

*Capítulo 4*

---

***GEOMORFOLOGIA DE CUENCAS***

En las ciencias de la tierra ha sido reconocida la dependencia de la geomorfología en la interacción de la geología, el clima y el movimiento del agua sobre la tierra. Esta interacción es de gran complejidad y prácticamente imposible de ser concretada en modelos determinísticos, y se debe tomar como un proceso de comportamiento mixto con una fuerte componente estocástica.

Las características físicas de una cuenca forman un conjunto que influye profundamente en el comportamiento hidrológico de dicha zona tanto a nivel de las excitaciones como de las respuestas de la cuenca tomada como un sistema. Así pues, el estudio sistemático de los parámetros físicos de las cuencas es de gran utilidad práctica en la ingeniería de la Hidrología, pues con base en ellos se puede lograr una transferencia de información de un sitio a otro, donde exista poca información: bien sea que fallen datos, bien que haya carencia total de información de registros hidrológicos, si existe cierta semejanza geomorfológica y climática de las zonas en cuestión.

#### **4.1 CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS DE UNA CUENCA HIDROGRAFICA**

Para el estudio y determinación de los parámetros geomorfológicos se precisa de la información cartográfica de la topografía, del uso del suelo y de la permeabilidad de la región en estudio. Los planos para estos análisis son usados en escalas desde 1:25.000 hasta 1:100.000, dependiendo de los objetivos del estudio y del tamaño de la cuenca en cuestión. Se podría decir que para cuencas de un tamaño superior a los 100 km<sup>2</sup> un plano topográfico en escala 1:100.000 es suficiente para las metas pretendidas en el análisis general del sistema de una cuenca. Obviamente, los trabajos tendientes a un mismo estudio regional

deberán efectuarse sobre planos de una misma escala y preferiblemente que hayan sido elaborados bajo los mismos criterios cartográficos. De esta forma se podría contar con resultados homogéneos que podrían ser comparados en estudios posteriores al estudio mismo de las cuencas.

Al iniciar un estudio geomorfológico se debe empezar por la ubicación de los puntos donde existan en los ríos las estaciones de aforo, para así tener un estudio completo de las variables coexistentes en la cuenca: tanto en las excitaciones y el sistema físico, como en las respuestas del sistema de la hoya hidrográfica.

Toda cuenca en estudio debe estar delimitada en cuanto a su río principal tanto aguas abajo como aguas arriba. Aguas abajo idealmente por la estación de aforo más cercana a los límites de la cuenca en que se está interesado. (Siendo el punto de la estación el punto más bajo en el perfil del río y en el borde de la cuenca de interés). Aguas arriba por otra estación que sea el punto más alto en el perfil del río donde se incluya el área en estudio, o por las cabeceras del río si es el caso del estudio de la cuenca desde el nacimiento.

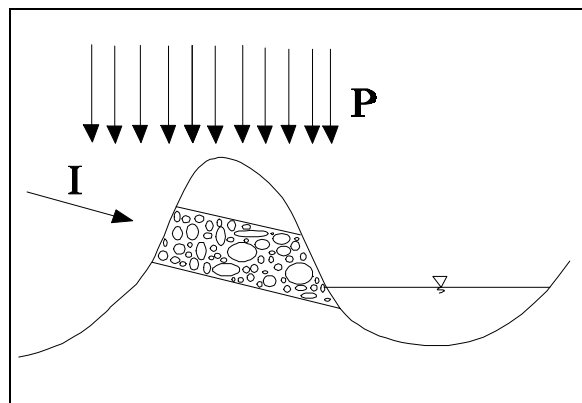
Las características geomorfológicas que se van a estudiar en este capítulo son las siguientes (citadas en orden del análisis posterior):

Área, longitud de la cuenca y su perímetro, pendiente promedia de la cuenca, curva hipsométrica, histograma de frecuencias altimétricas, altura y elevación promedia, relación de bifurcación de los canales, densidad de drenaje, perfil y pendiente promedia del cauce principal y coeficiente de cubrimiento de bosques.

#### **4.1.1 Área de la cuenca (A).**

El área de la cuenca es probablemente la característica geomorfológica más importante para el diseño. Está definida como la proyección horizontal de toda el área de drenaje de un sistema de escorrentía dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural.

