecánica o la química, o ambas, habían roto las partículas originales de manera que en general éstas eran más pequeñas que las de la ceniza sin meteorizar situada más en la profundidad. Otros ejemplos donde se puede ver la velocidad de la meteorización es en las lápidas de los cementerios, en las que aquellas que son de caliza y mármol están más gastadas con el paso de 150 o 200 años, que aquellas fabricadas en pizarras.

Con frecuencia la meteorización actúa con rapidez suficiente para ser medida durante el lapso de una vida. Su velocidad es susceptible de medirse con precisión en casos determinados y en situaciones específicas. Pero los factores de meteorización, numerosos y variables, hacen muy difícil, si no imposible, precisar su velocidad exacta.

- **Meteorización diferencial**

La meteorización diferencial es el proceso por medio del cual diferentes secciones de una masa de roca se meteorizan a distintas velocidades. Casi todas las masas de roca de cualquier tamaño se meteorizan de esta manera. Las diferentes velocidades de meteorización se deben principalmente a variaciones en la composición de la roca misma. Las zonas más resistentes sobresalen como bordes o costillas por encima de la roca que se descompone más rápidamente en los costados. Una segunda causa de meteorización diferencial es simplemente que la intensidad varía de una sección a otra en la misma roca, ya sea por diferentes contenidos

minerales o por mayor acción de los agentes externos, en ciertos sitios de la roca.

- **El suelo como producto de meteorización**

La meteorización desintegra las rocas existentes y aporta materiales para formar otras nuevas. Sin embargo, la meteorización desempeña también un papel importantísimo en la creación de los suelos que cubren la superficie de la Tierra y sustentan toda vida. Un suelo refleja, hasta cierto grado, el material rocoso del cual se derivó, pero la roca basal no es el único factor que determina el tipo de suelo, ya que diferentes suelos se desarrollan sobre rocas idénticas en áreas distintas cuando el clima varía de un área a otra. Por lo tanto, otros factores ejercen influencias importantes sobre el desarrollo del suelo, como el relieve, el tiempo y el tipo de vegetación. La composición de un suelo varía con la profundidad. El afloramiento natural o artificial de un suelo revela una serie de zonas diferentes entre sí. Cada una de estas zonas constituye un horizonte, que representan, desde la superficie hacia adentro, las capas más meteorizadas o descompuestas y con diferentes acumulaciones de minerales por lixiviación o lavado del suelo, hasta llegar a la roca madre o fresca, de la cual se derivó el suelo.

Estos horizontes de suelo se han desarrollado a partir del material original subyacente. Cuando este material queda expuesto por vez primera en la superficie, la parte superior queda sujeta a la meteorización intensa y la descomposición actúa rápidamente. Conforme avanza la descomposición del material, el agua que percola hacia abajo comienza a lixiviar algunos de los minerales y los deposita en niveles inferiores, los cuales con el paso del tiempo, se vuelven más gruesos y alcanzan mayores profundidades.

### 1.2.2 Erosión

La erosión es el proceso por el cual la superficie de la Tierra se desgasta por la acción de agentes externos como: agua, hielo, viento, variaciones térmicas, organismos vivos o el hombre. Este proceso incluye la meteorización, que no implica transporte de material.

El ciclo de erosión está relacionado con todos los procesos que tienen que ver con la degradación de las rocas en la superficie terrestre, así como con el arranque, transporte y depositación de los sedimentos, que luego se convertirán en nuevas rocas sedimentarias. Por lo tanto, la erosión es definida como el ataque de los agentes externos (hidro-meteorológicos y de los seres vivos) a las rocas en superficie.

- **Transporte de sedimentos y agentes erosivos**

Cuando el material rocoso ha sido meteorizado, está listo para ser transportado a algún lugar de acumulación; su movimiento se efectúa normalmente de un nivel alto a uno inferior. La energía para este movimiento es proporcionada por la gravedad, que hace posible no sólo el proceso de movimiento en masa, sino la actividad de los agentes de transporte. Si la gravedad desarrollase libremente su trabajo sin oposición, desde hace mucho tiempo habría reducido los continentes a masas terrestres suaves y bajas. Pero oponiéndose a la acción niveladora de la gravedad está la energía de los procesos internos de la Tierra, que elevan los continentes y partes del fondo del mar.

Todos los materiales producidos mediante los procesos de meteorización de las rocas son arrancados o erosionados y transportados por los agentes erosivos, que actúan de diferentes maneras. Entre estos agentes se encuentra el pluvial, mediante el cual, las gotas de lluvia,

arrancan material suelto del suelo; el eólico, cuyo medio de transporte es el viento y sus formaciones más importantes son las dunas; el glaciar, con el arranque y transporte de sedimentos por medio de las masas de hielo y nieve que se acumulan en las altas latitudes y altitudes, y que al empujar los materiales produce unos depósitos llamados morrenas, las cuales también se forman a los lados de las lenguas glaciares o en el fondo de ellas y pueden ser descubiertas cuando el glaciar retrocede al derretirse, debido entre otros aspectos, al calentamiento global del ambiente. Otro agente es el marino, que aparte del transporte en solución, también moviliza y erosiona importantes cantidades de arena y rocas en las playas y los acantilados, formando barras litorales, bancos marinos y playas de marea. Las corrientes superficiales de agua, como los ríos y quebradas, o agente fluvial, es otra de las más importantes causas de erosión y transporte de materiales y genera gran variación en el paisaje, no sólo por la evolución de los valles y corrientes, sino también por la gran cantidad de sedimentos que movilizan de un lugar a otro y finalmente hacia el mar, que es su último destino y por la variedad de depósitos que se generan, como los aluviones, barras fluviales, abanicos fluviales, terrazas y deltas. De otro lado, las actividades de los seres vivos, principalmente el hombre, se convierte en otro agente erosivo y transportador de sedimentos, mediante la construcción de infraestructura y la ejecución de sus actividades de sustento, ya que mueve enormes cantidades de materiales rocosos y suelos, generando inestabilidad en unas regiones, por el arranque de materiales y acumulación en otros, produciendo algunas veces sobre cargas, pero también hay que reconocer que otras veces, el hombre, con estas obras, ha contribuido a la estabilización de otras zonas, evitando así efectos peligrosos de la erosión y movilización de sedimentos.

### 1.2.3 Sedimentación o depositación

El proceso general por el que se asienta el material producto de las rocas se llama **sedimentación o depositación**. Los factores que regulan la sedimentación son fáciles de visualizar. Para tener cualquier depósito, necesariamente debe haber algo que depositar, lo que quiere decir que debe existir una fuente de sedimentos. Se necesita también algún medio para transportar este sedimento y finalmente, debe disponerse de algún lugar y algún proceso para el depósito del material sedimentario.

El material detrítico (material formado por fragmentos de rocas y de minerales, que conforman los guijarros, arenas, limos y arcillas) se deposita cuando su agente de transporte deja de tener la energía suficiente para seguir desplazándolo. Por ejemplo, una corriente fluvial que fluye a cierta velocidad posee energía suficiente para mover partículas hasta determinado tamaño. Si la corriente pierde velocidad, también pierde energía y no es ya capaz de transportar todo el material que había estado trasladando a la máxima velocidad. Las partículas sólidas, comenzando por las más pesadas, empiezan a posarse en el fondo. El efecto es muy parecido al que ocurre cuando un viento que ha estado llevando arena a través del desierto, cesa repentinamente. La pérdida de energía implica pérdida de velocidad.

El material transportado en solución se deposita por precipitación, un proceso químico que convierte en sólido al material disuelto separándolo del líquido solvente. La precipitación puede ser de naturaleza bioquímica o inorgánica.

Todo el proceso de sedimentación es complejo y son muchos los factores involucrados que pueden interactuar en muy diversas formas. Consecuentemente, el modo en que se efectúa la sedimentación y los sedimentos que de ella resultan, difieren notablemente de una situación a otra, según el ambiente sedimentario, ya sea fluvial, lacustre, glaciar, eólico o marino.

Estos sedimentos al depositarse pueden formar capas u otras estructuras, como laminaciones cruzadas o paralelas, estratificación, gradación del tamaño de los granos. Posteriormente y con el tiempo, estos depósitos sufren procesos de cementación, compactación y desecación, para convertirse en rocas sedimentarias.

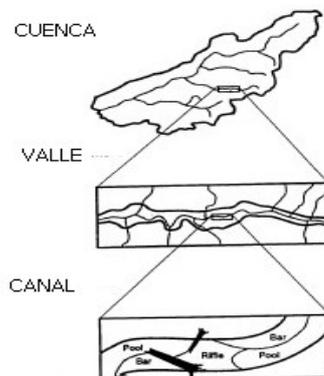
## 2. Paisaje fluvial

Las actividades de un río se desarrollan en el valle fluvial y en su cuenca de drenaje, que constituyen el paisaje fluvial. Una cuenca de drenaje comprende toda el área de la cual una corriente y sus tributarios reciben agua y cada tributario tiene también su propia área de drenaje, que forma parte de la cuenca más grande. Cada corriente, aun la cañada más pequeña, tiene su propia cuenca de drenaje, cuya forma difiere de una corriente a otra, pero con la forma característica de un aguacate por cuyo extremo angosto emerge la corriente principal.

Los ríos son los principales agentes formadores del paisaje dependiendo de la litología, las estructuras geológicas por donde discurren y de los procesos activos e inactivos presentes en una determinada región (erosión, transporte, deposición), van conformando configuraciones diferentes de paisajes. Las tasas de evolución de los procesos que moldean el paisaje en un sistema fluvial están condicionadas por el clima, las actividades humanas que generan o imponen controles al flujo, y por los controles estructurales (como la subsidencia, movimientos tectónicos) generadores de fallas, pliegues, basculamientos, etc. (Posada, 1994).

### 2.1 Análisis jerárquico de una corriente

Para un análisis adecuado de una corriente fluvial es necesario identificar los procesos que se están presentando en la cuenca y concretamente en el cauce activo<sup>1</sup>. Para ello es útil un análisis en diferentes escalas, comenzando por la cuenca, luego sobre el valle, para finalmente concentrarse en las condiciones locales de la corriente, como lo propuso Montgomery & Buffington (1998), (Figura 2.1). Ésto facilita la mejor comprensión y análisis de los aspectos geomorfológicos entre ellos las formas del valle, el patrón de alineamiento del canal, el perfil de la corriente principal y la forma del cauce, las características de los materiales que conforman el cauce, etc.

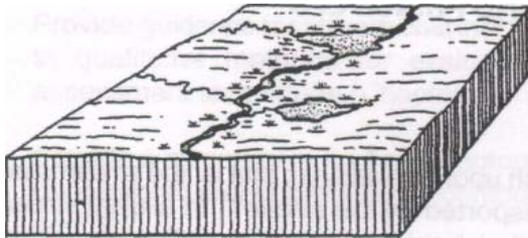


**Figura 2.1** Clasificación del paisaje usando la jerarquización de cuenca, valle y canal Montgomery & Buffington (1998). Modificado de <http://yosemite.epa.gov>.

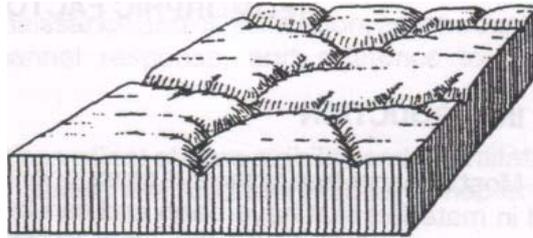
<sup>1</sup> Sección transversal hasta donde llegan los niveles de flujo en crecientes.

## 2.2 Evolución de la red de cauces

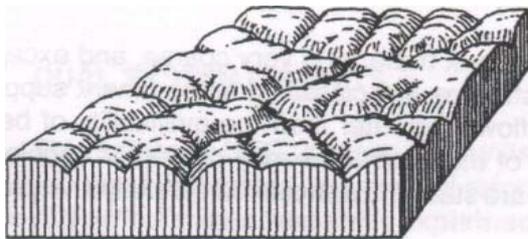
Los geomorfólogos han tratado de explicar los cambios del paisaje a través del tiempo. La Figura 2.2 ilustra el proceso durante un tiempo geológico de un millón de años.



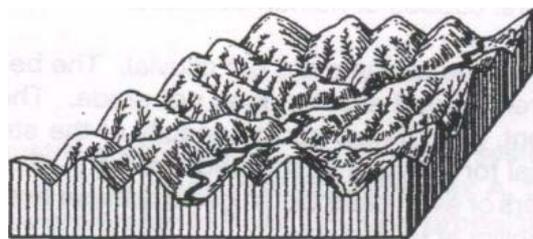
A. En la etapa inicial el relieve es suave y el drenaje es pobre



B. En la juventud temprana, los valles de las corrientes son estrechos, las tierras altas son amplias y planas



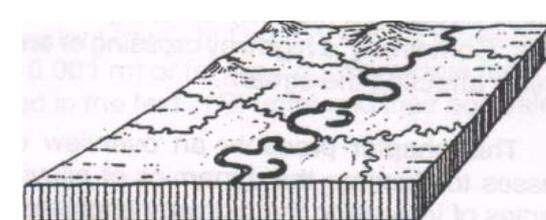
C. En la juventud tardía, predominan las pendientes del valle pero permanecen algunas tierras altas entre corrientes



D. En la madurez, la región consiste de valles pendientes y cauces estrechos



E. En la madurez tardía, los valles se amplían



F. En la vejez, se forman las madrevejas.



G. Las elevaciones de la región traen rejuvenecimiento, o un segundo ciclo de denudación, alcanzando la madurez.

**Figura 2.2 Evolución de la red de cauces. Lagasse, O. F., Schall J. D., Richardson, E. V. (2001).**

### 2.3 Patrones de drenaje

El patrón de drenaje desarrollado por un sistema de corrientes y tributarios depende, en parte, de la naturaleza de las rocas subyacentes y en parte de la historia de las corrientes. Casi todas las corrientes siguen una especie de ramificaciones, hacia el sentido en que reciben sus tributarios; estos tributarios tienen, a su vez, otros más pequeños; pero la forma en que se desarrolla la ramificación varía sensiblemente y es lo que se llama patrón de drenaje.

El análisis de la red de drenaje da un mejor entendimiento de la geomorfología de una región, porque brinda una visión general de algunas etapas de la evolución geomórfica e hidrológica del terreno y de los procesos que están ocurriendo. Además de analizar el patrón de drenaje en las fotografías aéreas y en cartografías, también se puede establecer cuáles corrientes son intermitentes o perennes, el orden de importancia de los tributarios y la densidad del drenaje.

Si se analizara por ejemplo, la tasa de desagüe de una corriente, ésta varía con la capacidad de infiltración de las rocas, los sedimentos, el suelo, la cobertura de vegetación y algunos aspectos geomórficos del terreno, como son la forma, el tamaño, el micro-relieve y la inclinación de la pendiente. Las áreas que son muy pendientes y aquellas que tienen rocas lisas o suelos impermeables lisos, tienen alto potencial de desagüe; mientras que las áreas planas, con bancos de fragmentos y bloques sueltos, arena y otros materiales permeables, o vegetación densa, tienen bajo potencial. De esta manera, los tipos de pendientes, suelos, material rocoso y vegetación, pueden ser interpretados y delineados por medio de las diferencias de recorrido, usando fotografías aéreas; o al contrario, analizando la diferencia en la capacidad de desagüe, se pueden dar interpretaciones sobre aquellos aspectos.

El estudio de los patrones de drenaje sobre las fotografías aéreas, es importante ya que la erosión de las corrientes produce muchos tipos de valles, que exhiben características topográficas, que generalmente pueden revelar la litología, las estructuras geológicas (como fallas, pliegues, diaclasamiento o fracturamientos fuertes, diques, domos, etc.), así como la historia geomórfica de un área durante la erosión.

Los patrones de drenaje más comunes son los siguientes, pero pueden existir variaciones entre ellos.

**Dendrítico.** Es el conjunto de corrientes que semejan las ramificaciones de un árbol frondoso. Un patrón dendrítico se desarrolla cuando las rocas presentan una resistencia a la erosión uniforme y no ejercen control sobre la dirección de crecimiento del valle. Esta situación se crea al tratarse de rocas sedimentarias prácticamente horizontales o de rocas ígneas o metamórficas macizas. Las corrientes pueden cortar con igual facilidad en un lugar o en otro; el patrón dendrítico es, en cierto sentido, el resultado de la orientación al azar de las corrientes.

**Radial.** Las corrientes radian hacia fuera en todas direcciones desde una zona central elevada. Es probable que este patrón se desarrolle sobre los flancos de un volcán, donde las corrientes y sus valles radian hacia fuera y hacia abajo, desde distintos puntos alrededor del cono.

**Rectangular.** Este drenaje se forma cuando la roca subyacente está cruzada por fracturas casi perpendiculares entre sí, que forman zonas de debilidad peculiarmente vulnerables a la erosión. Entonces la corriente principal y sus tributarios siguen cursos caracterizados por curvas casi en ángulo recto.

**Patrón en enrejado.** Esta forma de drenaje, como la rectangular, se debe a la presencia en el subsuelo, de rocas que difieren en su resistencia a la erosión. Generalmente, aunque no siempre, el drenaje en enrejado indica que en la región subyacen bandas alternadas de roca resistente y de roca no resistente.

**Paralelo.** Generalmente se forman en pendientes moderadas a fuertes, pero también pueden encontrarse en formaciones elongadas o paralelas.

**Anular.** Las corrientes forman anillos alrededor de un sitio que puede ser alto o bajo. Se puede dar en estructuras dómicas y cuencas.

**Multi-charcas.** Se forman en depósitos superficiales acolinados, en lechos rocosos pulidos o barridos diferencialmente, en áreas de movimientos en masa o de vulcanismo reciente, en terrenos de calizas, y suelos glaciares.

**Contorneado.** Se presentan principalmente en rocas metamórficas formadas en capas gruesas y contorneadas o plegadas. Algunas de las desviaciones de las corrientes se deben a la presencia de diques y venas de origen magmático (entre las rocas metamórficas) que representan zonas resistentes a la erosión.

**Enrejado.** Se presentan en rocas inclinadas o plegadas de tipo sedimentario, volcánico o metasedimentario de bajo grado, con diferente grado de meteorización; También en áreas de fracturas paralelas. Es el tipo de drenaje en el que pequeños tributarios, casi todos del mismo tamaño, vienen de lados opuestos de un valle largo a una corriente central.

#### • **Captura de drenaje**

Por lo general una corriente no mantiene un curso constante a través del tiempo y uno de los cambios más interesantes en la dirección de la corriente, se da como resultado de la **piratería o captura de corriente**. En este proceso, una corriente roba en realidad porciones de las cabeceras de una corriente vecina, de la siguiente manera: si una de dos corrientes en valles adyacentes es capaz de profundizar su valle más rápidamente que la otra, puede también extender su valle hacia las cabeceras hasta que sobrepasa el parte-aguas entre ambas. Cuando esto sucede, la corriente que erosiona con mayor rapidez captura la parte superior de la corriente vecina. La corriente que captura a la otra es la **corriente pirata o capturante** y la que pierde su porción superior se llama corriente descabezada, que queda abandonada. A la corriente que es tomada, se le denomina **corriente capturada**.