Es de mucho interés discutir un poco sobre la determinación de la línea de contorno o de divorcio de la cuenca. realmente la definición de dicha línea no es clara ni única, pues puede existir dos líneas de divorcio: una para las aguas superficiales que sería la topográfica y otra para las aguas subsuperficiales, línea que sería determinada en función de los perfiles de la estructura geológica, fundamentalmente por los pisos impermeables (Fig 4.1).



**FIGURA 4.1 Divisoria de aguas superficiales y de aguas subterráneas.**

Para efectos de balance hídrico si se presenta una situación como la mostrada en la figura 4.1, el área superficial puede ser mucho menor que el área total contribuyente al caudal de un río. Si se presentan estructuras geológicas que favorecen la infiltración de aguas de otras cuencas, es necesario tener en cuenta estos aportes que pueden ser bastante significativos.

Frecuentemente se desea analizar una cuenca de gran tamaño y muchas veces es necesario dividirla en subcuencas o subsistemas dependiendo de las metas en estudio del proyecto determinado. El área es un parámetro geomorfológico muy importante. Su importancia radica en las siguientes razones:

a) Es un valor que se utilizará para muchos cálculos en varios modelos hidrológicos.

b) Para una misma región hidrológica o regiones similares, se puede decir que a mayor área mayor caudal medio.

c) Bajo las mismas condiciones hidrológicas, cuencas con áreas mayores producen hidrógrafas con variaciones en el tiempo más suaves y más llanas. Sin embargo, en cuencas grandes, se pueden dar hidrógrafas picudas cuando la precipitación fué intensa y en las cercanías, aguas arriba, de la estación de aforo.

d) El área de las cuencas se relaciona en forma inversa con la relación entre caudales extremos: mínimos/máximos. La tabla 4.1 muestra estas relaciones para el río Rhin, el río Magdalena, a la altura de Neiva y el río Tenche, cerca de la desembocadura de la quebrada Montera en Antioquia.

**TABLA 4.1 Relaciones entre  $Q_{\min}/Q_{\max}$  en algunos rios**

Río	Area Cuenca Km <sup>2</sup>	Caudal Mínimo m <sup>3</sup> /s	Caudal Máximo m <sup>3</sup> /s	$Q_{\min}/Q_{\max}$
Rhin	160000	500	12000	1/24
Magdalena	16500	84	6090	1/72
Tenche	85.4	0.3	295	1/983

La tabla 4.2 presenta las relaciones  $Q_{\min}/Q_{\max}$  encontradas para algunas estaciones limnigráficas localizadas en el departamento de Antioquia (Colombia).

El área de la cuenca, A, se relaciona con la media de los caudales máximos, Q, así:

$$Q = C A^n \quad (4.1)$$

**TABLA 4.2 Relaciones entre  $Q_{\min}/Q_{\max}$  para algunas cuencas de**

## Antioquia

Estación	Corriente	Area Km <sup>3</sup>	Qmax m <sup>3</sup> /s	Qmin m <sup>3</sup> /s	Qmin/Qmax
PP-10 La Víbora	La Víbora	21.7	122.3	0.42	1/292
PRN-3 Cruces	Anorí	101.8	869.5	3.4	1/256
Chigorodo	Chigorodó	241.5	284.3	2.27	1/126
PRN-1 Charcon	Anorí	323.8	546.5	8.48	1/64
RN-10 Puerto Belo	San Carlos	590	586.9	17.11	1/34
PSB-2 La Guarquina	San Bartolomé	766.8	247.1	10.41	1/24
RMS-14 Yarumito	Medellín	1080.4	295.2	16.22	1/18
PSB-3 La Honda	San Bartolomé	1713.8	352.1	27.18	1/13
PP-3 Playa Dura	Porce	3755.5	582.4	75.22	1/8
La Esperanza	Nechí	14449.4	1858.0	279.47	1/7
La Coquera	Cauca	43143.6	2932.3	557.34	1/5
Las Flores	Cauca	58072.8	3514.4	807.24	1/4

C y n son constantes. Al graficar esta relación en papel doblemente logarítmico se obtiene una recta de pendiente n. Según Leopold (1964) n (factor de Leopold) varía entre 0.65 y 0.80 con un valor promedio de 0.75. Para la zona del río Negro en el departamento de Antioquia, se halló la ecuación que relacionaba estas variables así (Vélez, Smith, Perez):

$$Q=10^{0.146} \cdot A^{0.716} \quad (4.2)$$

Donde :

A: área de la cuenca en km<sup>2</sup>

Q: media de los caudales máximos instantáneos en m<sup>3</sup>/s.