## 2.4 Características de los valles fluviales

El valle está constituido por el cauce del río, la planicie de inundación activa y abandonada y está limitado por las montañas o colinas circundantes. En la formación de los valles se incluyen los procesos de meteorización, erosión y movimientos tectónicos condicionados por la litología y la resistencia de los suelos a los procesos de erosión (Rosgen, 1994). Dos características principales de los valles son su perfil transversal y su situación de incisión o ensanchamiento.

#### • **Perfil transversal**

El perfil transversal es una sección o corte que cruza en ángulo recto el valle de la corriente. Durante el período de avenidas, cuando el cauce no tiene cupo para la descarga en aumento, se derrama la corriente sobre sus bordes e inunda esta área, formando una llanura o planicie de

inundación. Las paredes del valle, que se levantan a cada lado y que se encuentran como crestas en los filos de las montañas, son llamadas divisorias de aguas o parte-aguas, que son las separaciones entre el valle central y los valles laterales. En algunos valles que no presentan planicie de inundación, las paredes del valle descienden directamente a los bordes del río.

- **Incisión y ensanchamiento**

Tanto en el pasado como en el presente, varios procesos han actuado y están actuando para y profundizar y ensanchar los valles, aunque las evidencias de dicha acción, se pueden perder o debilitar con el tiempo. Si se dejara a una corriente en libertad de alcanzar por sí misma su nivel-base, erosionaría el lecho directamente hacia abajo, formando un abismo de paredes verticales en el proceso. Pero como la corriente no es el único agente que trabaja en la formación del valle, las paredes de la mayoría de los valles se inclinan hacia arriba y hacia fuera del fondo del valle. Con el tiempo aun las paredes de las gargantas más abruptas se inclinarán hacia fuera con relación al eje de sus valles. Conforme una corriente corta hacia abajo y profundiza su cauce dentro de la superficie del terreno, la meteorización, el escurrimiento y los movimientos en masa entran en juego, desgastando constantemente las paredes del valle, haciéndolas retroceder, apartándose entre sí. El material bajo la influencia de la gravedad, es arrastrado de las paredes del valle hacia abajo y descargado en la corriente, para ser movido hacia adelante rumbo finalmente a los océanos. El resultado es un valle cuyas paredes se ensanchan hacia fuera y hacia arriba, desde la corriente, para formar un perfil transversal típico.

La velocidad con que las paredes del valle son reducidas y los ángulos que adoptan, dependen de varios factores. Si las paredes están hechas de material sin consolidar (que es vulnerable a la erosión y al movimiento en masa), la velocidad será rápida; pero si las paredes están constituidas de roca resistente, la velocidad de erosión será muy lenta, y las paredes podrán levantarse casi verticalmente desde el fondo del valle. Además de cortar hacia abajo en su cauce, una corriente corta también de lado a lado, o lateralmente en sus bordos. En las primeras etapas de ensanchamiento del valle, cuando la corriente está todavía por encima de su nivel-base, predomina la erosión hacia abajo. Posteriormente, a medida que la corriente se aproxima a su nivel-base, la erosión hacia abajo va siendo cada vez menos importante; en esta etapa se destina a la erosión de sus bordos una proporción más grande de la energía de la corriente. Como ésta oscila de un lado a otro, forma sobre el fondo del valle una planicie de inundación que tiende a ensancharse siempre y el valle se hace cada vez más amplio.

## 2.5 Clasificación de los valles

Los valles fluviales, y en su generalidad, regiones enteras, progresan a través de una serie de etapas, mediante las cuales se desarrolla del paisaje. El ciclo de erosión brinda una descripción cualitativa de los valles de los ríos y de las áreas.

En general se pueden distinguir tres formas básicas de valles.

**Valles en forma de "V":** los cuales pueden ser o amplios o estrechos.

**Valles en forma de "U":** pueden ser o amplios o estrechos, o aún como cañadas o cañones.

**Valles en forma de cuna o batea:** son amplios, de suave pendiente y superficiales.

Estas formas básicas pueden ser también simétricas o asimétricas.

Tabla 2.1 Tipos de valles y sus procesos de formación.

Tipo básico de Valle	Modificación	Proceso de Formación	Características Secundarias
Forma de "V"	Forma suave	Erosión vertical del río Considerable erosión a lo largo de la pendiente superior del valle y acumulación en la pendiente baja del valle.	<p>Forma asimétrica: la asimetría puede ser causada por diferencias en el tipo de roca y/o estructuras en la roca, sobre las paredes del valle, o por la influencia de la erosión diferencial sobre capas de rocas inclinadas, o exposición hacia una sola dirección de vientos dominantes (en conexión con la actividad eólica o las tormentas) o a movimientos tectónicos.</p> <p>Forma simétrica: estas formas se desarrollan si las causas antes mencionadas son insignificantes o tienen igual influencia sobre ambos lados del valle.</p>
	Forma aguda	Fuerte erosión vertical, que puede ocurrir en áreas recientemente levantadas; sin embargo también se deben considerar la litología y las condiciones climáticas.	
Forma de "U"		Pausa antes de un período de fuerte erosión vertical seguida por erosión lateral severa o por que el río ha seguido la ruta de una fractura o se ha detenido sobre un sustrato de roca dura reduciendo la tasa de erosión vertical. Usualmente la forma en "U", es debida al relleno parcial de sedimentos, pero también es formada por la erosión glacial	
	Forma suave Forma aguda	(Ver valle en forma de "V")	
Cuna o Batea	Forma suave, valle amplio	Corriente concentrada en un solo canal. El poder erosional o la tasa de acumulación de escombros es igual o más grande que la tasa de degradación.	

- **Características de los valles angostos**

La corriente se presenta completamente confinada y fuertemente controlada para la migración lateral, de esta manera los procesos de ajuste se presentan directamente en el fondo del cauce modificando la pendiente e inclusive incisando el lecho (Rosgen, 1996); asociado a estos procesos se puede presentar inestabilidad de orillas y deslizamientos. La cercanía de las montañas al cauce hacen que estos valles sean poco atractivos para desarrollos urbanísticos.

El desarrollo de los valles encañonados está íntimamente relacionado con la intensidad de los procesos geomorfológicos que forman el valle y con la geología, concretamente con la composición litológica o con las fallas. Los materiales de los valles varían desde roca firme hasta suelos residuales en la forma de coluviones, flujo de escombros entre otros materiales depositacionales (Rosgen, 1996).

La localización de los valles encañonados es más frecuente en las partes altas de la cuenca donde los ríos tienen poco caudal, las pendientes son altas y las paredes del valle frecuentemente muestran roca firme sin cobertura. Cuando las montañas que circundan el valle son muy resistentes a la meteorización y a la erosión, el valle presenta una configuración encañonada aún en el recorrido medio de la cuenca. Formaciones típicas son las cataratas y los rápidos.

- **Características de los valles amplios**

Los valles amplios están asociados a los ríos de planicie (maduros y viejos) donde el cauce ocupa una parte reducida del valle ya que la planicie aluvial es amplia. En ésta se pueden observar rasgos del paisaje que no se encuentran en los valles encañonados como son terrazas aluviales, diques, naturales, madre viejas, cauces abandonados, complejos de orillares (Posada, 1994). Al igual que la planicie, el cauce también es amplio presentándose relaciones ancho profundidad mayores de 10 (Simons, 1992). La llanura está sujeta a inundaciones recurrentes, por lo que ésta no es estática ni estable.

La llanura está compuesta, generalmente, por sedimentos no consolidados que se erosionan rápidamente durante inundaciones y crecidas del río. El canal de un río puede cambiar de posición en la amplia llanura de inundación y ésta, a su vez, es modificada periódicamente por las inundaciones, a medida que el canal se desplaza de un lugar a otro.

Durante los períodos de aguas normales o bajas, el río que corre por el valle, queda confinado a su cauce y se derrama sobre la planicie de inundación. La planicie de inundación creada por la erosión lateral y por el retroceso gradual de las paredes del valle, se llama planicie de inundación erosional y se caracteriza por una delgada cubierta de grava, arena y limo de unos cuantos decímetros o pocos metros de espesor. De otro lado, bajo el fondo de muchos valles amplios se encuentran depósitos de grava, arena y limo que alcanzan 100 o más metros de espesor. Estos gruesos depósitos se forman cuando las condiciones variantes fuerzan al río a dejar caer su carga a lo ancho del fondo del valle; esta planicie de inundación formada por la construcción del fondo del valle o agradación, se llama planicie de inundación de agradación. Las planicies de inundación de este tipo son mucho más comunes que las erosionales y normalmente tienden a encontrarse en el curso inferior de los ríos. Ambas planicies de inundación, la erosional y la de agradación, muestran formas como meandros, trezamientos, bordos naturales, depósitos de sedimentos, cauces divagantes.

**Meandros.** Se debe su nombre al cauce del río Menderes, en Asia Menor, el cual se vuelve sobre sí mismo en una serie de curvas en forma de S. A todas esas curvas del río se le llaman meandros, y la zona a lo largo del fondo de un valle que incluye un río serpenteante se le llama faja o tren de meandros. Tanto la erosión como la depositación están involucrados en la formación de un meandro. Primero, alguna obstrucción desvía la corriente de un río contra una de las riberas, y a continuación la corriente sufre una deflexión sobre la ribera opuesta. La erosión se produce en el lado de afuera de cada recodo, donde la turbulencia es mayor. El material desprendido de los bancos se mueve río abajo, para ser depositado en las zonas de menor turbulencia, bien a lo largo del centro del cauce o en el lado interior del siguiente recodo. Como el río oscila de un lado a otro, el meandro continúa creciendo por erosión sobre el lado externo de las curvas y por depositación en el lado interior formando barras. El crecimiento cesa cuando el meandro alcanza un tamaño crítico, que se incrementa con el tamaño de la corriente. A causa de que un meandro se erosiona más en su lado de corriente abajo que en el de corriente arriba, tiende a moverse lentamente hacia aguas abajo. Sin embargo, este movimiento no es uniforme y bajo ciertas condiciones el arrastre corriente abajo de una serie de meandros produce estrangulamientos, meandros abandonados y los llamados lagos en forma de yugo o collar de buey, o lago en media luna, o cuerno, o madre vieja.

En su migración valle abajo, algunas veces el meandro corre dentro de una extensión de tierra relativamente más resistente a la erosión. Pero el siguiente meandro, río arriba, continúa moviéndose, y se reduce gradualmente el espacio o cuello entre ambos. Finalmente, el río labra un nuevo canal más corto, llamado estrangulamiento a través del cuello. El meandro abandonado se llama yugo o collar de buey a causa de su forma característica. Comúnmente, los dos extremos del collar de buey se colmatan con limo, y el antiguo meandro llega a quedar completamente aislado del nuevo cauce. Si el meandro abandonado se llena de agua, se forma una madre vieja. Aunque el estrangulamiento elimine un meandro en particular, la tendencia de la corriente a formar meandros subsiste y pronto comienza a repetirse el mismo proceso.

Un meandro crece y migra por erosión sobre el lado exterior de la curva y por depositación en el lado interior. Este depósito deja tras de sí una serie de promontorios y depresiones, o zona de barras puntuales. Con frecuencia se forman pantanos en las depresiones y durante la época de inundaciones el río puede formar un canal alterno a través de una de las depresiones. Tal canal recibe el nombre de canal de interconexión.

**Corrientes trenzadas.** En ciertas planicies de inundación, particularmente donde caen repentinamente grandes cantidades de escombros, una corriente puede construir, una compleja maraña de cauces convergentes y divergentes, separados por barras de arena o islas pequeñas. La corriente de este tipo es lo que se llama corriente trenzada. Cuando la velocidad es frenada, ya sea por una disminución en el gradiente de la corriente o por pérdida de agua debida a la infiltración en depósitos porosos, la energía de la corriente decae también. En consecuencia, una gran parte de la carga suspendida en la corriente se asienta repentinamente. El material depositado desvía la corriente en cauces diferentes, en busca de un curso más fácil. Esta forma de trenza se encuentra comúnmente en los abanicos aluviales, en los depósitos fluvio-glaciares y a lo largo de ciertos ríos con depositación rápida.

**Bordos naturales.** Son bancos de arena y limo a lo largo de las orillas de un río que discurre en una planicie de inundación. Estos bancos tienen una pendiente suave casi imperceptible, que se extiende desde su cresta a lo largo de la orilla del río hacia ambos lados del valle. La planicie de inundación adyacente a un borde natural puede contener áreas pantanosas. Los bordos se forman durante las épocas de inundación, cuando el agua se desborda sobre los bancos del río

en la planicie de inundación. Puesto que el agua lodosa al elevarse sobre el banco del río ya no queda confinada por el cauce, su velocidad y turbulencia decaen inmediatamente y gran parte de la carga suspendida se deposita cerca del río, pero otra parte es arrastrada más allá para ser depositada en la planicie de inundación. De esta manera el depósito que deja una avenida o creciente es una cuña estrecha que se adelgaza más a medida que se aparta del río, pero en el transcurso de muchos años el efecto acumulado produce un bordo natural considerablemente más alto a lo largo de la ribera del río y pueden llegar a alcanzar algunos metros de altura sobre los pantanos vecinos.

Aunque los bordos naturales tienden a confinar a una corriente dentro de su cauce, cada vez que aquéllos se elevan ligeramente, el lecho del río sube también. Con el tiempo, el nivel del lecho queda por encima del nivel de la planicie de inundación circundante. Si el río logra escapar de sus paredes confinantes durante una inundación, abrirá un nuevo cauce a través de las partes más bajas de la planicie de inundación hacia los pantanos. La corriente tributaria que entre al valle de un río con bordos altos, no podrá abrirse paso directamente en el canal principal, de manera que fluirá por la zona de pantanos paralelamente a la corriente principal por muchos kilómetros, antes de encontrar un lugar por dónde entrar.

**Depósitos de planicie de inundación.** Los fondos de la mayoría de las planicies de inundación están cubiertos por dos y algunas veces tres tipos diferentes de depósito. El material más grueso es depositado directamente por la corriente a lo largo de su cauce. Durante los períodos de inundación se esparcen a través de la planicie de inundación, a los lados de las riberas, arena fina, limo y arcilla; además, cantidades relativamente pequeñas de escombros de varios tipos y tamaños se mueven de las laderas del valle, bajo la influencia de la escorrentía y de los movimientos en masa y se distribuyen a lo largo de los lados del fondo del valle. La distribución de los depósitos del cauce y de los de inundación a través de la planicie de inundación depende de la velocidad a la que la corriente construye el fondo de su valle.

Una corriente divagante está cambiando continuamente su cauce y en un rango de tiempo dado, puede haber ocupado toda posición posible de uno a otro lado de la planicie. Una sección transversal a través de la planicie de inundación desarrollada por una corriente como éstas, mostraría una cubierta de grava coronada por sedimentos de grano fino depositados cuando el flujo rebasa los bancos. Esta forma de sedimentación es típica de las planicies de inundación erosionales y de las de inundación de agradamiento muy lento. Pero una corriente divagante que construya su planicie de inundación con rapidez tiene menos oportunidad de ocupar cada lugar a través de la extensión del fondo de su valle. En consecuencia, esta planicie de inundación estará cubierta en su mayor parte por sedimentos finos, depositados durante las épocas de creciente. Una sección transversal a través de éstas, indicaría una banda irregular de material grueso que señala las posiciones sucesivas del cauce. Las planicies de inundación de agradamiento rápido muestran este tipo de depósito.

**Terrazas de río.** Una terraza de río es una superficie relativamente plana, que corre a lo largo de un valle con un banco a manera de escalón que las separa, ya sea de la planicie de inundación o de una terraza inferior. Es un remanente del cauce antiguo de una corriente que se ha abierto camino hacia un nivel subyacente, mediante la erosión de sus propios depósitos. Una terraza de corte y relleno se forma cuando una corriente llena un valle con sedimentos y labra después su cauce a un nivel subyacente. La agradación o construcción inicial puede ser causada por un cambio en el clima que conduzca a un incremento en la carga de la corriente o a una disminución en su descarga. También puede elevarse el nivel base de la corriente, reduciendo el gradiente y dando lugar al depósito. En cualquier caso la corriente tapa el valle

con sedimento y se eleva gradualmente la planicie de inundación. Luego, si el equilibrio se pierde y la corriente comienza a erosionar, labrará un cauce a través de los sedimentos anteriormente depositados. El nivel de flujo será inferior al de la antigua planicie de inundación y en este nuevo nivel comenzará la corriente a labrar una nueva planicie de inundación. Con el tiempo, quedarán vestigios de la antigua planicie de inundación en ambos lados de la nueva. Las terrazas que quedan una frente a otra a través de la corriente y a la misma elevación, se conocen con el nombre de terrazas aparejadas.

Algunas veces la erosión hacia abajo causada por las corrientes da lugar a la formación de terrazas disperejadas en lugar de aparejadas. Si la corriente oscila de un lado a otro del valle, erosionando lentamente a medida que avanza, puede encontrar roca resistente debajo de los depósitos sin consolidar. Entonces la roca expuesta desviarán la corriente, evitando la erosión posterior. En este caso queda una sola terraza desemparejada al otro lado de la corriente. Las terrazas, ya estén aparejadas o disperejadas, pueden ser cortadas también en el fondo rocoso del río, ya comúnmente una capa delgada de arena y grava descansa sobre el fondo rocoso de estas terrazas.

Los **abanicos aluviales** se caracterizan por tener geometrías inestables del canal y movimientos laterales rápidos. Estos abanicos son típicos de los climas áridos y semiáridos, pero se pueden formar en casi todos los climas, si son adecuadas las condiciones. Un abanico representa una disminución repentina en el poder de transporte de una corriente a medida que pasa de un gradiente abrupto a uno suave, por ejemplo, cuando la corriente desciende de la ladera de una montaña a una planicie. Al reducirse la velocidad, la corriente comienza a depositar rápidamente los sedimentos en forma de abanico.

En el proceso, construye su cauce, a menudo con pequeños bordos naturales, a lo largo de sus riberas. A medida que los bordos siguen creciendo, la corriente puede fluir por encima del nivel general. A continuación, durante una época de inundación, tiende hacia un nivel inferior y desplaza su cauce para empezar el depósito donde le sea más favorable.

Los **deltas** se presentan cuando los ríos arrastran grandes cantidades de sedimento y desembocan en el mar o a un lago. El material depositado forma inicialmente flechas paralelas al flujo que delimitan las márgenes del cauce dentro del mar. Posteriormente el material que se sigue depositando y la acción del oleaje incrementan el ancho de las flechas. Por otra parte, al ocurrir grandes avenidas o tormentas, las flechas se rompen en algún sitio por donde encuentra salida parte del flujo y el proceso descrito se repite en ese nuevo cauce. Este proceso produce un abanico de sedimentación cuya forma se asemeja a la letra griega  $\Delta$ , de donde viene su nombre. Los deltas presentan siempre varios brazos.

## 2.6 Ciclos de un río

El ciclo de un río se divide en tres etapas principales, comparables a la edad del hombre: juventud o zona de montaña, madurez o valles intermedios y vejez o zonas planas. Cada una de estas etapas tiene sus propias características, sin embargo, resulta difícil establecer límites precisos entre dichas etapas. El ciclo de erosión brinda una descripción cualitativa de los valles de los ríos y de las áreas, pero cuando se trata de asignarles valores cuantitativos surgen las dificultades, pero el concepto es un artificio de gran valor, que permite describir con palabras el marco de desarrollo de un valle o de una región.

El rasgo más característico de una corriente joven es la actividad de esa corriente y la rápida erosión de su cauce. En esta etapa, las laderas del valle llegan directamente (o casi) a las orillas del río y adoptan un perfil transversal en forma de V. No existe planicie de inundación, o sólo una muy angosta. El gradiente de la corriente es pronunciado, marcado por cascadas y rápidos y los tributarios tienden a ser pocos y pequeños.

La juventud de un río corresponde a la parte más alta de la cuenca hidrográfica en donde se originan el caudal y los sedimentos. Está caracterizada por tener fuertes pendientes, velocidades altas y caudales bajos. El cauce transcurre por relieves escarpados y estratos rocosos principalmente. La energía del río se consume en profundizar el cauce.

En un río maduro, la velocidad de corte hacia abajo es más lenta; el gradiente más suave y la mayoría de las cascadas y rápidos han sido eliminados. A medida que avanza el ensanchamiento del valle con mayor rapidez que su profundización, comienza a formarse una planicie de inundación; y la corriente comienza a divagar o a hacer meandros a través de la planicie. En esta etapa ha alcanzado el valle su mayor profundidad. Es la de transferencia o transporte de agua y sedimentos de la zona de montaña a la zona baja. La energía del río se consume en profundizar y ampliar el cauce. El río forma meandros y trenzamientos.

En la etapa de vejez, el ensanchamiento del valle, aunque lento, todavía predomina sobre el corte hacia abajo y la planicie de inundación es más ancha que la faja de meandros. Los lagos en "media luna", los meandros abandonados y los bordos naturales son ahora más comunes que en la madurez. Corresponde a la parte baja en donde el sedimento se deposita. Se caracteriza por tener pendientes bajas, velocidades bajas y altos caudales. El cauce transcurre en estratos aluviales de gran espesor. La tendencia del cauce es a ampliarse.

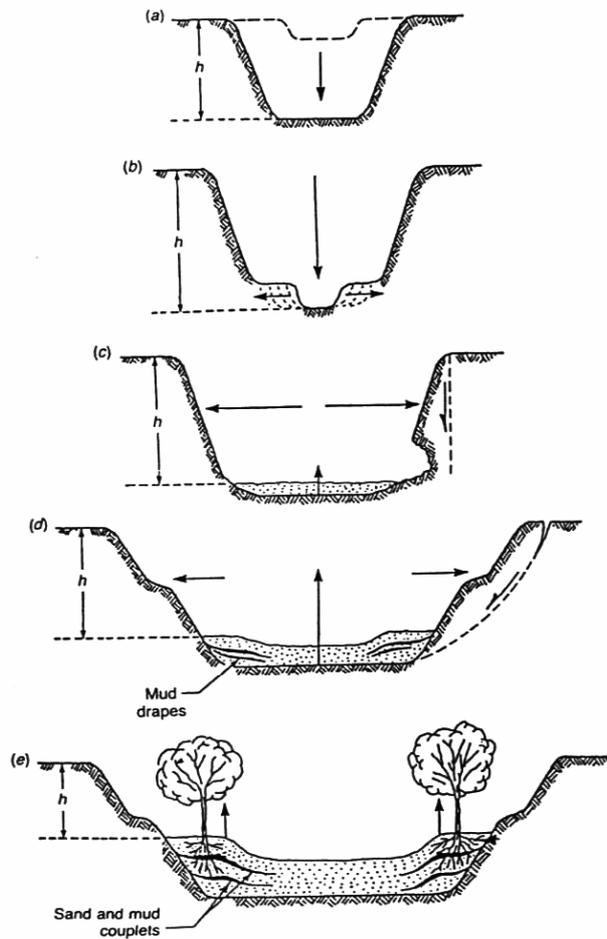
La **Figura 2.3** muestra la evolución de un cauce ilustrando desde el estado de incisión hasta un estado de eventual estabilidad.

## 2.7 Factores que afectan el paisaje fluvial

Existen factores a nivel de cuenca, de valle y de cauce, como son los geomorfológicos, geológicos, sismológicos, suelo, uso y cobertura de suelo, sedimentos, hidrológicos, hidráulicos, eco-sistémicos y el nivel base, que afectan la estabilidad del cauce. En forma general, se hace a continuación una breve descripción de los factores que de una u otra manera afectan la dinámica de un río.

- **Factores geológicos**

Los depósitos superficiales existentes y las clases de rocas con sus características de meteorización, erosión, discontinuidades, rasgos topográficos y drenaje, influyen sobre el paisaje fluvial. Es importante conocer y definir los contactos litológicos y las fallas geológicas existentes en la cuenca del río pues pueden inducir movimientos en masa de las laderas que al caer a un cauce crean eventualmente represamientos del flujo con consecuencias de magnitud impredecible hacia aguas abajo.



**Figura 2.3** Evolución de un canal desde la incisión inicial (a, b), pasando por el ensanchamiento (c, d), hasta la agradación (d, e) y eventual estabilidad. Lagasse, O. F., Schall J. D., Richardson, E. V. (2001).

- **Factores sísmicos**

La sismicidad de una zona se considera un factor detonante que induce por ejemplo movimientos en masa que pueden llegar a afectar la dinámica fluvial de un cauce. Es importante tener en cuenta aspectos como: datos históricos e instrumentales de localización y magnitud y frecuencia o período de retorno de los sismos.

- **Factores del suelo**

Aspectos como la permeabilidad, la textura, la estructura y la susceptibilidad a la erosión de los suelos de las zonas de vertiente, son muy importantes en los procesos de cuantificación del aporte de sedimentos y escorrentía superficial y subsuperficial que estas zonas hacen a los ríos. Por consiguiente, deben ser tomados en cuenta en el análisis de la dinámica fluvial, puesto que influyen no sólo en las condiciones hidrológicas sino también en la morfología del cauce, bien sea directa o indirectamente.

Por ejemplo, suelos como los entisoles o vertisoles que se caracterizan por presentar susceptibilidad a procesos erosivos en condiciones de alta pendiente, requieren manejo adecuado para controlar o evitar la erosión y para que el suministro de sedimentos no genere agradación en el río, que conduzca a producir inundaciones, cambios en el cauce, afectación a estructuras civiles, etc.

Suelos de textura gruesa son más permeables que suelos arcillosos; por consiguiente, en los primeros existirá mayor infiltración que deriva en un menor aporte de escorrentía superficial que si el suelo fuera de textura más fina, así ambos presenten las mismas condiciones fisiográficas y de manejo.

- **Factores del uso y cobertura de suelo**

El uso y cobertura del suelo es el factor que más fácilmente da cuenta del grado de intervención antrópica sobre el medio y por consiguiente, permite explicar algunos de los cambios que se presentan en los ríos.

La variación del uso y cobertura puede en algunas áreas favorecer los procesos de inundación, degradación, agradación y movilidad de los cauces y en otras, propender por la recuperación de áreas degradadas. Sin embargo, la revegetación de antiguos cauces o madre viejas, el secamiento de planicies de inundación o la consolidación de centros poblados en áreas de antigua divagación de un río, pueden llegar a generar un problema puesto que para una creciente extrema el río busca recuperar sus antiguas formas.

Un suelo con una cobertura apropiada, acorde con su potencialidad y que regule procesos de movimientos en masa, minimiza la susceptibilidad al deslizamiento en algunas zonas; mientras que un área con conflicto de uso de suelo aumenta la susceptibilidad a que en un río se puedan presentar represamientos por movimientos masales.

- **Factores geomorfológicos**

Los cambios geomorfológicos en el río están asociados a procesos de degradación lateral, degradación vertical y la agradación del cauce en el tiempo. También deben incluirse procesos que tienen lugar a corto plazo como son las variaciones de las márgenes y el fondo del cauce, asociadas usualmente con crecientes y las inundaciones por ella causadas.

Los ríos son los principales agentes formadores del paisaje dependiendo de las unidades litológicas, las estructuras geológicas por donde discurren y de los procesos morfológicos activos e inactivos presentes en una determinada región (degradación, transporte, agradación). Las tasas de evolución de los procesos que moldean el paisaje en un sistema fluvial están condicionadas por el clima, las actividades humanas que generan o imponen controles al flujo y por los controles geológicos (unidades litológicas) y estructurales (fallas, pliegues), (Posada, L. 1994).

El estudio de las formas del sistema fluvial es indispensable para conocer e identificar los controles naturales que ofrece la cuenca al paso de una creciente. Dichos controles pueden tener un carácter permanente como por ejemplo las terrazas aluviales (llanuras de inundación abandonadas) o pueden tener un carácter transitorio como son los complejos de orillares, los cuales pueden ser modificados con el paso de una creciente extrema.

Por lo anterior, es de suma importancia, considerar la cuenca en forma integral para distinguir los cauces de planicies de los cauces de montaña, para identificar los controles al flujo bien sean naturales (litológicos y estructurales) como antrópicos (presas, puentes, diques artificiales y obras de infraestructura en la planicie).

El estudio geomorfológico debe incluir el análisis de fotointerpretación de imágenes aéreas y satélite, topografía, cartografía y debe estar soportado por información geológica adecuada. Esto permite determinar factores como pendientes de las laderas, altitud relativa, orientación de las pendientes, perfil longitudinal del cauce, pendientes del cauce, forma de las secciones transversales y forma del cauce en planta.

- **Sedimentos**

Las características del material que transporta una corriente están asociadas con la configuración geológica de la cuenca de drenaje. Los cauces son usualmente susceptibles de ser degradados, al presentarse un desequilibrio entre la capacidad de transporte de sedimentos y el suministro de los mismos, alterando la geometría hidráulica de la sección transversal. Sin embargo, para simplificar la modelación hidráulica, en muchos casos se recurre a considerar la geometría constante en el tiempo.

Tres clases de materiales se distinguen en un cauce natural considerando únicamente la resistencia que ofrecen a ser transportados por una corriente: materiales no cohesivos o granulares, materiales cohesivos y rocas.

La interacción entre el flujo y el material granular aluvial ha sido más ampliamente estudiada debido a que es el caso más frecuente asociado con problemas en la hidráulica de ríos.

- **Factores hidrológicos**

A través de millones de años en la historia de la Tierra, los agentes erosivos han estado trabajando constantemente para reducir las masas terrestres (montañas) a nivel de los mares por lo que los ingenieros hidráulicos suelen decir que el trabajo de un río consiste en transportar las montañas hacia el mar. De estos agentes, el más importante es el agua que escurre en la superficie. Las corrientes de la Tierra mueven enormes cantidades de sedimentos a través de sus valles a las grandes cuencas de asentamiento para llegar finalmente a los mares.

Todos los ríos van al mar, pero éste no se llena, ya que el agua que corre en capas delgadas por las pendientes y después por riachuelos, corrientes y ríos, provienen de los océanos. Aunque, en una excepción, una parte de agua puede provenir del interior de la Tierra y salir a superficie mediante erupciones; pero una vez allí, esta agua también sigue el patrón general de movimiento del agua del mar a la tierra y viceversa, lo que se conoce con el nombre de Ciclo Hidrológico.

Cuando el agua ha caído sobre la tierra en forma de precipitación, sigue uno de los varios caminos que integran el ciclo hidrológico. La mayor parte se evapora volviendo a la atmósfera directamente o bien, es tomada por las plantas y transpirada por ellas al aire. Una pequeña cantidad sigue el camino del escurrimiento, es decir, el agua que escurre por la superficie del terreno y otra parte aún más pequeña del agua, es absorbida por el terreno a través de la infiltración. Teniendo en cuenta los pasos que sigue en el ciclo Hidrológico, el agua que cae en

forma de precipitación, se puede expresar en términos de la cantidad de escurrimiento, como sigue:

$$\text{Escorrimento} = \text{precipitación} - [\text{infiltración} + \text{evaporación} + \text{transpiración}]$$

Eventos extremos de precipitación pueden ser detonantes de procesos como movimientos en masa que al afectar el cauce de un río alteran su dinámica fluvial. Además, lluvias extremas causan la crecida de los ríos, de allí que uno de los aspectos más importantes en un estudio de dinámica fluvial es el diseño hidrológico mediante el cual se determinan los caudales que se pueden presentar en el sitio de interés con cierta frecuencia. En este caso, se considera que las mayores transformaciones en los ríos suceden en condiciones de creciente, por lo que se da mayor importancia al análisis de los caudales máximos asociados a diferentes períodos de retorno, que a los mínimos y medios.

Para el cálculo de caudales asociados a determinados períodos de retorno es necesario disponer de información histórica en la cuenca, caso para el cual existen en la literatura numerosas metodologías. La selección de la metodología para cualquier análisis hidrológico depende de los objetivos del estudio, de la existencia de información, del tiempo disponible y de los recursos económicos y computacionales.

La confiabilidad de la información hidrológica está asociada entre otras circunstancias a la calidad de la recolección y procesamiento de los datos de campo, la longitud de los registros y la representatividad de la información recolectada. Cualquier problema en algunos de estos aspectos aumenta el grado de incertidumbre asociado a este tipo de estudios. La escasez de información es una de las dificultades más grandes en los estudios hidrológicos en Colombia y en el mundo.

- **Factores hidráulicos**

Los factores hidráulicos involucrados en la estabilidad del cauce son numerosos e incluyen magnitud y frecuencia de las crecientes, velocidades del flujo, niveles del agua, gradiente hidráulico, formas de lecho, transporte de sedimentos, resistencia al flujo, tipo de flujo, contracciones al flujo, basuras y cuerpos flotantes.

El estudio hidráulico está orientado a la determinación de parámetros de interés a la hora de evaluar los diferentes procesos fluviales, estando entre los más importantes las velocidades, los niveles de flujo y el ancho de la superficie libre del flujo asociados a caudales para diferentes períodos de retorno.

Procesos de degradación y agradación se acentúan durante crecientes, siendo necesario determinar las velocidades del flujo para compararlas con velocidades críticas para inicio de transporte de sedimentos y ver qué proceso se estaría presentando.

Para hacer estudios hidráulicos se requiere de información hidrológica, topográfica y de suelos que permita hacer una simulación del tránsito de una creciente en un río.

- **Factores eco-sistémicos**

Los factores eco-sistémicos involucran desde cambios en la cuenca hasta estructuras que pueden estar afectando la dinámica fluvial como presas, puentes, diques, obras de control fluvial, etc.

- **Nivel-base de una corriente**

El nivel base es el factor que controla el avance de una corriente, de la juventud a la vejez.

El nivel base es un concepto clave en el estudio de la actividad de las corrientes. Se define como el punto más bajo al cual esa corriente puede erosionar su cauce. Cualquier medio que evite a la corriente rebajar más su canal, sirve para crear un nivel-base. Por ejemplo, la velocidad de una corriente se frena cuando entra a las aguas tranquilas de un lago. Aquí la corriente pierde su capacidad para erosionar y no puede cortar por debajo del nivel del lago. En realidad, el control del lago sobre la corriente es efectivo a lo largo de todo el curso corriente arriba, pues ninguna parte del río puede erosionar bajo el nivel del lago (al menos mientras el lago no sea destruido); pero en sentido geológico, todo lago es temporal. Así, cuando el lago haya sido destruido, quizá por la excavación del terreno de su desagüe, ya no controlará por más tiempo el nivel-base de la corriente y ésta quedará en libertad de continuar su erosión hacia abajo. Al no ser permanente el nivel-base formado por un lago, es considerado como un nivel-base temporal. Pero aunque una corriente se haya liberado de un nivel-base temporal, será controlada por otros más adelante, corriente abajo; y su fuerza erosiva está siempre influida por el océano, que es el nivel-base final. Sin embargo, el océano mismo está sujeto a cambios de nivel, de manera que el último nivel-base no está determinado totalmente.

El nivel-base de una corriente puede estar controlado no solamente por los lagos, sino también por capas de roca resistente y por el nivel de la corriente principal de la cual es afluente un tributario.

Si por alguna razón el nivel-base se eleva o desciende, la corriente ajustará el nivel de su cauce, para adaptarse a la nueva situación. Por ejemplo, al construir una presa y crear un lago a lo largo de su curso, se eleva el nivel-base de una corriente. El nivel del lago sirve como un nuevo nivel-base, y el gradiente de la corriente arriba de la presa es ahora menos pronunciado que originalmente. Como consecuencia, la velocidad de la corriente se reduce, y puesto que ésta no puede llevar por más tiempo todo el material aportado, comienza a depositar sedimentos en el punto donde penetra al lago. A medida que pasa el tiempo se forma un nuevo cauce del río con aproximadamente la misma pendiente que el cauce original, pero a un nivel más alto.

Si se baja el nivel-base del río, al quitar la presa y consecuentemente el lago, el río podrá ahora cortar los sedimentos que depositó cuando todavía existía el lago. En poco tiempo el perfil del canal será esencialmente el mismo que antes de empezar a modificar la corriente. Por lo tanto, en general, una corriente se ajusta por sí misma a una elevación en el nivel-base formando su canal mediante la sedimentación, y se ajusta a un descenso en el nivel-base erosionando su canal hacia abajo.

Cualquier movimiento significativo del nivel base, ya sea hacia arriba o hacia abajo, interrumpirá el ciclo. Por ejemplo, si el nivel del mar desciende o los movimientos de la corteza terrestre elevan y arquean el terreno, la corriente comenzará a profundizar su cauce y a ajustar su perfil al nuevo nivel base. Entonces, un valle joven en forma de V se puede desarrollar dentro de un amplio valle maduro, estableciendo un nuevo ciclo de erosión. Si el nuevo nivel base permanece constante por un tiempo suficientemente largo, toda evidencia del ciclo original desaparecerá y el valle pasará de la juventud a la madurez y a la senectud.

Si una corriente madura ha alcanzado la etapa de formación de meandros y es levantada por los movimientos terrestres, puede ser capaz de cortar su cauce hasta la roca subyacente, en una

serie de meandros entrelazados. Esto quiere decir que el nuevo valle será joven, pero continuará siguiendo el antiguo patrón establecido por la corriente antes de que tuviera lugar el cambio en el nivel-base. Una corriente puede rejuvenecer cuando se ve forzada a comenzar un nuevo ciclo de erosión por el cambio de condiciones. Las interrupciones en el ciclo de erosión pueden producirse también de otras maneras. Por ejemplo, si el nivel base-suben, el río depositará su carga en un intento de crear un nuevo perfil. Como resultado, un valle joven puede llegar a cargarse de sedimentos y adoptar algunas de las características de la edad senil. Sin embargo, tal valle no está estrictamente dentro de la etapa senil del ciclo de erosión, pues su edad aparente radica en la depositación más que en la erosión.

### 3. Características de los cauces fluviales

El entendimiento de la morfología fluvial se facilita mediante el estudio del alineamiento del cauce en planta y perfil y de sus secciones transversales. Las formas de las corrientes de agua son muy variadas y son el resultado de la interacción de muchas variables (caudal, ancho, profundidad, velocidad, pendiente, rugosidad del material del lecho, tamaño de la carga de sedimento, volumen de sedimento transportado). Cambios pequeños en una variable llegan a afectar el cauce con consecuencias para el entorno. Es necesario hacer notar que muchas veces, en los factores anteriores, son más importantes sus interrelaciones, que la influencia de cada uno por separado.