Johnston y Cross (en Eagleson 1970) consideran que si dos cuencas hidrográficas son hidráulicamente semejantes en todos sus aspectos se cumple la siguiente relación:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \left( \frac{A_1}{A_2} \right)^{\frac{3}{4}} \quad (4.3)$$

Evaluando la ecuación 4.3 en el departamento del Quindío (Colombia) con dos estaciones limnigráficas, una aguas abajo de la otra, ubicadas en el río Quindío se encuentra un exponente entre 0.34-0.35. Las áreas y los caudales máximos medios multianuales correspondientes a esas dos estaciones son:

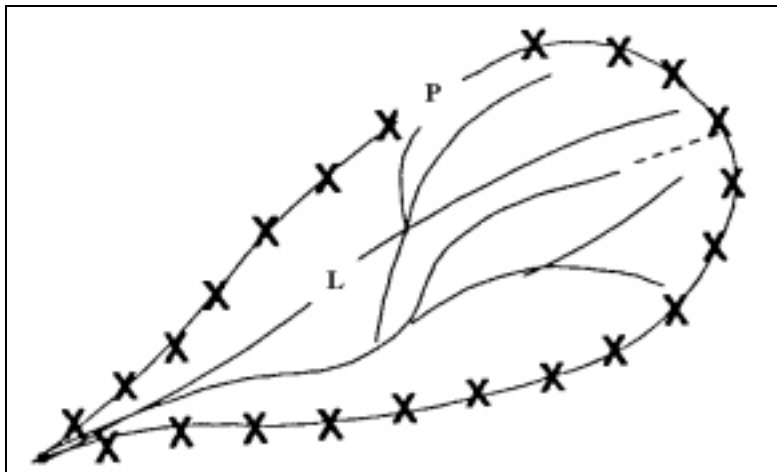
Estación	Area [Km <sup>2</sup> ]	Media de los caudales Máximos [m <sup>3</sup> /s]
Bocatoma	155.20	38.92
Callelarga	657.02	110.64

Estadísticamente se ha demostrado que el factor "área" es el más importante en las relaciones entre escorrentía y las características de una cuenca. Esto se puede afirmar por el alto valor de los coeficientes de correlación cuando se grafica escorrentía respecto al área. Pero hay otros parámetros que también tienen su influencia en la escorrentía como la pendiente del canal, la pendiente de la cuenca, la vegetación y la densidad de drenaje.

En hidrología, para el cálculo de las áreas, se puede emplear el planímetro. Sin embargo actualmente se usan más y más los computadores para hallar este parámetro. La divisoria de la cuenca se puede delimitar indicando la longitud y latitud de los puntos a lo largo de ésta, asumiendo que entre ellos la línea que los une es una línea recta. El área será entonces, la encerrada por la serie de segmentos así obtenidos y es calculada por la mayoría de los software existentes en el mercado usando los principios de la trigonometría. Generalmente se trabaja con una sola cifra decimal, cuando las cuencas tienen áreas de km<sup>2</sup>. Este parámetro se simboliza con la letra mayúscula A.

#### 4.1.2 Longitud, perímetro y ancho.

La longitud, L, de la cuenca puede estar definida como la distancia horizontal del río principal entre un punto aguas abajo (estación de aforo) y otro punto aguas arriba donde la tendencia general del río principal corte la línea de contorno de la cuenca (figura 4.2)



**FIGURA 4.2 Longitud y perímetro de una cuenca**

El perímetro de la cuenca o la longitud de la línea de divorcio de la hoya es un parámetro importante, pues en conexión con el área nos puede decir algo sobre la forma de la cuenca. Usualmente este parámetro físico es simbolizado por la mayúscula P.