En general, el punto de máxima velocidad en la sección transversal de un río es normalmente de un 25 a un 30% más grande que la velocidad promedio. En cauces arenosos de planicie, la velocidad media máxima corresponde a la velocidad promedio durante una avenida y varía de 2.0 a 3.0 m/s. La velocidad media mínima corresponde a la velocidad promedio del gasto base y varía de cero a 0.6-1.0 m/s.

#### 3.1 Patrón de alineamiento del cauce

Representa la forma del canal en el plano horizontal (como sería una vista aérea del canal). El patrón de alineamiento está íntimamente relacionado con los procesos de erosión y transporte de sedimentos en la corriente y por ende con la estabilidad lateral de la misma. Depende de la composición litológica y de las estructuras geológicas (fallas, diaclasas, contactos litológicos) puesto que en algunas oportunidades ofrecen control al alineamiento del canal.

Se presentan tres patrones de canal, dependiendo de su sinuosidad (Figura 3.1), recto, trenzado y meándrico o serpenteado<sup>2</sup>, Figura 3.2 (Leopold y Wolman, 1957) y del número de canales; la forma del valle variará para estos patrones de alineamientos ya que éstos dependen parcialmente de los controles interpuestos por el valle a la migración lateral.

##### 3.1.1 Rectos

Canales rectos son aquellos que presentan una sinuosidad menor de 1.5 en un cauce único (Leopold, 1957). Rara vez se presentan en la naturaleza, y sólo se observan en tramos relativamente cortos de las corrientes, excepto cuando discurren por una falla geológica. En estos casos el valle es estrecho y la estabilidad lateral del canal es alta debido al control geológico ante los procesos de migración lateral. También se encuentran tramos rectos uniendo las curvas de un canal sinuoso.

---

<sup>2</sup> Relación entre la longitud del río y la longitud del valle (Rosgen, 1996).

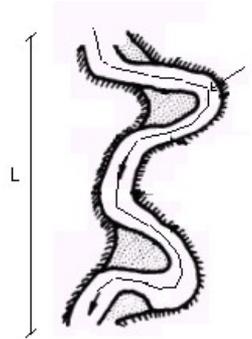


Figura 3.1 Medida de la sinuosidad  $P = I/L$ .

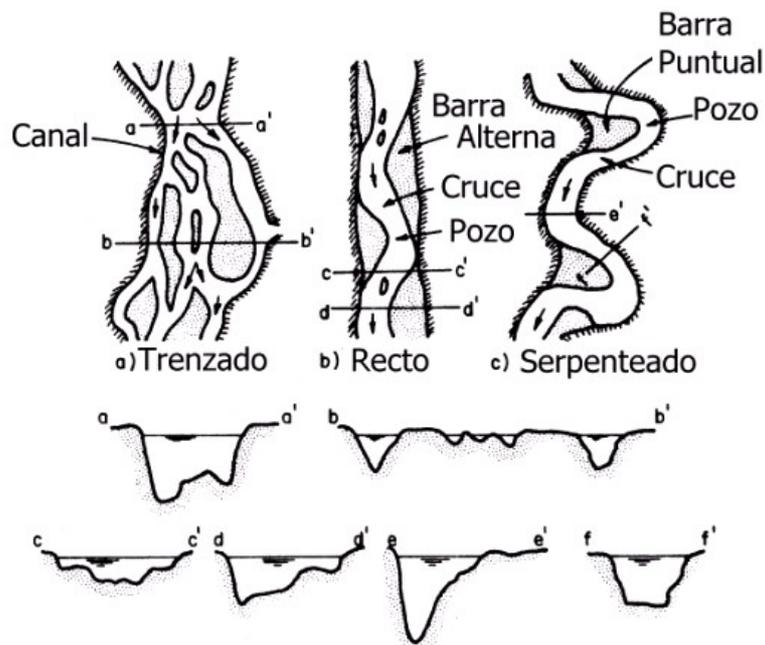


Figura 3.2 Clasificación de corrientes propuesta por Leopold y Wolman (1957). Modificado de Simons & Sentürk (1992).

Aún cuando los ríos sean rectos, el thalweg<sup>3</sup> presenta un alineamiento sinuoso, discurriendo a través de barras alternas<sup>4</sup> (Posada, 1994). Los ríos de montaña generalmente son rectos y su perfil presenta una configuración de saltos y pozos, e incluso en las partes altas de la cuenca se pueden presentar cascadas (Rosgen, 1996).

Los cauces rectos se consideran en un estado de transición hacia cauces meándricos por lo que un ingeniero de ríos no debería tratar de construir canales rectos así estén las bancas completamente protegidas con revestimientos.

<sup>3</sup> Línea de máxima profundidad

<sup>4</sup> Depósitos dentro del canal localizados alternativamente cerca de las orillas

### 3.1.2 Trenzados

Si el cauce no está confinado y hay mucho transporte de sedimentos, más de un canal se puede crear convirtiéndose el río en trenzado. Estos cauces presentan múltiples canales de flujo (Leopold, 1957) separados por barras transversales (por esta razón no es posible asignar una sinuosidad); el cauce está conformado por material no cohesivo (gravas). La pendiente es generalmente alta, la sección transversal es ancha y la profundidad baja. Debido a la fluctuación de la velocidad en flujo turbulento con profundidades bajas, ocurre la depositación del material grueso en barras centrales y laterales que dirigen el flujo hacia las bancas causando su inestabilidad (Rosgen, 1996).

Una causa del trenzamiento es la gran cantidad de carga de lecho que la corriente no es capaz de transportar, siendo la cantidad de material más importante que su tamaño. Si el cauce está sobrecargado de sedimentos, el lecho se agrada al haber sedimentación y la pendiente aumenta en un esfuerzo para obtener condición de equilibrio. Al volverse más pendiente, la velocidad aumenta y se desarrollan múltiples cauces ocupando un ancho mayor. Otra causa de trenzamiento es la presencia de bancas fácilmente erodables que tienden a ampliarse para flujos altos y después formar barras e islas. Estos cauces presentan dificultades para la construcción de estructuras por ser muy anchos, poco profundos, tener estratos aluviales de gran espesor, son inestables, transportan grandes cantidades de sedimentos, y en general, son impredecibles.

### 3.1.3 Serpenteantes o meándricos

La característica principal de un río serpenteante es la presencia de una serie de curvas de sentido contrario conectadas por tramos rectos, que forman pozos en la parte externa de las curvas y zonas de cruce localizadas entre éstas; El cauce está conformado por un único canal de flujo con una sinuosidad superior a 1.5 (Leopold, 1957); las pendientes del canal son más bajas que en los ríos trenzados y la carga de sedimentos está compuesta de material fino, principalmente arenas. Usualmente en los ríos serpenteantes el valle es muy amplio.

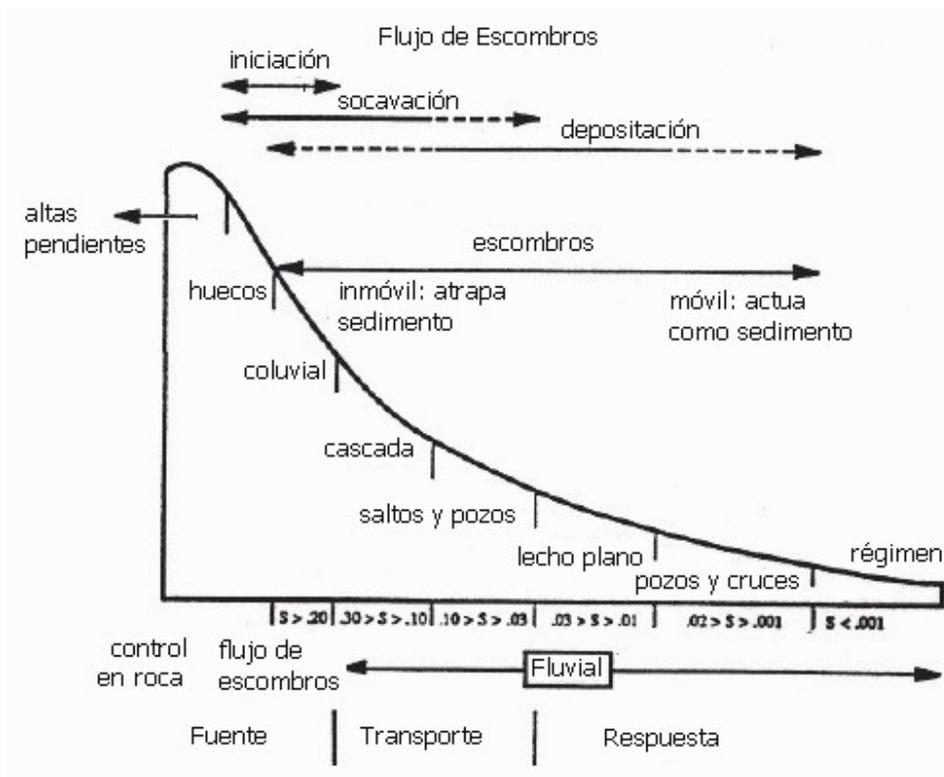
En cauces meándricos, el thalweg se mueve transversalmente y origina la formación de curvaturas en forma de S, las que en general, se deben a procesos de erosión y de sedimentación. Al dirigirse la corriente hacia una banca, ésta sufre erosión, la corriente es deflectada y se va a atacar la banca opuesta en un sitio aguas abajo. La fuerza centrífuga en la curvatura causa una pendiente transversal en la superficie del agua, formándose muchas veces flujo helicoidal que remueve partículas de la parte externa de la curva y las transporta al lado opuesto en donde se depositan. Las velocidades son más bajas en la parte interna de las curvas dando lugar a sedimentación o formación de barras. Los procesos de erosión de bancas en la curva exterior y depositación en la curva interior hacen que el canal divague en su llanura de inundación.

## 3.2 Perfil altimétrico de la corriente

El perfil longitudinal de la corriente usualmente presenta una forma cóncava (Richards, 1982), la pendiente está relacionada, en cada punto, con las características del material del lecho, como se puede apreciar en la Figura 3.3. El perfil permitirá determinar el grado de concavidad, identificar posibles controles estructurales y controles en la descarga de la corriente.

A partir del análisis del perfil de la corriente también se podrá determinar la localización de abanicos aluviales, conos de deyección y deltas ya que su principal característica está asociada a un cambio brusco en la pendiente (fuerte a suave).

Los procesos de erosión, transporte y deposición están directamente asociados con la concavidad del perfil. En un río de montaña la pendiente del canal es alta; los principales procesos que se presentan son de erosión y transporte, el material del lecho es grueso granular y la sección transversal usualmente se encuentra encañonada. Contrariamente, los ríos de planicie presentan un perfil transversal con una pendiente más suave, el material del lecho está conformado principalmente por material fino granular, la deposición es el proceso dominante y la sección transversal presenta una llanura de inundación amplia (Posada, 1994).



**Figura 3.3 Relación entre el perfil y la carga de sedimentos, y las diferentes formas del lecho, propuesto por Montgomery & Buffington (1997). Modificado de <http://yosemite.epa.gov>.**

A lo largo del avance de la corriente se pueden caracterizar diversos patrones o características predominantes que inciden en el comportamiento hidráulico y geomorfológico de la corriente.

La zona de montaña o de altas pendientes corresponde a la divisoria de aguas; las formaciones con huecos tienen el lecho rocoso. La zona coluvial está formada por material proveniente del desprendimiento de las laderas. Las cascadas presentan en su lecho grandes piedras, de más de 2 m de diámetro; las zonas con saltos y pozos tienen piedras grandes y cantos. El lecho plano está formado por gravas y cantos. Los pozos y cruces se presentan en gravas y sus cauces suelen ser meándricos con pozos en la parte externa de las curvas y cruces entre ellas; la zona de régimen se caracteriza por tener dunas y rizos formados en materiales como arena, limo y arcilla.

### 3.3 Sección transversal

Los cauces aluviales están en un continuo estado de ajuste de la forma de su sección transversal y la depende de la interrelación de 8 variables:

- Caudal
- Ancho
- Profundidad
- Velocidad
- Pendiente o gradiente
- Rugosidad del material del lecho
- Tamaño de la carga de sedimento
- Volumen de sedimento transportado

- **Ajustes de caudal, velocidad y cauce**

El comportamiento de un río durante la época de crecientes es muy diferente del comportamiento durante el estiaje. Durante las avenidas un río lleva más agua y se mueve con mayor rapidez. De otra parte, en esa época el río es generalmente más ancho, su nivel es más alto y también más profundo, de manera que se presenta una relación de la descarga de un río con su ancho, profundidad y velocidad;

Cuando el caudal aumenta en un punto dado a lo largo de un río, su anchura, profundidad, velocidad, o cualquier combinación de estos factores, debe aumentar también. En la mayoría de las corrientes, si la descarga aumenta, la anchura, la profundidad y la velocidad crecen cada una en un grado definido. La corriente mantiene un equilibrio entre la cantidad de agua que lleva, por un lado, y su profundidad, anchura y velocidad, por el otro. Además, lo hace en forma ordenada.

El caudal de una corriente aumenta corriente abajo; pero además, el ancho y la profundidad aumentan también corriente abajo. Si se estudia el ancho, profundidad, velocidad y descarga de una corriente desde sus cabeceras hasta su desembocadura para una etapa particular de flujo (por ejemplo en las avenidas o en el estiaje), se encuentra que los cambios siguen un patrón definido, de manera que la profundidad y el ancho crecen río abajo a medida que aumenta la descarga ya que le llegan nuevos tributarios que aportan agua al canal principal y, sorprendentemente también la velocidad de la corriente crece hacia su desembocadura. Esto va en contra de lo que era de esperarse, puesto que los gradientes son más altos río arriba, lo cual sugiere que las velocidades en las cabeceras (que son más abruptas) deberían ser más altas también. Pero la explicación de esta anomalía aparente es simple: a fin de manejar la descarga, más grande corriente abajo, la corriente debe no sólo ensanchar y profundizar su cauce, sino también aumentar su velocidad.

- **Ajustes de gradiente**

El gradiente de una corriente disminuye a lo largo de su curso, desde las cabeceras a la desembocadura, produciendo un perfil total cóncavo. Si no fuera por este aplanamiento gradual del perfil, la descarga, cada vez mayor corriente abajo, produciría velocidades fantásticamente más altas que las observadas en la naturaleza. Una pendiente cóncava tiende a disminuir la proporción en que la velocidad de la corriente aumenta. El perfil real de una corriente está determinado por las condiciones particulares que ésta encuentra a lo largo de su curso. En sus

intentos por establecer un equilibrio entre la descarga por un lado y las características del canal, la velocidad y el gradiente, por el otro, la corriente reduce su gradiente e incrementa su velocidad, su ancho y su profundidad a medida que fluye río abajo. El perfil resultante o gradiente es una expresión del equilibrio que se produce a lo largo de cada sección de la corriente.

Algunas de estas variables geométricas presentan una relación con el caudal, tal como se indica en la Figura 3.4.

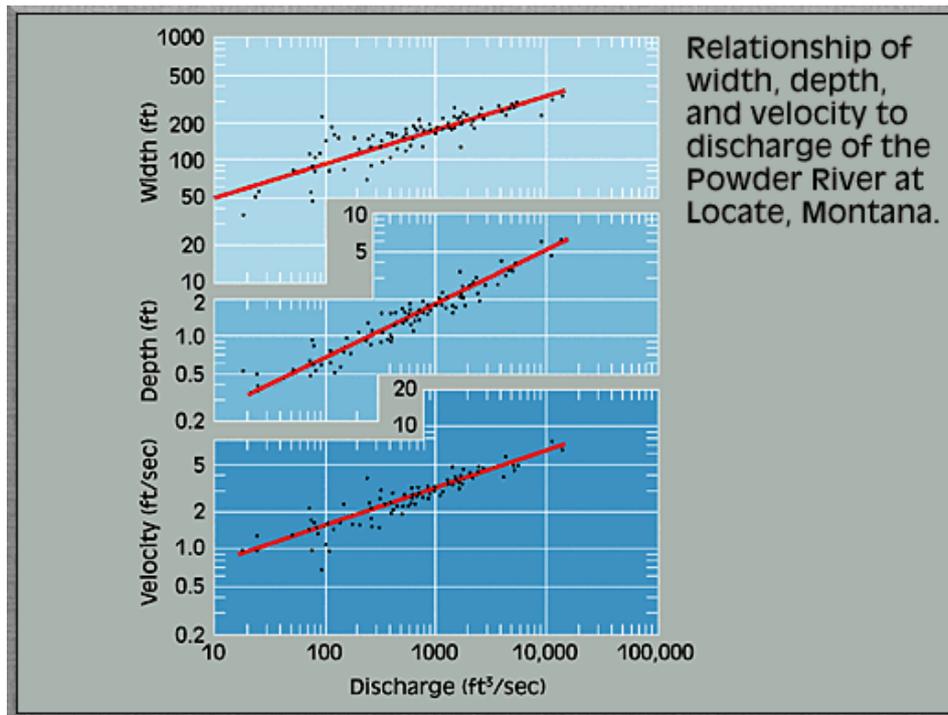


Figura 3.4 Relación entre variables geométricas y el caudal.

### 3.4 Formaciones de sedimentos en cauces naturales

#### 3.4.1 Formas de lecho en cauces aluviales

Las formas del lecho se definen como todas las irregularidades más grandes que el tamaño mayor de las partículas que conforman el lecho de los canales aluviales y ofrecen la mayor resistencia al flujo que caracteriza estos canales.

La forma del cauce depende principalmente del material que compone el lecho, la intensidad de los procesos erosivos y está ligada a la frecuencia de las crecientes. También se debe al balance entre la fuerza del agua y la resistencia del lecho y de los materiales de las bancas.

La resistencia al flujo en cauces naturales debe considerar que el fondo no es fijo y que cambia en función de las características del flujo y de las partículas que se mueven en el cauce. Es difícil establecer un criterio para la predicción correcta de la geometría y el tamaño de las ondulaciones que se presentan en un lecho y solo se puede tener una idea sobre el tipo y la forma aproximada de las mismas.

Las formas de lecho se clasifican para cauces aluviales según experiencias de laboratorio así: lecho plano y sin transporte, rizados, lecho plano con transporte, ondas estacionarias y antidunas. El número de Froude del flujo define la configuración del lecho. Incrementando el número de Froude el lecho irá cambiando de un lecho plano sin transporte a otras configuraciones, (Figura 3.5).

$$F_r = \frac{V}{\sqrt{gY_h}} \quad (3-1)$$

$F_r$  = número de Froude  
 $V$  = velocidad media  
 $g$  = aceleración de la gravedad  
 $Y_h$  = profundidad hidráulica

- **Lecho plano y sin transporte**

La resistencia al flujo anterior al inicio del movimiento de sedimentos es equivalente a la situación de un cauce en lecho fijo. La resistencia al flujo depende básicamente de la rugosidad del lecho. Los valores del coeficiente  $n$  de Manning varían entre 0.012 y 0.014 dependiendo del tamaño de la arena. Después de que se inicia el movimiento, un lecho plano puede presentar rizados para arenas menores que 0.5 mm o dunas para arenas de tamaños mayores.

- **Rizados**

Son ondulaciones triangulares con una pendiente suave en la cara de aguas arriba y la pendiente natural del material en la cara de aguas abajo. La longitud varía entre 0.4 pies (12 cm) y 2 pies (60 cm), y la altura entre 0.02 pies (0.6 cm) y 0.2 pies (6 cm). Su distribución en el lecho es irregular. El coeficiente  $n$  de Manning varía entre 0.018 y 0.030. Se forman si el tamaño del sedimento es menor que 0.5 mm. Las partículas se transportan principalmente en el fondo del lecho. Cuando el material consiste de arena muy fina y las velocidades del flujo son bajas, los rizados se conservan y no se vuelve a condición de lecho plano. Los rizados causan mínima alteración en la superficie del agua.

- **Lecho plano con transporte**

Si el número de Froude siguen aumentando, las dunas tienden a desaparecer y condiciones de lecho plano se pueden volver a presentar, provocando una disminución en la rugosidad del lecho. En este caso, el coeficiente de rugosidad de Manning varía entre 0.010 y 0.013. Un lecho con dunas puede cambiar directamente a uno con ondas estacionarias sin necesariamente implicar la formación de lecho plano.

- **Ondas estacionarias**

El lecho adopta aproximadamente una forma sinuosoidal. Aunque las partículas se muevan aguas abajo, las ondulaciones pueden permanecer en el sitio o también pueden moverse. Las ondas estacionarias mantienen su forma durante algún tiempo. El coeficiente de rugosidad de Manning varía entre 0.011 y 0.016.

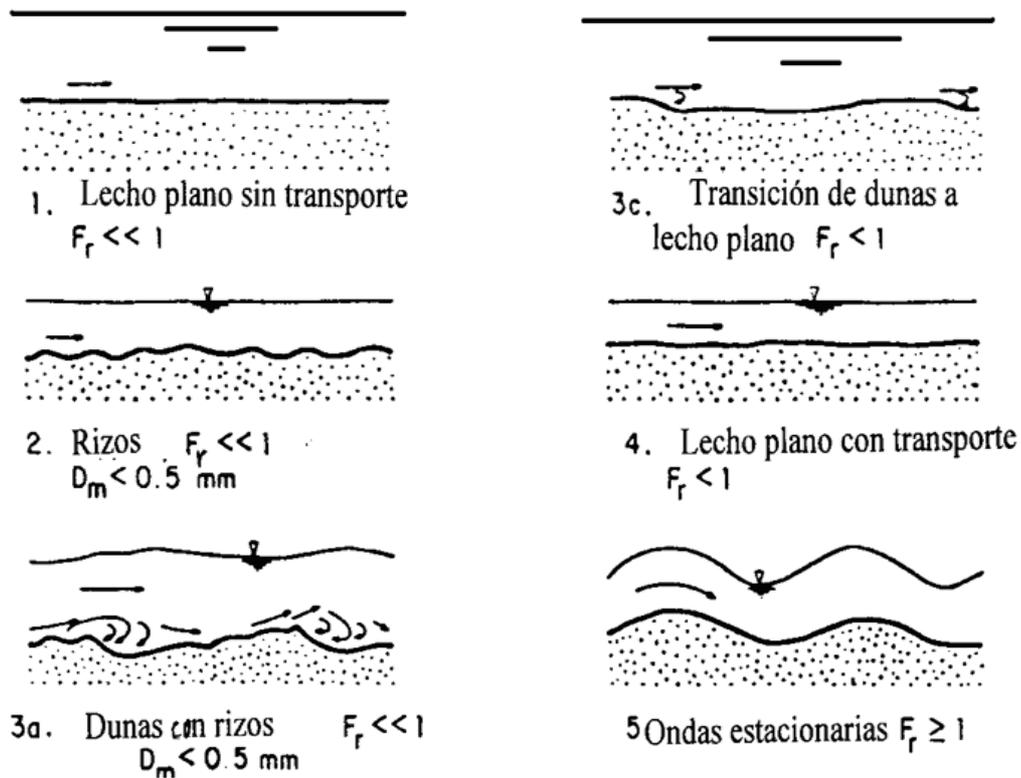


Figura 3.5 Formaciones de lecho en cauces aluviales. Maza J. A. 1987.

• **Dunas**

Son ondulaciones mayores que los rizos con pendiente más suave aguas arriba y ángulo de reposo aguas abajo. La longitud de las dunas varía entre 0.6 m y varios metros. Se presentan cuando el esfuerzo cortante aumenta para causar movimiento de partículas pero con números de Froude menores que 1. Su distribución en el lecho y su altura son bastante irregulares. El coeficiente de rugosidad de Manning varía entre 0.018 y 0.040.

Las dunas tienden a desaparecer para velocidades altas formando un lecho plano o pueden presentar rizos sobre ellas. Si el diámetro del material es mayor que 0.5 mm, rizos no se pueden formar, pero sí se da lugar a lecho plano con o sin transporte de sedimentos. Vórtices intermitentes con eje vertical se forman en la cara aguas abajo de las dunas y remueven grandes cantidades de arena del lecho, que son posteriormente transportadas en suspensión. Cuando la velocidad baja, las partículas caen nuevamente al fondo lo que puede tomar entre 20 y 60 segundos.

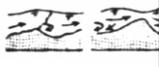
• **Antidunas**

Al igual que las ondas estacionarias, las antidunas adoptan aproximadamente una forma de tren de ondas en el lecho del cauce que se manifiesta también en la superficie del agua. Aunque las

partículas se muevan aguas abajo, las ondulaciones pueden permanecer en el sitio o también pueden moverse. Las antidunas siguen un proceso de formación cíclico que demora de 0.5 a 2 minutos. Ellas crecen al moverse aguas arriba, luego se destruyen y después son lavadas por el flujo para empezar otra vez el ciclo. El coeficiente de rugosidad de Manning varía entre 0.012 y 0.020.

La Tabla 3.1 resume algunas características de las distintas formas del lecho.

**Tabla 3.1 Algunas características de las distintas formas del lecho. Universidad del Cauca (2003).**

Formas del lecho	Esquema	Resistencia al flujo: $C, n$ .	Sedimento del lecho, $D_{50}$ (m) Concentración, $C_s$ (ppm)	Superficie libre. Carga dominante	Otras características
Lecho plano sin movimiento		$15 < C/\sqrt{g} < 20$ $0.012 < n < 0.016$		Superficie plana.	Bajas velocidades
Rizos		$6 < C/\sqrt{g} < 20$ $0.018 < n < 0.050$	$D_{50} < 0.0006$ $C_s = 10-200$	Superficie plana. Sedimento de fondo	Distribución no uniforme en el ancho. Zonas de separación del flujo aguas abajo
Dunas		$8 < C/\sqrt{g} < 15$ $0.018 < n < 0.035$	$0.006 < D_{50} < 0.0015$ $C_s = 100-1200$	Superficie ondulada, en desfase con el lecho. Sedimento de fondo y en suspensión	Longitud del mismo orden que el espaciamiento. Grandes zonas de separación del flujo aguas abajo
Transición		$14 < C/\sqrt{g} < 23$ $0.012 < n < 0.015$	$C_s = 1500-3000$	Superficie ligeramente ondulada. Sedimento de fondo	Lecho plano con dunas superpuestas.
Antidunas		$14 < C/\sqrt{g} < 23$ $10 < C/\sqrt{g} < 20$	Diversidad de tamaños, desde finos a arena gruesa. $C_s = 5000-42000$	Superficie ondulada en fase con el fondo. Sedimento en suspensión.	Espaciamiento de 3 a 15 m. Las ondas crecen en altura hasta que se vuelven inestables (violentas). Sección longitudinal desde triangular hasta sinusoidal.
Rápidos y pozos		$9 < C/\sqrt{g} < 16$	$D_{50} < 0.0004$	Superficie en fase y quebrada al final de los rápidos. Sedimento de fondo y suspensión.	Velocidades altas Descarga de sedimentos apreciable. Relación ancho profundidad > 20

$C$  = coeficiente de resistencia al flujo de Chézy

$D$  = diámetro del sedimento

$C_s$  = concentración de sedimentos

- **Predicción de las formas del lecho**

Muchos investigadores han tratado de predecir las formaciones del lecho mediante estudios analíticos y experimentales, siendo estos últimos los que han presenta mejor aproximación.

Simons y Richardson (1966) presentaron el diagrama que se muestra en la Figura 3.6 para identificar las formas del lecho; el diagrama fue deducido con base en datos de laboratorio y en datos de campo de algunos ríos de Estados Unidos, India y Pakistán.

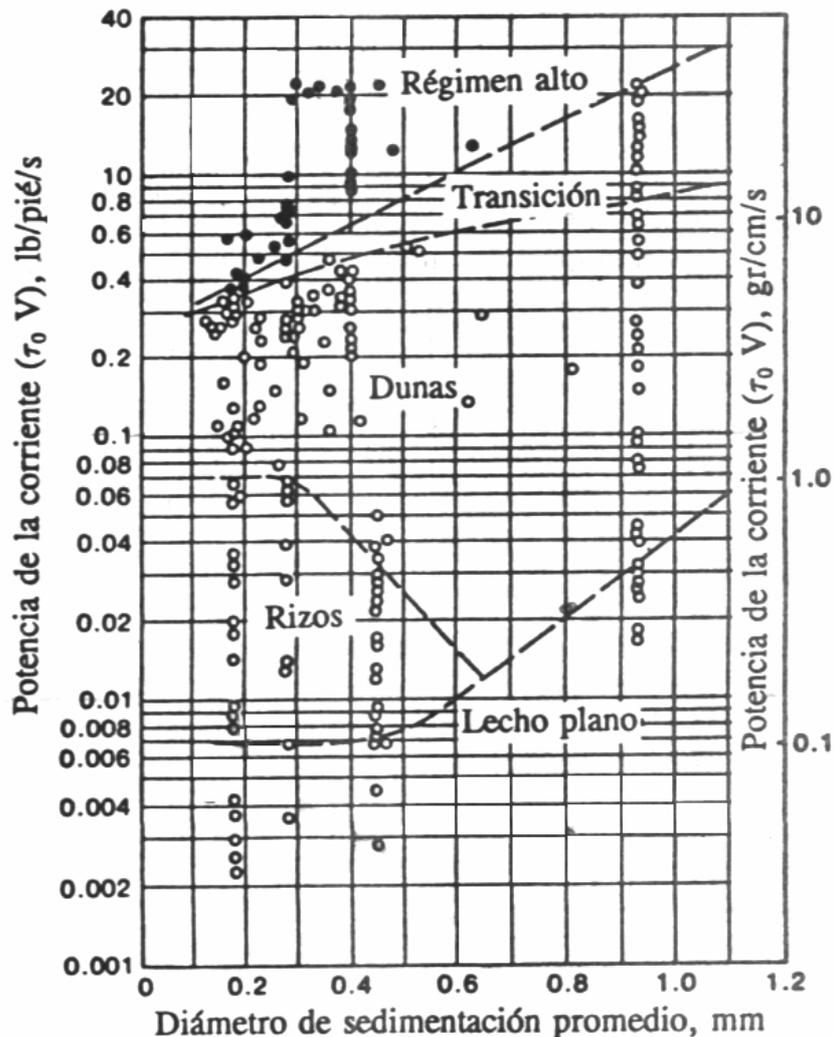


Figura 3.6 Formas del lecho según Simons y Richardson (1966). Universidad del Cauca, 2003.

- **Régimen de flujo en cauces naturales**

El régimen de flujo en cauces aluviales se ha dividido en tres casos: régimen superior y el régimen inferior, separados por un régimen de transición. Los regímenes de flujo están

caracterizados por las formas del lecho, el modo de transporte de sedimentos, procesos de disipación de la energía y la relación entre las superficies del lecho y del agua.

- **El régimen inferior de flujo o régimen de flujo bajo**

Se caracteriza por presentar alta resistencia al movimiento del agua y bajo transporte de sedimentos. El fondo del cauce presenta configuraciones como lecho plano y sin transporte, rizos, o dunas. La rugosidad en régimen de flujo bajo aumenta al pasarse de lecho plano a dunas. La superficie del agua no revela las rugosidades del fondo.

- **El régimen superior de flujo o régimen de flujo alto**

Presenta baja resistencia al flujo y alto transporte de sedimentos. Las configuraciones del cauce son ondas estacionarias o antidunas. La rugosidad máxima posible es siempre menor que la máxima rugosidad en régimen de flujo bajo. La superficie del agua revela la configuración del fondo de forma tal que si las ondas avanzan hacia aguas arriba y rompen es porque hay antidunas en el lecho y si las ondas permanecen en un sitio revelan la existencia de ondas estacionarias.

- **El régimen de transición de flujo**

Existe en el cauce cuando se presentan configuraciones como lecho plano con transporte. La configuración del lecho es errática. Régimen de transición ocurre cuando el número de Froude está entre 0.6 y 1.2.

### 3.4.2 Otras formas en cauces naturales

Otras formaciones de sedimentos en los cauces naturales se ilustran en las Figura 3.7 y Figura 3.8.

- **Rápidos y pozos**

Los cauces naturales pueden presentar caídas y pozos cuando las pendientes del cauce son muy altas. Los coeficientes  $n$  de Manning son altos, con valores de aproximadamente 0.035.

- **Barras**

Las barras son formaciones que pueden tener longitud igual al ancho del cauce y alturas comparables a la profundidad media del agua. Varias clases de barras se distinguen: barras formadas en la parte interna de las curvas de un cauce; barras alternadas que se presentan en tramos rectilíneos del cauce; barras transversales que ocupan prácticamente todo el ancho del cauce; barras aguas abajo de confluencias de dos cauces. Las islas se diferencian de las barras transversales porque tienen vegetación.

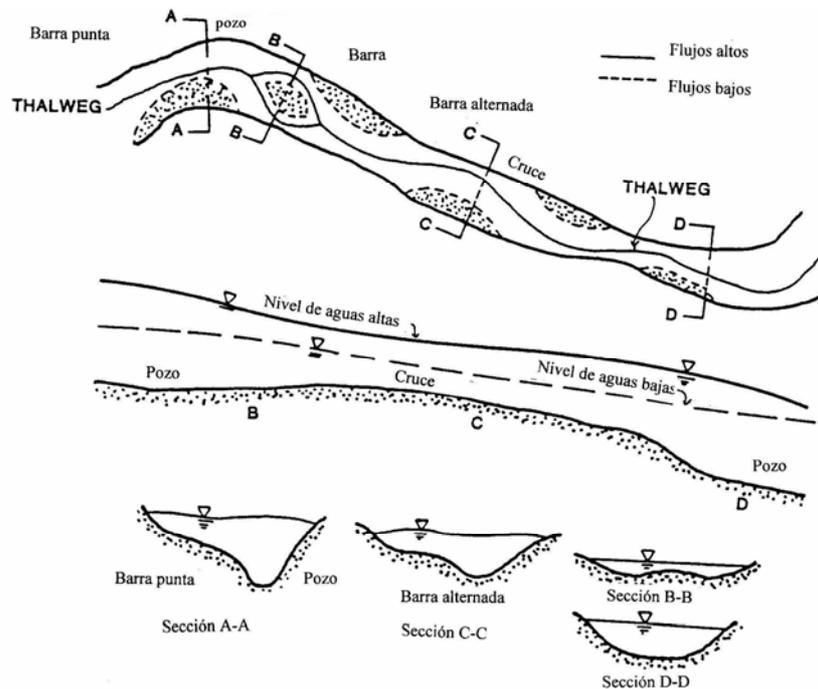


Figura 3.7 Formaciones de barras, pozos y rápidos en cauces meándricos. Lagasse, O.F., Schall J. D., Richardson, E. V. (2001).

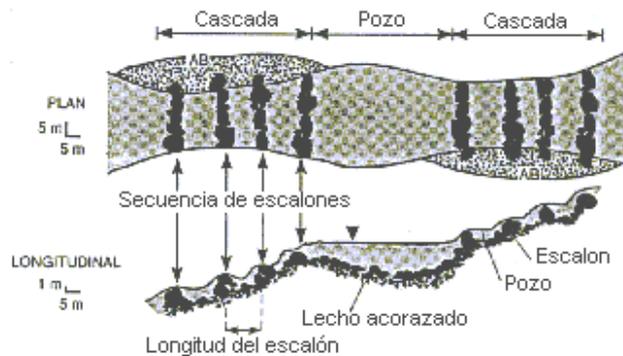


Figura 3.8 Formas del lecho en ríos de gravas. Universidad del Cauca, 2003.

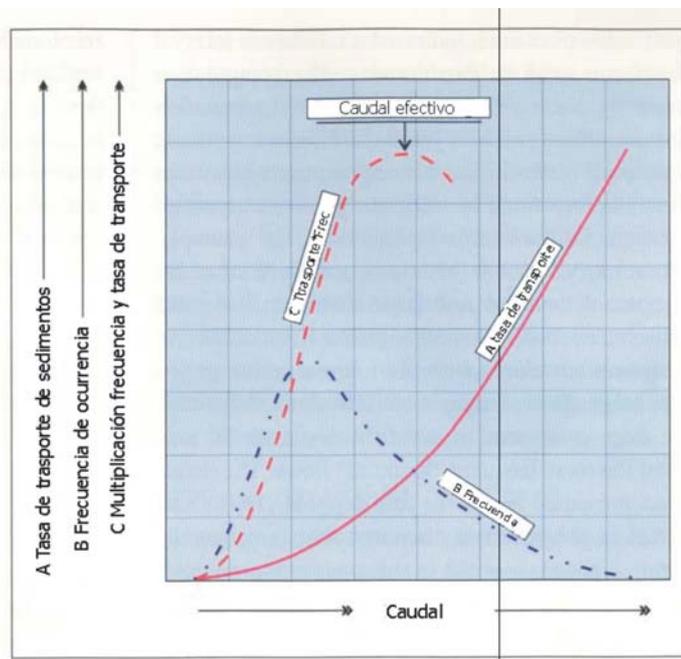
#### 4. Concepto del caudal formador o de banca llena

La definición más simple del caudal formador o de banca llena, es aquella descarga cuando el nivel del agua en la sección está a punto de desbordarse hacia la planicie de inundación activa, la que se define como una zona plana adyacente al río e inundada con una frecuencia aproximada de 2 años o menos (Wolman and Leopold, 1957). Usualmente, la descarga que más probablemente se encuentra durante un recorrido de campo llena cerca de 1/3 del canal, y es excedida solo el 25% del tiempo (Leopold, 1994).

La forma de los canales naturales es debida al balance entre la fuerza del agua y la resistencia del lecho y de los materiales de las bancas. Este complejo proceso forma patrones

consistentemente medibles que son las bases para el concepto de descarga a banca llena presentado por Luna Leopold en 1963. Banca llena o el caudal formador, es la descarga que define las características morfológicas del canal tales como barras, meandros y curvas. El caudal frecuente de banca llena forma, no las descargas de crecientes infrecuentes.

La forma y dimensiones del canal principal (a banca llena) están íntimamente ligadas al caudal formador. Los estudios iniciales de canales estables hacían relación al comportamiento de canales de irrigación en India, para los cuales los caudales eran prácticamente constantes o con variaciones mínimas. La teoría entonces no era aplicable en cauces naturales ya que el caudal y los sedimentos transportados cambian constantemente y la forma del cauce aluvial depende de tasas de transporte de sedimentos, de la magnitud y frecuencia de los caudales.