El ancho se define como la relación entre el área (A) y la longitud de la cuenca (L) y se designa por la letra W. De forma que:

$$W = \frac{A}{L} \quad (4.4)$$



### 4.1.3 Parámetros de forma de la cuenca

Dada la importancia de la configuración de las cuencas, se trata de cuantificar estas características por medio de índices o coeficientes, los cuales relacionan el movimiento del agua y las respuestas de la cuenca a tal movimiento (hidrógrafa). En la figura 4.3 vemos varias hidrógrafas para cuencas con la misma área y diferentes formas ante una lámina precipitada igual.

Parece claro que existe una fuerte componente probabilística en la determinación de una cuenca mediante sus parámetros y las características de la red de drenaje. Por esta razón se han buscado relaciones de similitud geométrica entre las características medias de una cuenca y de su red de canales con esas de otras cuencas. Los principales factores de forma son:

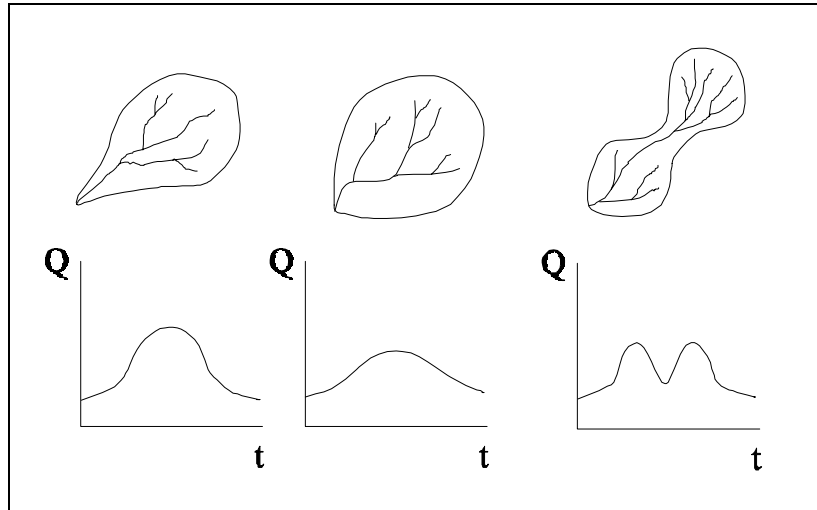
#### 4.1.3.1 Factores de forma de Horton.

Las observaciones de un buen número de cuencas reales en todo el mundo permiten establecer la siguiente relación entre el área de la cuenca  $A$  y el área de un cuadrado de longitud  $L$ , siendo  $L$  la longitud del cauce principal:

$$\frac{A}{L^2} = \frac{A^{-0.136}}{2} \quad (4.5)$$

Despejando el valor de  $L$  se tiene:

$$L = 1.41 A^{0.568} \quad (4.6)$$



**FIGURA 4.3 Hidrógrafas según la forma de la cuenca**

El área en millas cuadradas. Esta ecuación muestra que las cuencas no son similares en forma. A medida que el área aumenta, su relación  $A/L^2$  disminuye, lo cual indica una tendencia al alargamiento en cuencas grandes. La forma de la cuenca afecta los hidrogramas de caudales máximos, por lo que se han hecho numerosos esfuerzos para tratar de cuantificar este efecto por medio de un valor numérico. Horton sugirió un factor adimensional de forma  $R_f$ , como índice de la forma de una cuenca así:

$$R_f = \frac{A}{L_b^2} \quad (4.7)$$

Donde A es el área de la cuenca y L es la longitud de la misma, medida desde la salida hasta el límite de la hoya, cerca de la cabecera del cauce más largo, a lo largo de una línea recta. Este índice y su recíproco han sido usados como indicadores de la forma del hidrograma unitario.

#### **4.1.3.2 Coeficiente de compacidad o índice de Gravelius.**

Este está definido como la relación entre el perímetro P y el perímetro de un círculo que contenga la misma área A de la cuenca hidrográfica:

$$K = 0.282 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (4.7)$$

donde R es el radio del círculo equivalente en área a la cuenca. Por la forma como fue definido:  $K \geq 1$ . Obviamente para el caso  $K = 1$ , obtenemos una cuenca circular.