**Figura 4.1 Relación entre la carga de sedimentos y la frecuencia de las crecientes Rosgen(1996).**

Una descarga considerada crítica o dominante en el proceso de formación de los canales, es el caudal a banca llena<sup>5</sup> o caudal formador, asociado a una frecuencia entre 1 y 2 años con un valor promedio de 1.5 años (Dunne & Leopold, 1978). Para zonas áridas la frecuencia del caudal a banca llena aumenta, alcanzando valores hasta de 25 años de recurrencia. Investigaciones recientes ([www.jondot.com](http://www.jondot.com)) afirman que para la mayoría de ríos británicos la descarga de banca llena alcanza frecuencias entre 0.5 y 2 veces por año. Gumbel sugiere que el caudal formador es el correspondiente a un período de retorno de 2.33 años considerando que éste es la media de la distribución de valores extremos Tipo I (Chow, V. T. 1988). Sin embargo, investigaciones hechas en España indican hasta la fecha que no hay correlación exacta y que el período de retorno puede ser de más de 10 años. Mejía, G. afirma, a partir del estudio de 29 corrientes en la zona andina antioqueña, que el caudal formador tiene una recurrencia de 1.3 años aproximadamente. Investigaciones hechas en la Universidad del Cauca

<sup>5</sup> Descarga que justo llena el canal, sin presentarse desbordamiento hacia la planicie (Rosgen, 1996).

para ríos de montaña en el Departamento del Cauca arrojaron un período de retorno de 1.4 años muy acorde con las indicaciones que ofrece la literatura revisada.

Los cambios en la geometría del canal corresponden a variaciones en la magnitud y frecuencia de la descarga a banca llena, resultado de modificaciones en la cuenca como transvases de caudal, regulación de caudales, deforestación, desarrollos urbanos, sobre pastoreo (Rosgen, 1996).

#### 4.1 Indicadores del nivel de banca llena

Para determinar el caudal formador se debe definir en el campo el cauce principal, que se identifica por observación directa, tal como se indica en los numerales siguientes.

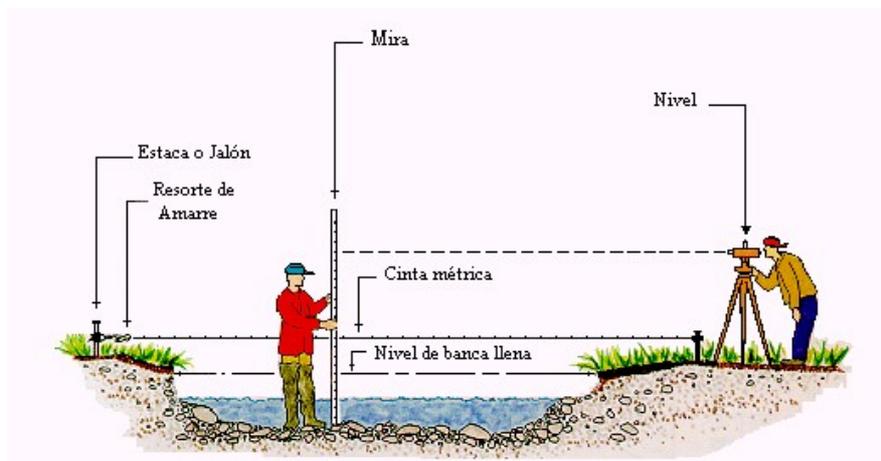


Figura 4.2 Sección transversal indicando el nivel de banca llena.

##### 4.1.1 Frontera de la llanura de inundación

Las llanuras de inundación son los mejores indicadores del nivel de banca llena, las que son muy marcadas en las corrientes de pendientes bajas meándricas, pero son casi imposibles de identificar a lo largo de cursos de montaña caracterizados por pendiente fuertes. En éstos, la llanura de inundación se puede desarrollar intermitente en los lados alternos de las curvas o puede simplemente no presentarse. Se debe tener cuidado con los sistemas recientemente alterados, puesto que pueden presentar falsos indicadores del nivel de banca llena.

Cuando no se desarrolla llanura de inundación, otros indicadores pueden servir para identificar el nivel de banca llena. Se deben usar tantos indicadores como se encuentren en el campo. Wolman et al. (1957) sugieren usar la mínima relación de ancho - profundidad para delimitar la sección a banca llena.



Figura 4.3 Quebrada Magallo, Venecia (Antioquia). Tomado de Posada, 1998.

#### 4.1.2 Nivel superior de las barras puntuales

Las barras puntuales son depósitos de material en la parte interna de la curva de un meandro. Es una característica predominante de corrientes meándricas con baja pendiente pero pueden estar ausentes en otros tipos de corrientes. La elevación superior de las barras puntuales es el mínimo nivel posible de banca llena puesto que éste es el sitio donde la llanura de inundación se empieza construir por depositación.



Figura 4.4 Río San Carlos, San Carlos (Antioquia). Tomado de Posada, 1998. Obsérvese la barra puntual en la margen izquierda del río, coincidiendo con el nivel mínimo de banca llena.

### 4.1.3 Cambio en la vegetación

Otro indicador puede ser el límite inferior de la vegetación perenne en las bancas, o un rompimiento en la densidad de la vegetación. En las superficies inferiores a la llanura de inundación la vegetación está generalmente ausente o es ocasional. En los niveles superiores al nivel de banca llena, la vegetación debe ser perenne, pero es generalmente limitada a vegetación ribereña. Es frecuente encontrar una línea de sauces cerca del nivel de banca llena. El límite inferior del musgo o líquen en las rocas o bancas, o una variación del musgo a otras plantas puede ayudar a identificar el nivel de banca llena.



Figura 4.5 Cambio en la vegetación y líquen. Indicadores de banca llena.

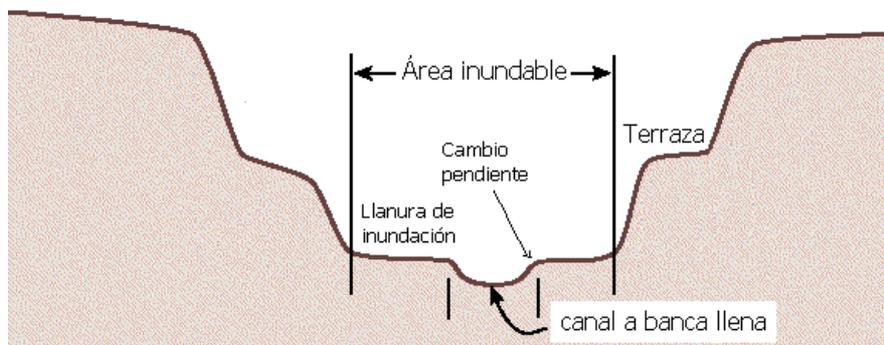


Figura 4.6 Cambio en la vegetación y la pendiente. Indicadores de banca llena.

#### 4.1.4 Cambio en la pendiente

Los cambios en la pendiente son frecuentes en la sección transversal (de vertical a talud, de talud a vertical, de vertical a plano o de talud a plano). El cambio de una banca horizontal a una superficie horizontal es el mejor indicador de banca llena especialmente en corrientes meándricas de baja pendiente. Muchas bancas tienen múltiples cambios de pendientes, por lo tanto se debe tener cuidado de examinarlas en varias secciones del tramo seleccionado para comparación.

El cambio de pendiente también está asociado a terrazas o antiguas llanuras de inundación que han sido abandonadas por el incisamiento de la corriente; éstas usualmente tienen vegetación perenne y una estructura de suelo que las distingue de la planicie de inundación activa. Se debe evitar confundir los niveles inferiores de terrazas con la llanura de inundación activa.



Adaptada de USDA

**Figura 4.7** Sección transversal indicando el canal a banca llena. Obsérvese que es diferente el nivel asociado al cambio de pendiente en la llanura de y en la terraza.



**Figura 4.8** Sección transversal indicando el canal a banca llena. Obsérvese cambio de vegetación y el quiebre en el talud.

#### 4.1.5 Cambio en el material de las bancas

Cambio claro en el tamaño de las partículas puede indicar diferentes procesos. El cambio en la pendiente puede estar asociado a cambios en el tamaño de las partículas. El cambio no necesariamente será de material grueso a material fino, pero puede ser de material fino a material grueso.

#### 4.1.6 Cortes inferiores en las bancas

Corresponde a la banca en las secciones donde la vegetación perenne forma una estera de raíces. Cerca de esta estera de raíces se puede estimar el corte inferior de las bancas (o corte por debajo de las raíces). Este estimativo usualmente está ligeramente por debajo del nivel de banca llena.

Este indicador es más utilizado en canales profundos con ausencia de llanuras de inundación. Cuando ésta existe es un mejor indicador, así los cortes inferiores existan.

#### 4.1.7 Marcas de inundación

Las rocas suelen conservar marcas o niveles de inundaciones. Estas líneas pueden ser marcadas por los sedimentos o el líquen. Las marcas generalmente son rastros de crecientes más frecuentes, así el caudal de banca llena puede corresponder a la marca más alta

Depósitos de maderas, ramas, basura y otros materiales flotantes son comunes a lo largo de las corrientes, pero son también buenos indicadores del nivel de banca llena.

#### 4.1.8 Curvas regionales de banca llena

Las dimensiones de la sección transversal al nivel de banca llena (área, ancho, profundidad media, velocidad) tienden a crecer linealmente con incrementos en el área de drenaje (Leopold 1964). Al relacionar las variables descritas con anterioridad con el área de drenaje se encuentra una tendencia específica para corrientes en la misma provincia hidrológica (Dunne & Leopold 1978) como se indica en la Figura 4.9.

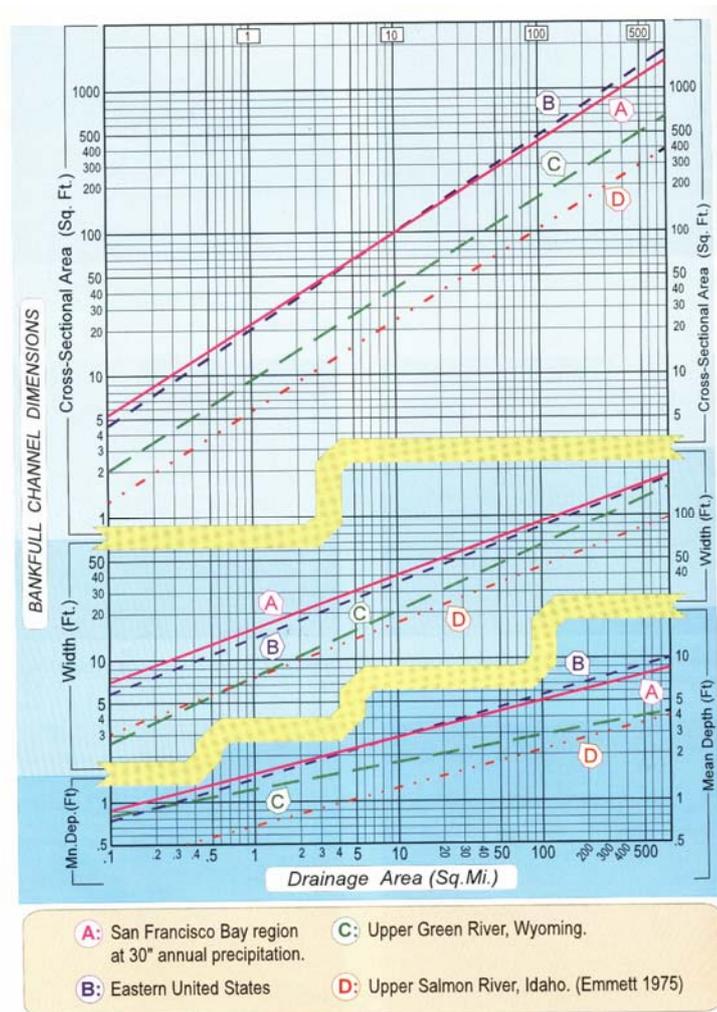
### 5. Clasificación de corrientes

La clasificación de corrientes describe la combinación de las características geomorfológicas de los ríos, que son producto de los eventos erosionales y depositacionales a lo largo del tiempo.

La identificación de los procesos activos e inactivos que se presentan en la unidad geomorfológica de interés se facilita si se tiene una buena clasificación de las corrientes; al agrupar bajo un mismo tipo corrientes con características (geológicas, geomorfológicas) similares revelarán la existencia de procesos comunes y quizás formas similares de evolución de dichos procesos.

Una correcta clasificación de los ríos debe proveer las bases desde las cuales:

- Predecir el comportamiento de los ríos desde su apariencia
- Desarrollar relaciones empíricas para tipos de corrientes individuales
- Extrapolar datos de otros ríos con un tipo de corriente similar



**Figura 4.9 Curvas regionales de banca llena para diferentes provincias fisiográficas (Dunne & Leopold 1978)**

- Comunicarse más efectivamente con otros profesionales que estén relacionados con los ríos
- Determinar impactos pasados
- Anticipar consecuencias futuras de alternativas y estrategias de manejo
- Evaluar el potencial para la recuperación natural
- Determinar el proceso evolutivo de los estados del ajuste del canal
- Determinar las facilidades de restauración
- Desarrollar diseños de restauración de canales que más se acomoden a las tendencias naturales del funcionamiento de corrientes estables.

## 5.1 Sistemas de clasificación de corrientes

Para facilitar el estudio de la morfología, los ríos se han clasificado desde diferentes puntos de vista: por tramos, según la edad, orden de Horton, clasificación biológica, clasificación hidrológica y clasificación geomórfológica y es sobre esta última que se hace énfasis en este texto.

### 5.1.1 Según su edad

La clasificación inicial propuesta por Davis (1899), determina tres edades de los cauces (juventud, madurez y vejez) asociados principalmente a sus pendientes (altas, moderadas y suaves). A pesar de ser desarrollado hace tanto tiempo, este sistema de clasificación aún es frecuentemente utilizado, puesto que es sencillo, simple y llena un vacío. La clasificación propuesta por Davis (1899) es usualmente representada por el perfil longitudinal del cauce, como se indica a continuación:

El estado de juventud está dominada por erosión vertical, corrientes no gradadas y se caracteriza por:

- Se encuentran en zonas de montaña
- Tienen pendientes altas
- Se presenta erosión del fondo
- Existen numerosos tributarios cortos y rectos
- Sección transversal en forma de V
- Llanura de inundación pobremente desarrollada
- Rápidos y cascadas a través de lecho rocoso
- Pocos o nulos meandros

En el estado de madurez la erosión lateral es muy importante y las corrientes son gradadas; se caracteriza por:

- Se presentan en valles amplios
- Tienen pendientes relativamente bajas
- La erosión de las márgenes ha reemplazado a la erosión del fondo
- Son estables
- La sección transversal en cada tramo es capaz de transportar la carga de sedimento en todo su recorrido
- Drenaje bien integrado
- Algunos controles estructurales de los tributarios
- Existe llanura de inundación con muchos meandros
- Ancho del valle equivalente al ancho de la campana del meandro
- En el paisaje es muy importante la pendiente

La erosión lateral domina el estado de vejez, las corrientes son gradadas cerca de un nivel base y se presenta poca erosión, prima la depositación; algunas de las principales características son:

- Valles amplios y planicies cuyo ancho es 15 a 20 veces mayor que el ancho de los meandros
- Amplia llanura de inundación con amplio sistemas de meandros
- Las pendientes son muy bajas

- Bajas colinas, bajas pendientes del valle
- Se forman depósitos naturales de sedimentos, a lo largo de las márgenes
- Frecuentemente se forman amplias planicies y pantanos en las zonas vecinas a las márgenes del río
- Los ríos viejos no tienen rápidas o caídas, pero cerca de ellos pueden haber lagos con forma de cuerno o herradura, que son restos de meandros abandonados y que se cortaron en forma natural

### 5.1.2 Según la condición de estabilidad

En los ríos se distinguen tres condiciones de estabilidad: estática, dinámica y morfológica:

#### a) Estática

Un cauce tiene estabilidad estática, cuando la corriente es capaz de arrastrar sedimentos en el fondo, pero no puede mover y arrastrar las partículas o los elementos de las orillas. Como ejemplo se tienen los tramos de ríos en que las márgenes son rocosas o tienen muy alta cohesión.

#### b) Dinámica

Un cauce tiene estabilidad dinámica cuando las variaciones de la corriente, los materiales del fondo y de las orillas y los sedimentos transportados han formado una pendiente y una sección que no cambian apreciablemente año con año. En esta condición, el río sufre desplazamientos laterales continuos en las curvas, con erosiones en las márgenes exteriores y depósito de sedimento en las interiores. Todos los gastos, antes de producirse un desbordamiento, escurren por un único cauce que no tiene islas o bifurcaciones. Un ejemplo son los ríos de planicie formados por un único cauce.

Por el contrario, existe inestabilidad dinámica cuando el río escurre por un solo cauce, como sucede cuando hay estabilidad dinámica, pero se considera inestable cuando el desplazamiento lateral de los meandros es muy intenso y por lo tanto, el corte natural de ellos ocurre muy frecuentemente. Por una parte, el río trata de alcanzar su pendiente de equilibrio al desarrollar sus meandros y por otra, estos se estrangulan rápidamente y se cortan por lo que el tramo del río no alcanza a estabilizar su pendiente.

#### c) Morfológica

Este grado de estabilidad es el concepto más amplio; es decir, en cualquier cauce natural, la pendiente de un tramo cualquiera, el ancho y el tirante de su sección transversal, así como el número de brazos en que se divide el cauce, dependen del gasto líquido que escurre anualmente y de su distribución, de las características físicas de los materiales que forman el fondo y orillas, y de la calidad y cantidad del sedimento, que es transportado; éste llega al tramo, tanto procedente de aguas arriba como de aportaciones laterales. En otras palabras, cualquier corriente natural no alterada por factores humanos tiene estabilidad morfológica, por ello un cauce que en forma natural tiene estabilidad estática o dinámica, también la tiene morfológica.

### 5.1.3 Según el tipo de cauce

Una clasificación a lo largo del recorrido de un río fue propuesta por Lojtin y es la siguiente:

**Tabla 5.1 Clasificación según el tipo de cauce. Gracia S., J. y Maza A. J. A. (1997).**

TIPO DE CAUCE	$D/S_0$	$F_r$
Alta montaña	> 10	> 1
Montaña	> 7	0.7 a 1.0
Faldas de montaña	> 6	0.045 a 0.7
Intermedio	> 5	0.2 a 0.45
Planicie (cauce arenoso)		
a) Río caudaloso	> 2	0.14 a .44
b) Río poco caudaloso	> 1	0.44 a .55

$D$  = diámetro medio de las partículas del fondo en m

$S_0$  = pendiente hidráulica en m/m

$F_r$  = número de Froude

$$F_r = \frac{V}{\sqrt{gY_h}} \quad (3-1)$$

$F_r$  = número de Froude

$V$  = velocidad media

$g$  = aceleración de la gravedad

$Y_h$  = profundidad hidráulica

### 5.1.4 Según su comportamiento

**a) Torrentes:** cursos de agua en zonas de montaña, pendiente longitudinal > 5%, piedras, cantos rodados, grava y arena, predomina el transporte de fondo, respuesta rápida a las lluvias, crecientes violentas y de corta duración

**b) Ríos torrenciales:** suelen presentarse en las zonas de piedemonte, donde los torrentes depositan sus sedimentos, se suaviza la pendiente y comienzan a aparecer las características fluviales.