La razón para usar la relación del área equivalente a la ocupada por un círculo es porque una cuenca circular tiene mayores posibilidades de producir avenidas superiores dada su simetría. Sin embargo, este índice de forma ha sido criticado pues las cuencas en general tienden a tener la forma de pera.

#### **4.1.4 Parámetros relativos al relieve.**

Son muy importantes ya que el relieve de una cuenca puede tener más influencia sobre la respuesta hidrológica que la forma misma de la cuenca. Los parámetros relativos al relieve son:

##### **4.1.4.1 Pendiente promedio de la cuenca.**

Este parámetro es de importancia pues da un índice de la velocidad media de la escorrentía y su poder de arrastre y de la erosión sobre la cuenca.

Uno de los métodos más representativos para el cálculo es el muestreo aleatorio por medio de una cuadrícula; llevando las intersecciones de la cuadrícula sobre el plano topográfico y calculando la pendiente para todos puntos arbitrariamente escogidos ver figura 4.4. Con todos estos valores se puede construir un histograma de pendientes que permite estimar el valor

medio y la desviación estándar del muestreo de las pendientes. Las pendientes para los puntos dados por las intersecciones de la cuadrícula se calculan teniendo en cuenta la diferencia de las dos curvas de nivel entre las cuales el punto quedó ubicado y dividiéndola por la distancia horizontal menor entre las dos curvas de nivel, pasando por el punto ya determinado. Otro método bastante utilizado es el siguiente: se monta sobre la cuenca una cuadrícula de tamaño conveniente. Se cuentan los cortes de las curvas de nivel con los ejes horizontal y vertical de la cuadrícula respectivamente y se tiene:

$$S_h = \frac{n_h h}{L_h} \quad (4.8)$$

$$S_v = \frac{n_v h}{L_v} \quad (4.9)$$

donde:

$h$  es la diferencia de cotas entre curvas de nivel.

$n_h$  es el número de cruces de las curvas de nivel con líneas de igual coordenada este.

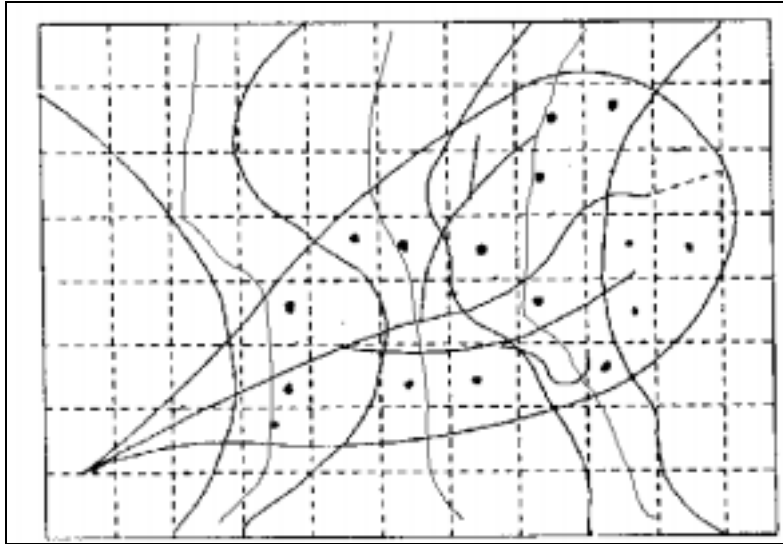
$n_v$  es el número de cruces de las curvas de nivel con líneas de igual coordenada norte.

$S_h$  y  $S_v$  son la pendiente horizontal y vertical de la cuenca respectivamente.

Se tiene entonces que la pendiente promedia es:

$$S = \frac{S_e + S_n}{2} \times 100 \% \quad (4.9)$$

Sin embargo este método es bastante dependiente de la orientación que se le da a la cuadrícula de referencia.



**FIGURA 4.4. Método para hallar la pendiente S, en una cuenca**

#### **4.1.4.2 Curva hipsométrica.**

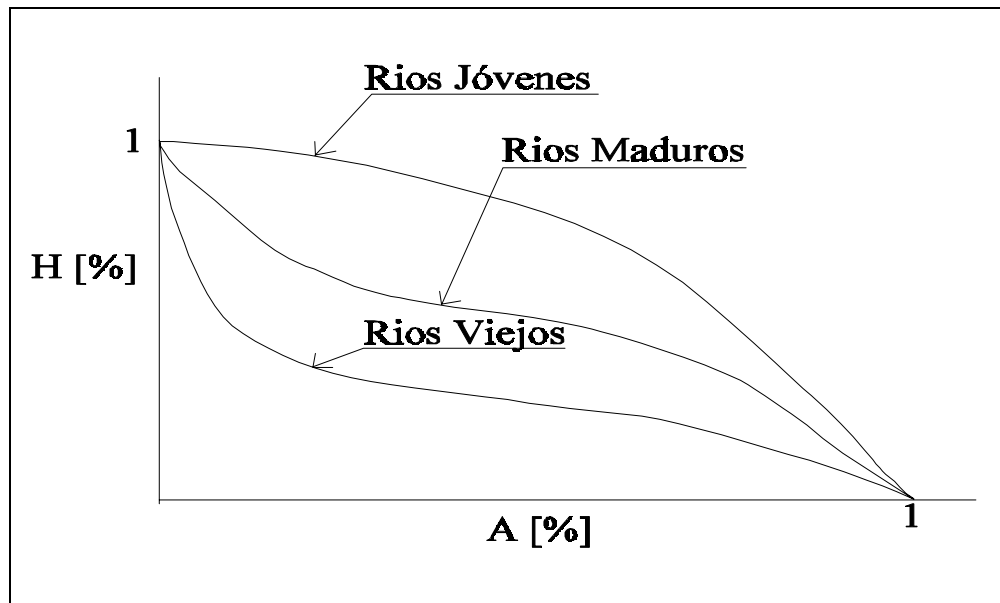
Esta curva representa el área drenada variando con la altura de la superficie de la cuenca. También podría verse como la variación media del relieve de la hoya.

La curva hipsométrica se construye llevando al eje de las abscisas los valores de la superficie drenada proyectada en  $\text{km}^2$  o en porcentaje, obtenida hasta un determinado nivel, el cual se lleva al eje de las ordenadas, generalmente en metros. Normalmente se puede decir que los dos extremos de la curva tienen variaciones abruptas.

La función hipsométrica es una forma conveniente y objetiva de describir la relación entre la propiedad altimétrica de la cuenca en un plano y su elevación.

Es posible convertir la curva hipsométrica en función adimensional usando en lugar de valores totales en los ejes, valores relativos: dividiendo la altura y el área por sus respectivos valores máximos. (Figura 4.5). El gráfico adimensional es

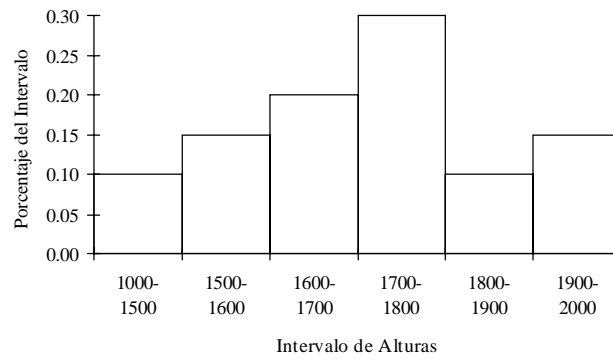
muy útil en hidrología para el estudio de similitud entre dos cuencas, cuando ellas presentan variaciones de la precipitación y de la evaporación con la altura. Las curvas hipsométricas también han sido asociadas con las edades de los ríos de las respectivas cuencas, figura 4.5.



**FIGURA 4.5** Curvas hipsométricas características

#### 4.1.4.3 Histograma de frecuencias altimétricas.

Es la representación de la superficie, en  $\text{km}^2$  o en porcentaje, comprendida entre dos niveles, siendo la marca de clase el promedio de las alturas. De esta forma, con diferentes niveles se puede formar el histograma. Este diagrama de barras puede ser obtenido de los mismos datos de la curva hipsométrica. Realmente contiene la misma información de ésta pero con una representación diferente, dándonos una idea probabilística de la variación de la altura en la cuenca, figura 4.6.