**c) Ríos:** caudales importantes, variaciones lentas de caudal, pendiente longitudinal  $< 1\%$ , lechos de arena, limo y arcilla, predomina el transporte en suspensión. Las crecientes se forman lentamente y son de larga duración (días, meses).

### 5.1.5 Según los grados de libertad

#### a) Un grado de libertad

Cuando al variar el gasto en un cauce o canal solo varía la profundidad del agua, se dice que existe un grado de libertad. Esto ocurre si el fondo, las paredes y la pendiente no cambian al variar el gasto; por ejemplo, un canal revestido. Cuando se tiene un grado de libertad no existe transporte de sedimentos.

#### b) Dos grados de libertad

Cuando sólo pueden variar la profundidad del agua y la pendiente, se dice que el cauce tiene dos grados de libertad. Esto puede ocurrir cuando las márgenes son muy resistentes pero el fondo no.

#### c) Tres grados de libertad

Si además del tirante y la pendiente, también pueden alterarse las márgenes y ajustarse al ancho, se dice que el cauce tiene tres grados de libertad.

### 5.1.6 Según el material del cauce

#### a) Cohesivo

Son los cauces alojados en materiales predominantemente arcillosos.

#### b) Aluvial

Ocurre en los cauces formados por partículas sueltas. Se clasifican a su vez, según el predominio del material grueso, en boleo y cantos rodados si  $D_m > 64$  mm, en grava y arena si  $64 > D_m > 2$  mm y en arenoso si  $2 > D_m > 0.062$  mm, en donde  $D_m$  el diámetro medio de las partículas.

La forma del cauce en un canal aluvial depende de tasas de transporte de sedimentos, de la magnitud y frecuencia de los caudales.

Durante las crecientes se presentan altas profundidades y velocidades de flujo, que pueden ocasionar alteración de la geometría del canal, la que posteriormente puede ser recuperada por los procesos de agradación y degradación típicos de los ríos aluviales.

#### c) Roca

Son cauces que pueden ser considerados que se degradan en períodos muy largos de tiempo. Canales en lecho de roca son definidos como aquellos en los cuales más del 50% de su frontera presenta la roca expuesta o está cubierto por un revestimiento aluvial, el cual es ampliamente

movilizado durante las crecientes, tal que la geometría en roca subyacente influencia fuertemente el flujo y el transporte de sedimentos (Tinker & Wohl, 1998). Los procesos de erosión en los lechos rocosos se deben a fenómenos de corrosión, cavitación y a las fuerzas hidrodinámicas y generalmente se manifiestan en el largo plazo.

A pesar de la redistribución de sedimentos que puede ocurrir en los canales de lecho de roca durante las crecientes, las paredes de roca del canal generalmente son lo suficientemente resistentes para evitar cambios significativos en la forma de la sección. Sin embargo, cuando se presenta cavitación, debido a altas velocidades, la implosión de burbujas de vapor genera ondas de choque que pueden debilitar la roca, y ocasionar erosión significativa de las paredes y el piso del canal (Wohl, 1998).

#### **d) Acorazados**

Son aquellos cauces donde debido a lo extendido de la granulometría ( $\sigma_g > 3$ ), puede ocurrir el arrastre de las partículas más finas, lo que permite la formación de una capa protectora o coraza de material grueso en su superficie, que mantiene debajo de ella toda la granulometría original incluyendo los granos más finos.

#### **e) Bien graduados o con granulometría extendida.**

Son aquellos en que la desviación estándar de los diámetros es mayor que 3 ( $\sigma_g > 3$ ). Entran en esta clasificación los sedimentos del fondo compuestos por una gran variedad de tamaños, (Ver Parte II sobre Transporte de Sedimentos).

#### **f) Mal graduados o de granulometría uniforme.**

Se presentan cuando  $\sigma_g < 3$ . (Ver Parte II sobre Transporte de Sedimentos):

### **5.1.7 Según la geometría en planta**

Leopold y Wolman (1957) clasificaron las corrientes según el patrón de alineamiento del canal (rectos, meándricos o serpenteados y trenzados).

#### **a) Rectos**

Esto puede ocurrir eventualmente en pequeños tramos, ya que con cualquier irregularidad en la forma del cauce o en su alineamiento o con la sedimentación se producen flujos transversales que inician la formación de curvas y meandros. Cauces rectos tienen sinuosidad menor de 1.2. Los tramos rectos o casi rectos se presentan también cuando el río escurre a lo largo de una falla geológica.

#### **b) Sinuosos**

La sinuosidad es mayor de 1.2 pero menor de 1.5 y constituyen la transición entre ríos rectos y meándricos.

#### **c) Meándricos**

Son aquellos en que la sinuosidad es mayor que 1.5. Los cauces presentan curvas alternadas unidas por tramos rectos y cortos. La dinámica de cauces meándricos indica que pueden

presentar erosión y altas velocidades en las márgenes exteriores de las curvas. Los tirantes en las transiciones o zonas de cruce entre dos curvas son menos profundos si se comparan con los que ocurren en las curvas. Las pendientes del canal son más bajas que en los ríos trenzados y la carga de sedimentos está compuesta de material fino, principalmente arenas. Usualmente en los ríos serpenteados el valle es muy amplio.

Los cauces con meandros pueden a su vez clasificarse como: a) con curvas "superficiales" y b) con curvas en "trinchera". Los primeros cambian su curso en el transcurso del tiempo, y los segundos permanecen fijos ya que generalmente son cavados en materiales resistentes.

#### **d) Trenzados**

Los ríos trenzados son aquellos que presentan múltiples canales de flujo separados por barras transversales o islas (por esta razón no es posible asignar una sinuosidad. La pendiente es generalmente alta, la sección transversal es ancha y la profundidad baja. A este tipo pertenecen aquellos que no presentan un solo cauce, sino que a lo largo de su recorrido, se dividen en varios cauces que se entrelazan y se vuelven a separar. Estos cauces son amplios y las márgenes no están bien definidas. Con gastos bajos, existen dos o más cauces principales entrelazados y se forman cauces secundarios. En las crecientes, el agua cubre todos los cauces y grandes cantidades de sedimento se depositan rellenando los cauces antiguos. Por ello, en la siguiente época de estiaje se forman nuevos cauces entrelazados. Generalmente, estos cauces tienen pendientes altas, el material es grueso (gravas) y llegan a ellos grandes cantidades de sedimentos. La principal característica de los ríos trenzados es que están sujetos a un proceso de sedimentación.

#### **e) Ramificados o anastomozados**

Cuando los cauces presentan islas en su interior que permanece uno o más años en su mismo sitio son cubiertas por vegetación y los ríos se consideran ramificados o anastomozados.

### **5.1.8 Según la condición de transporte**

Una primera propuesta que asocia las pendientes (altas, moderadas y suaves) y a los procesos de producción, transporte y depositación de sedimentos respectivamente fue presentada por Shumm (1963). Las variaciones en el perfil, en general van asociadas a cambios en la geometría en planta y en la sección transversal como se indica en la Figura 5.1.

### **5.1.9 Según la estabilidad del cauce**

Shumm (1977) usó un criterio de la estabilidad del canal asociándolo con el modo de transporte de sedimentos (carga mezclada, carga suspendida y carga de lecho), definiendo 5 patrones de alineamiento, Ver Figura 5.2.

- Patrón 1: canal recto y ancho relativamente uniforme, transporta carga muy pequeña de arena y grava; relación ancho/profundidad baja; bancas en arcilla y limo. Se presenta poco de manera natural, son estables, sin embargo, cauces rectos artificiales son inestables.
- Patrón 2: canal recto con carga mixta, thalweg sinuoso; relativamente estable. Las bancas son alternadamente atacadas y protegidas por las barras, es decir en un tiempo, un lado del canal puede estar agradado mientras que el otro se está socavando.

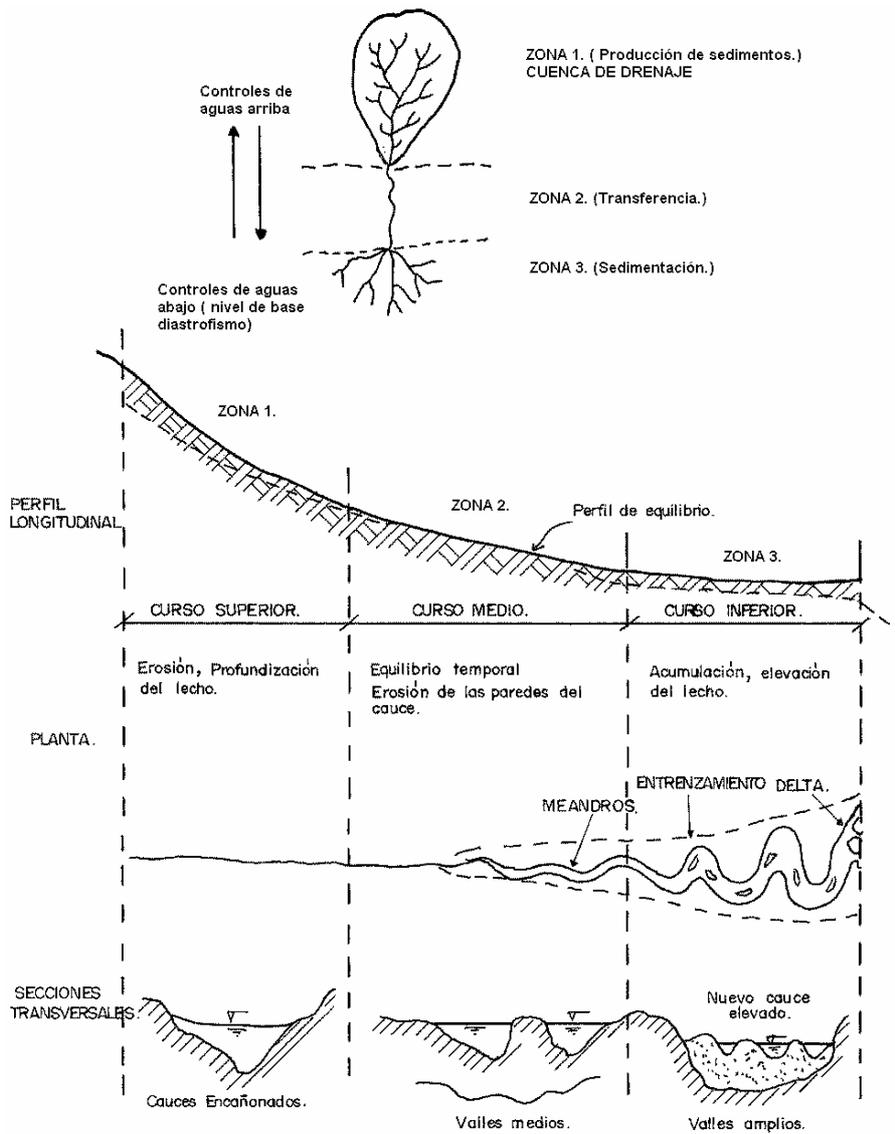


Figura 5.1 Esquema de clasificación de corrientes propuesta por Shumm (1963). Tomado de Guevara (2003).

- Patrón 3a: canal serpenteante con carga en suspensión, poco material grueso y es muy sinuoso. Ancho constante y bancas estables, los meandros tienden a cortarse.
- Patrón 3b: canal serpenteado menos estable; carga mixta y alta carga de sedimento grueso de fondo, bancas menos estables. Los meandros crecen y se desplazan y se cortan. Usualmente es inestable.
- Patrón 4: Transición entre serpenteado y trenzado. Alta relación ancho profundidad. Carga de sedimentos alta y compuesta por material grueso, pendiente fuerte, mucha erosión en las bancas.

- Patrón 5: cauce trenzado, alta inestabilidad, bancas erosionables.

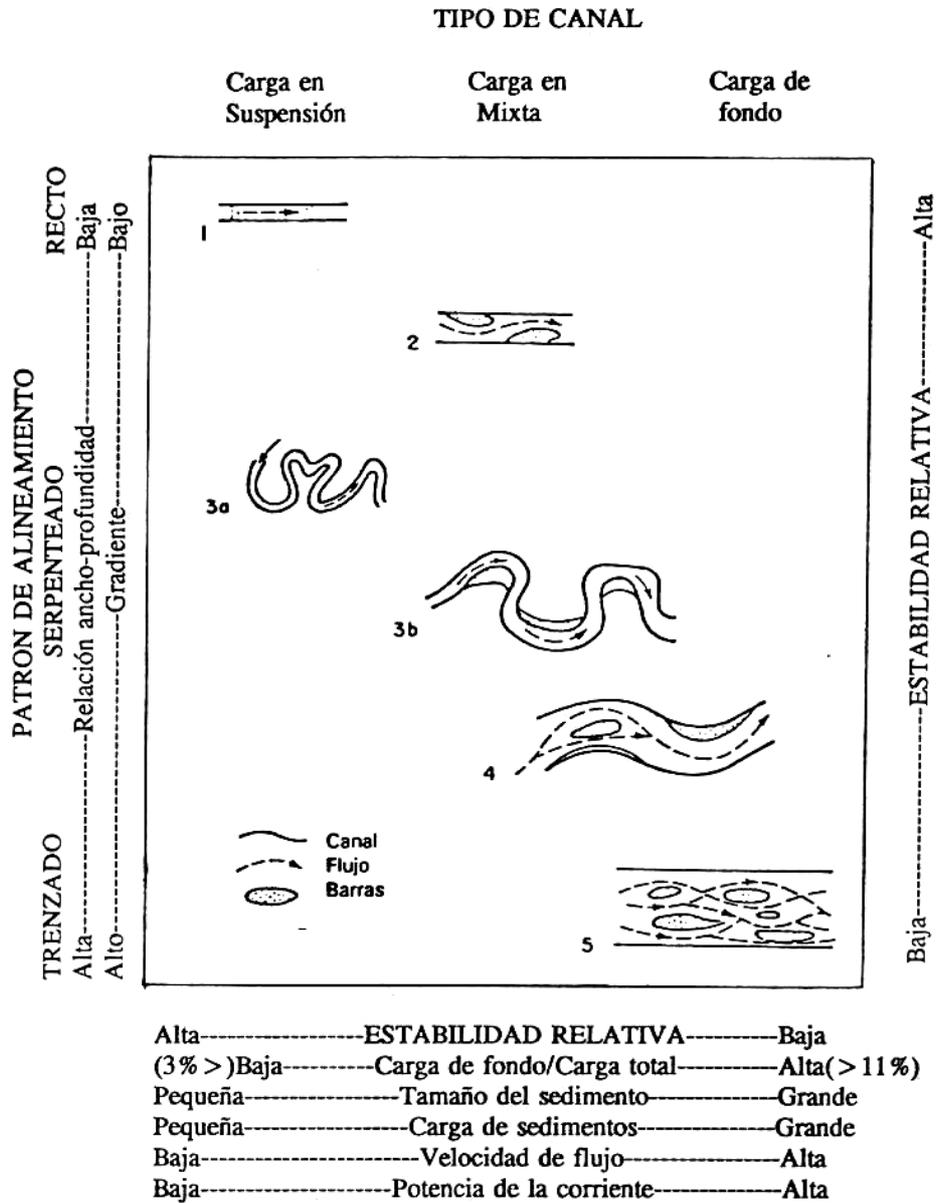


Figura 5.2 Clasificación de corrientes propuesta por Shumm (1977). Modificado de Posada (1994).

La Tabla 5.2 resume la clasificación propuesta por Schumm según la estabilidad del cauce.

**Tabla 5.2 Clasificación de cauces según Schumm. Gracia S., J. y Maza A. J. A. (1997)**

Forma del transporte de sedimentos Sedimento	M%	Estable	Estabilidad del cauce	
			Con depósito	Con erosión
En suspensión del 85 al 100%	100	$F < 7$ $P > 2.1$ S Baja	El principal depósito ocurre en las márgenes que origina el estrechamiento del	Predomina la erosión del fondo. Poca ampliación de márgenes.
En suspensión del 65 al 85% y en el fondo del 15% al 35%	30	$7 < F < 25$ $1.5 < P < 21$ S moderada	Es importante el depósito en las márgenes pero también el del fondo.	Es importante la erosión del fondo y la ampliación de las márgenes.
De fondo del 35 al 70%	< 5	$F > 25$ $1 < P < 1.5$ S alta	Depósito en el fondo y formación de islas.	La erosión del fondo es baja, pero la ampliación del cauce es muy importante.

$$F = B/h$$

$B$  = ancho de la superficie libre

$h$  = profundidad del agua

$P$  = sinuosidad

$S$  = pendiente longitudinal del fondo

$M$  = porcentaje de sedimento transportado menor de 0.074 mm, tomado de la curva granulométrica

### 5.1.10 Según parámetros morfométricos

Brice y Blodgett en 1978 propusieron una clasificación, o mejor, una caracterización del cauce teniendo en cuenta diferentes variables morfométricas.

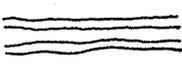
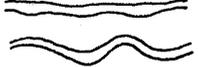
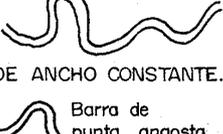
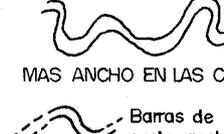
ANCHO DE CANAL	PEQUEÑO. (30.0' m. de ancho)	MEDIO. (30 - 150 m.)	AMPLIO. (>150 m.)
REGIMEN DE FLUJO.	EFIMERO (Intermitente)	PEREMNE (Pero instantaneo)	PEREMNE.
CAUCE	 ALUVIAL.	 SEMI ALUVIAL.	 NO ALUVIAL.
MATERIAL DE LECHO.	LIMO-ARCILLOSO.	LIMO. ARENA. GRAVA.	CANTOS Y GUIJARROS.
VALLE.	 VALLE DE RELIEVE BAJO. (<30m. de prof.)	 RELIEVE MODERADO. (30 - 300 m.)	 RELIEVE ALTO. (> 300 m.)
PLANICIE DE INUNDACION.	 PEQUEÑA O NINGUNA. (< 2 veces el ancho canal)	 ANGOSTO. (2 - 10 veces el ancho canal)	 ANCHO. (>10 veces el ancho canal)
GRADO DE SINUOSIDAD	 RECTO. (Sinuosidad 1 - 1.05)	 SINUOSO. (1.06 - 1.25)	 MEANDRICO. (1.26 - 2.0)
GRADO DE TRENZAMIENTO.	NINGUN TRENZAMIENTO. ( 5%)	LOCALMENTE TRENZADO. ( 5 - 35%)	COMPLETAMENTE TRENZADO. (> 35%)
GRADO DE RAMIFICACION.	NINGUNA RAMIFICACION. (< 5%)	LOCALMENTE RAMIFICADO. ( 5 - 35%)	COMPLETAMENTE RAMIFICADO. (> 35%)
VARIABILIDAD DEL ANCHO Y DESARROLLO DE BARRAS.	 DE ANCHO CONSTANTE. Barra de punta angosta.	 MAS ANCHO EN LAS CURVAS. Barras de punta ancha.	 VARIACION ALEATORIA. Barras irregulares laterales y de punta.
ENCAJONAMIENTO.	 NO ENCAJONADO.	 PROBABLEMENTE ENCAJONADO.	
COORTE DE ORILLAS	RARO.	LOCAL.	GENERAL.
MATERIAL DE LAS MARGENES	COHESIVO. Lecho rocoso resistente. Lecho rocoso no resistente. Aluvial.		NO COHESIVO. Limo, Arena, Grava, Cantos y Guijarros.
ARBOLES EN LAS ORILLAS.	50% EN LA LINEA DE LAS MARGENES.	50 - 90 %	> 90 %

Figura 5.3 Características de una corriente fluvial según Brice y Blodgett, Richardson E. V., Simons D. B. y Julien P. Y. (1990).