**FIGURA 4.6 Histograma de frecuencias altimétricas.**

#### **4.1.4.4 Altura y elevación promedio del relieve.**

La elevación promedio en una cuenca tiene especial interés en zonas montañosas pues nos puede dar una idea de la climatología de la región, basándonos en un patrón general climático de la zona. La elevación promedio está referida al nivel del mar. Este valor puede ser encontrado usando la curva hipsométrica o el histograma de frecuencias altimétricas. La estimación por una media aritmética ponderada en el caso del histograma, o de la curva hipsométrica calculando el área bajo la curva y dividiéndola por el área total.

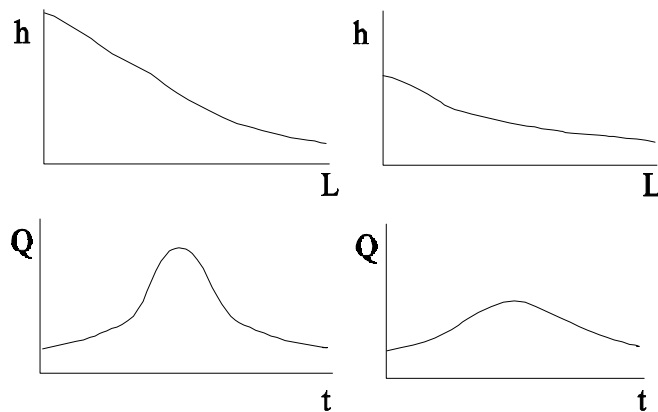
La altura media,  $H$ , es la elevación promedio referida al nivel de la estación de aforo de la boca de la cuenca.

#### **4.1.4.5 Perfil altimétrico del cauce principal y su pendiente promedio.**

El perfil altimétrico es simplemente el gráfico de altura en función de la longitud a lo largo del río principal.

Con base en la forma del perfil altimétrico del río se puede inferir rasgos

generales de la respuesta hidrológica de la cuenca en su expresión de la hidrógrafa, o sea, la variación del caudal con el tiempo. También los perfiles se usan para estudios de: prefactibilidad de proyectos hidroeléctricos, producción de sedimentos, ubicación de posibles sitios susceptibles de avalanchas, etc. Generalmente cuencas con pendientes altas en el cauce principal tienden a tener hidrógrafas más picudas y más cortas que cuencas con pendientes menores.



**Figura 4.7 Hidrógrafas según el perfil altimétrico del cauce principal.**

La pendiente promedio puede ser encontrada de varias formas. Entre ellas se podrían citar:

- a) El valor obtenido de dividir la diferencia en elevación entre el punto más alto y el punto más bajo del perfil del río en el cual estamos interesados por la longitud a lo largo del cauce en su proyección horizontal entre los dos puntos antes determinados.
- b) Con base en el perfil altimétrico a lo largo del río se puede encontrar la pendiente de la recta ajustada a parejas de valores obtenidos en intervalos iguales a lo largo del cauce. Se aplica la técnica de los



mínimos cuadrados.

- c) Por medio de una recta ajustada usando el criterio de la denominada curva de masas. Este método se efectúa ajustando la recta tal que las áreas de corte o positivas y de lleno o negativas sean iguales y mínimas.
- d) Usando cualquiera de los métodos anteriores pero sin tener en cuenta toda la trayectoria del cauce principal, ignorando por lo tanto de un 10% a un 15% de los tramos extremos (nacimiento y desembocadura).

#### **4.1.5 Caracterización de la red de canales.**

La forma en que estén conectados los canales en una cuenca determinada, influye en la respuesta de ésta a un evento de precipitación. Se han desarrollado una serie de parámetros que tratan de cuantificar la influencia de la forma del drenaje en la escorrentía superficial directa. El orden de los canales es uno de ellos. Uno de los criterios para determinar el orden de los canales en una hoya es el definido por el modelo de STRAHLER. Según este modelo se toman como canales de primer orden todos aquellos que no tengan afluentes. Cuando se unen dos canales de primer orden forman un canal de segundo orden y así sucesivamente como lo muestra el diagrama de la figura 4.8.