Por otro lado, Rosgen (1994) analizó los diferentes sistemas de clasificación existentes en su momento y agregó otros aspectos geomorfológicos para ofrecer un sistema de clasificación que permite conocer la evolución de los cauces según los procesos actuales que se presentan. La metodología de Rosgen consta de cuatro niveles que comprenden desde una descripción cualitativa general hasta una evaluación cuantitativa detallada. El Nivel 1 busca la caracterización geomorfológica general del cauce (cualitativa), el Nivel 2 que lleva a la clasificación morfológica local del cauce (cuantitativa). El Nivel 3 pretende establecer la condición de estabilidad de la corriente y sus potencialidades y el Nivel 4 busca validar la información de campo. El siguiente diagrama resume los dos primeros niveles.

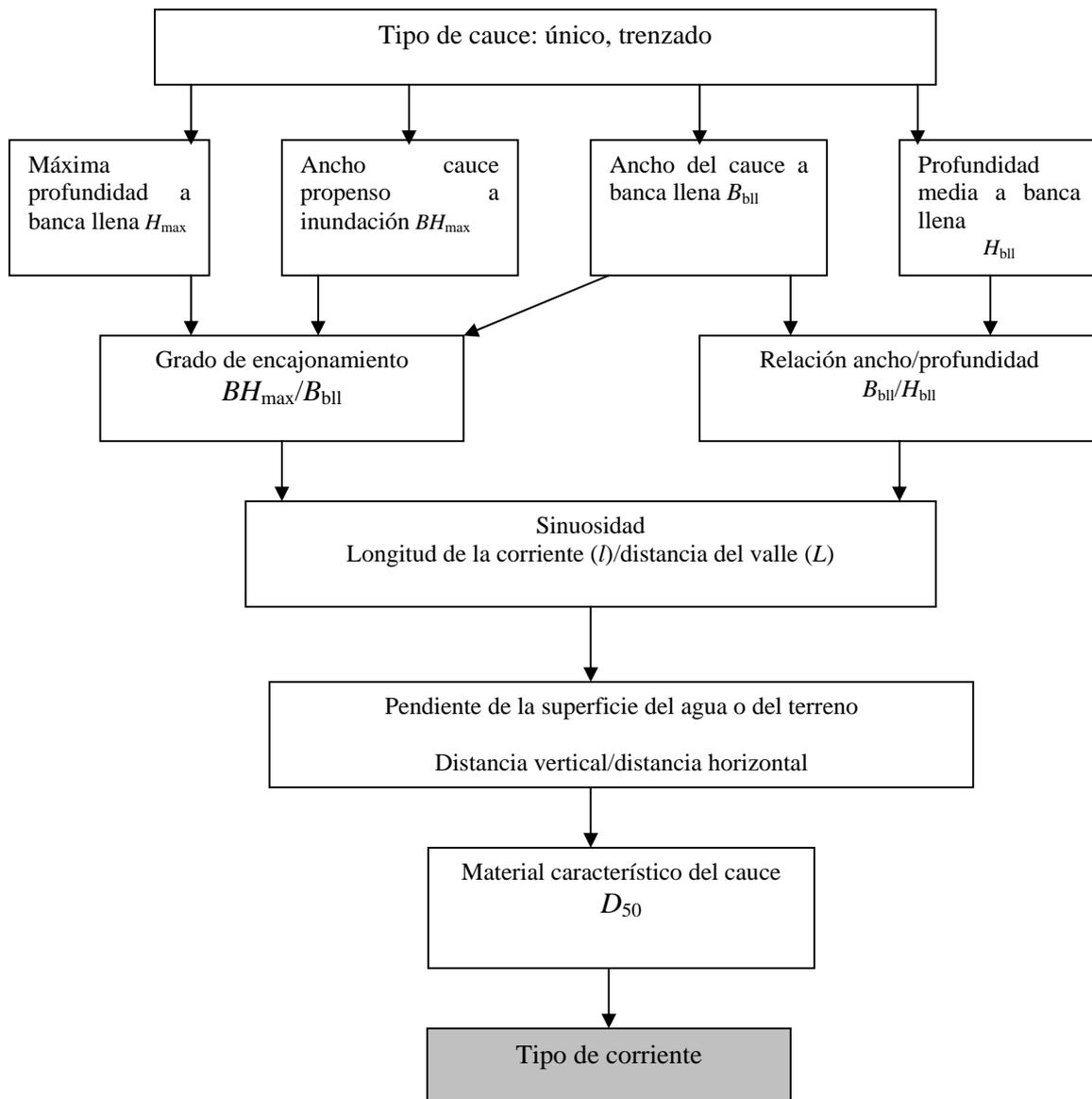


Figura 5.4 Proceso de clasificación de Rosgen, nivel II. Universidad del Cauca, 2004.

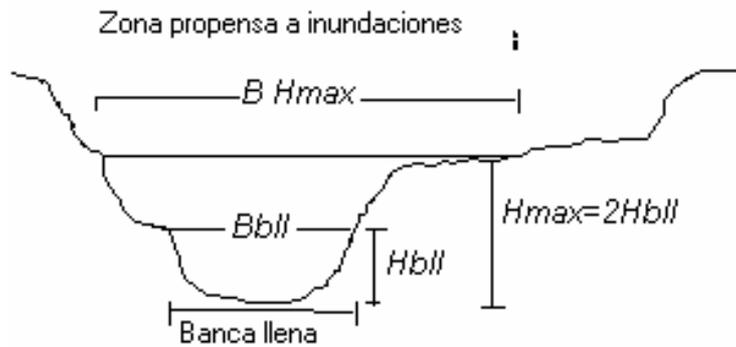


Figura 5.5 Variables de la sección transversal del cauce.

El grado de incisión de un canal puede ser medido con la relación de encajonamiento que relaciona el ancho en la zona propensa a inundaciones (flood prone area)<sup>6</sup> y el ancho de la sección a banca llena. Relaciones de encajonamiento menores a 1.4 indican cauces muy incisados, entre 1.4-2.2 moderadamente incisados y mayores de 2.2 canales levemente encajonados en una llanura amplia, (Rosgen, 1994). Para valores de la relación de encajonamiento cercanos a la unidad el canal estará más incisado, indicando que es menos probable el desbordamiento de flujo durante las crecidas, situación contraria para valores de la relaciones de encajonamiento altos.

Tabla 5.3 Clasificación de los materiales del lecho del río. Rosgen, 1994.

Tipo de material	Nomenclatura	Tamaño $D_{50}$ [mm]
Lecho rocoso	1	> 2,048
Piedras	2	256 – 2,048
Cantos	3	64 – 256
Gravas	4	2 – 64
Arenas	5	0.062 – 2
Limo/arcilla	6	< 0.062

<sup>6</sup> Extensión de la planicie inundable hasta una altura de flujo igual al doble de la profundidad a banca llena. (Rosgen, 1996).

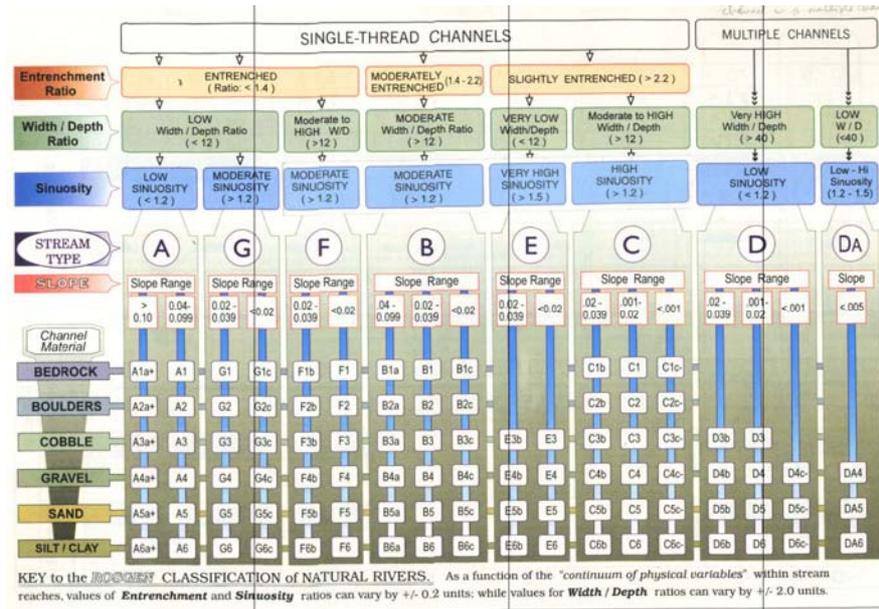


Figura 5.6 Clasificación de corrientes propuesto por Rosgen (1994).

**Nivel 1. Caracterización geomorfológica del valle**

En este nivel se realiza una descripción general: perfil, planta y sección transversal.

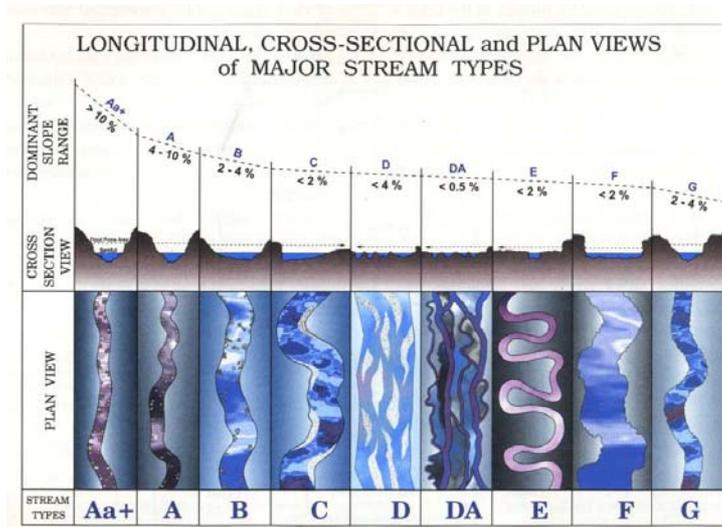
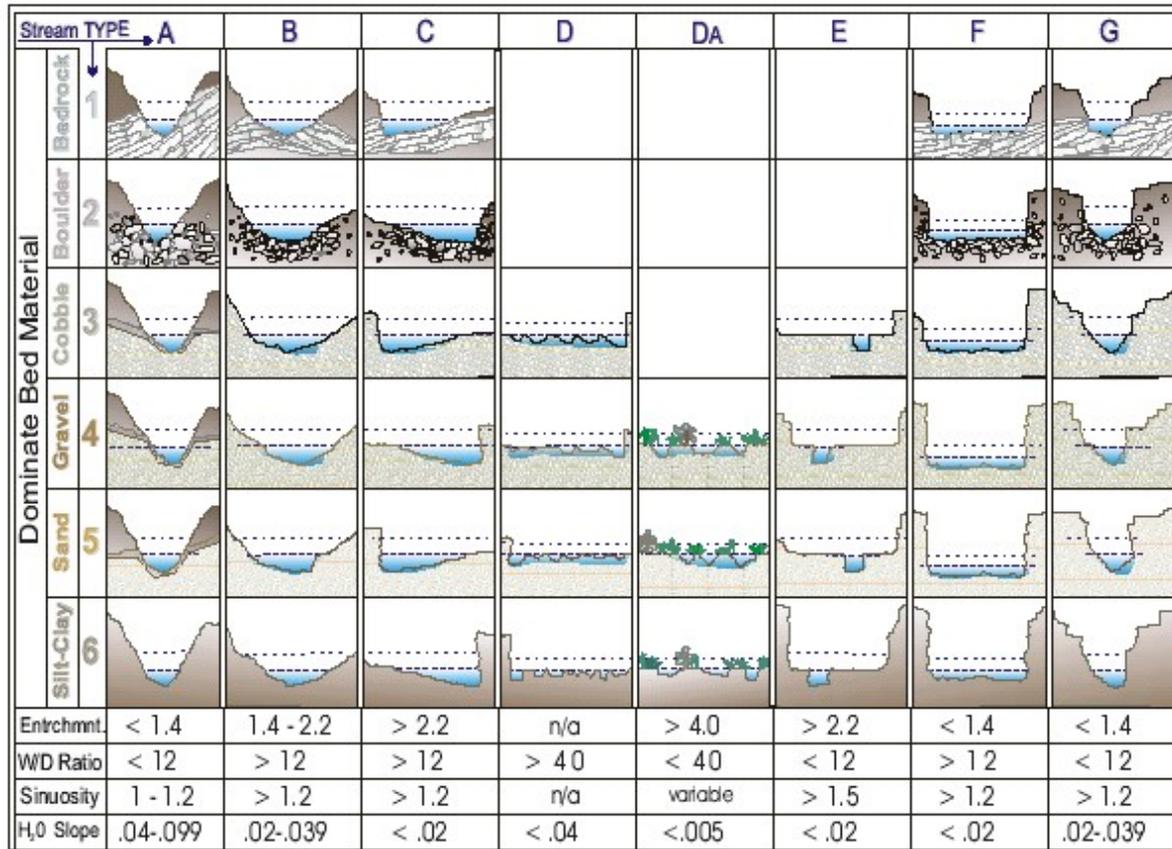


Figura 5.7 Esquema para la descripción general propuesto por Rosgen (1994).

**Nivel 2 Descripción morfológica del cauce:** es una descripción (cuantitativa) de algunas de las variables morfométricas entre las que se resaltan:

- Sección transversal: Relación de encajonamiento, relación ancho/profundidad y características de los materiales dominantes
- Perfil longitudinal: pendiente, formas del lecho
- Forma en planta: sinuosidad, relación ancho banca llena/ancho meandro



© Wildland Hydrology 1481 Stevens Lake Road Pagosa Springs, CO 81147  
 (970) 731-6100 e-mail: wildlandhydrology@pagosa.net

**Figura 5.8** Esquema para la descripción morfológica (cuantitativa) propuesto por Rosgen (1994).

## 6. Referencias

1. Barnes, Harry. (1987) "Roughness Characteristics of Natural Channel". Washington: U.S Geological Survey - Water Supply Paper 1849, cp1967. .
2. Dunne, T, & Leopold, L. (1978). "Water in Environmental Planning". W.H Freeman and Co. San Francisco, CA.
3. Feininger T, et al (1972). "Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona II-B). Boletín Geológico Vol XX No. 2, p 173. IGM Bogotá. Colombia
4. Gracia S., J. y Maza A., J. A. (1997). Morfología de Ríos. Instituto de Ingeniería UNAM. México.
5. Higuera, C. Pérez, G. (1989). "Socavación en Puentes. Análisis, prevención y rehabilitación". Tesis de Maestría. Universidad del Cauca.
6. Guevara, M. E. (2003). "Socavación en Puentes". Universidad del Cauca.
7. Hicks, D.M. & P.D. Mason. (1991) "Roughness characteristics of New Zealand rivers". New Zealand Dept of Scientific and Industrial Research, Marine and Freshwater, Natural Resources Survey, Wellington, N.Z 329p
8. INGEOMINAS (1975). Mapa geológico del oriente del departamento de Antioquia, Colombia, cuadrángulo I-9. Escala 1 : 100.000.
9. Lagasse, O. F., Schall J. D., Richardson, E. V. (2001) Stream Stability at Highway Structures, Hydraulic Engineering Circular N° 20. U. S. Department of Transportation. Federal Highway Administration. Third Edition. Virginia. USA.
10. Leet, I. D & Judson, Sh., 1990. Fundamentos de geología física. 10a reimpresión. Editorial Limusa. México.
11. Leopold, L. (1994) "A View of the River". Harvard University Press, Cambridge,.
12. Leopold, L., Wolman, G. and Miller, J. (1964). "Fluvial Process in Geomorphology". Dover Publication, Inc. New York.
13. López Vergara, M. L., 1978. Manual de Fotogeología. Servicio de Publicaciones de la J.E.N.. Madrid.
14. Kindersley, D. 1997. La Tierra. Grupo, Zeta Multimedia, Gran serie multimedia del conocimiento, No.6. Colección realidad virtual. España, Mexico, Chile, Argentina, Colombia.
15. Maza, J. A., 1987, "Introduction to river engineering", División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería UNAM.
16. Meléndez, a. & Meléndez, F., 1981. Geología. Ed. Paraninfo. Madrid.
17. Posada, L. (1994) "Transporte de Sedimentos". Posgrado en Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Medellín: [s.n].
18. Posada, J. (1998) "Determinación del coeficiente de rugosidad en canales naturales". Trabajo dirigido de grado Universidad Nacional de Colombia. Medellín: [s.n].
19. Press, f. & Siever, R., 1986. Earth. 4<sup>ta</sup> edición. Freeman and Company, New York.
20. Richards, K. (1982) "Rivers. Form and Process in Alluvial Channels". Methuen. New York.

21. Richardson, E. V., Davis S. R. (2001). Evaluating Scour at Bridges, Hydraulic Engineering Circular N° 18. U. S. Department of Transportation. Federal Highway Administration. Fourth Edition. Virginia. USA.
22. Rosgen, D. (1994) "Applied River Morphology". Wildland Hydrology. Colorado.
23. Rosgen, D. L. "A classification of Natural Rivers". Elsevier – Catena 22. USA. (1994).
24. Simon & Senturk. (1992) "Sediment Transport Technology, Water and Sediment Dynamics" . Water Resources Publication.
25. Tarbuck, e. J. & Lutgens, F. K., 1998. Ciencias de la Tierra hoy: Una introducción a la geología física. Disco compacto interactivo. Prentice Hall.
26. Tinkler, Keith and Wohl, Ellen Editors. (1998) "River over rocks. Fluvial processes in Bedrock Channels". American Geophysical Union. Washington, DC.
27. Universidad del Cauca (2005). Evaluación de las ecuaciones de régimen en la zona Andina Caucana. IV Convocatoria de apoyo a proyectos de investigación y desarrollo tecnológico de la VRI.
28. Universidad del Cauca (2003). Memorias del curso-taller sobre Obras de Control Fluvial.
29. Universidad del Cauca – CRC- INGEOMINAS, (2005). Estudio preliminar del comportamiento hidráulico, geomorfológico y procesos fluviales en los ríos Desbaratado, Palo, Paila y Guengue. Convenio 867 de 2004.
30. Van Zuidam, R., 1986. Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. Smits Publishers The Hague. The Netherlands.
31. Wolman, M. G (1954) "A method of sampling coarse river-bed material". Transactions of American Geophysical Union 35. 951-956p
32. Wohl, E. (1998) "Bed Rock Morphology and Erosional Processes". En: River over rocks. Fluvial processes in Bedrock Channels, Thinkler and Wohl Editors. American Geophysical Union. Washington, DC.
33. Wolman, M. & Miller, M. "Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes". Journal of Geology 68: 54-74.

<http://earth-pics.com/earth-observatory><http://plata.uda.cl/minas/Geología/geologiageneral/imagenes/fotos>

<http://plata.uda.cl/minas/Geología/geologiageneral/imagenes/fotos>

<http://yosemite.epa.gov>