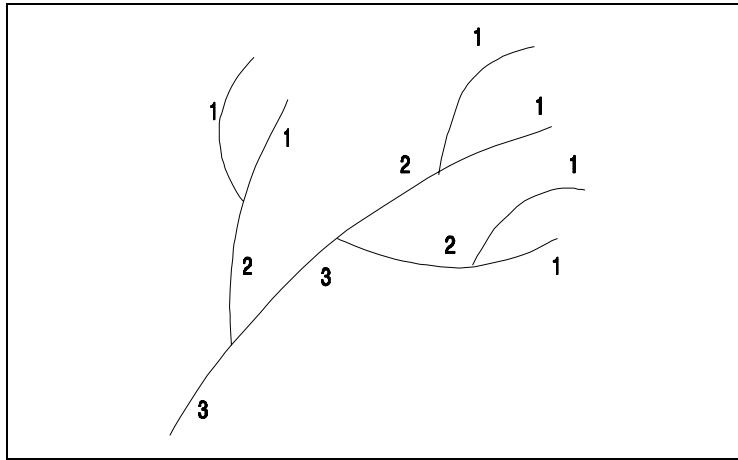
El valor del orden del canal principal,  $\Omega$ , en la boca de la cuenca da una idea de la magnitud del drenaje de la cuenca.

Los controles geológicos y climatológicos (externos) influyen en el valor de,  $\Omega$ , mientras que los factores "internos" determinan el modelo de corrientes para un número de orden de cauces dado.

##### **4.1.5.1 Índices de Horton.**

La idea de Horton de cuantificar las propiedades geomorfológicas de una cuenca lo llevó a deducir ciertas relaciones que se conocen como los

números o índices de Horton. Los principales son:



**FIGURA 4.8 Orden de una cuenca**

**Relación de bifurcación de los canales de la cuenca.** Después de optar por un modelo de ordenación de los canales de una cuenca, es posible definir la relación de bifurcación,  $R_b$ , como el resultado de dividir el número de canales de un orden dado entre el número de canales del orden inmediatamente superior:

$$R_b = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (4.10)$$

Donde:

$N_n$  es el número de canales de orden  $n$  y  $N_{n+1}$  es el número de canales de orden  $n+1$ .

El valor "medio" de bifurcación,  $R_b$ , de una cuenca se determina mediante la pendiente de la recta que resulta de graficar el logaritmo decimal del número de corrientes de cada orden en el eje de las ordenadas y el orden de las corrientes en el eje de las abscisas por medio de un ajuste de mínimos

cuadrados. El valor "medio" se toma como el antilogaritmo de la pendiente de la recta ajustada a las parejas de valores.

Por lo general el rango de variación de  $R_b$  está entre 3 y 5 con una moda cercana a 4. Por estudios hechos se ha encontrado que el valor  $R_b$  no está correlacionado significativamente con el relieve y las variables hidrológicas de la cuenca. Esta es la razón por la cual los valores de  $R_b$  se han tomado como una variable aleatoria.

Con base en estudios estadísticos de su estimación se le ajustó la siguiente relación:

$$N_n = R_b^{k-n} \quad \text{--} \quad \log N_n = (k - n) \log R_b \quad (4.11)$$

donde:

K: orden mayor de los canales de la cuenca en estudio

n: orden del canal en el cual estamos interesados

$N_n$ : número de canales para el orden n

Claramente se observa que el valor mínimo de  $R_b$  es dos y generalmente nunca se encuentran valores cercanos a éste bajo condiciones naturales. En general se puede decir que los valores de  $R_b$  para cuencas de una misma zona son muy similares. Normalmente valores muy altos de  $R_b$  son esperados en regiones muy montañosas y rocosas o en cuencas alargadas en la dirección del río principal o de mayor orden. En cuencas donde se tiendan a producir valores altos de  $R_b$  se tiende a encontrar bajos caudales picos pero conformando una hidrógrafa extensa. Una cuenca redondeada y con  $R_b$  bajo tiende a producir hidrógrafas picudas.

**Relación de longitudes de corriente L.** Relaciona la longitud promedio de las corrientes de orden i ( $L_i$ ) a la relación de la longitud de la corriente ( $r_i$ ) y la longitud promedio de las corrientes de primer orden ( $l_1$ ) así:

$$L_i = l_1 r_1^{i-1} \quad (4.12)$$

La relación de longitud de la corriente se define como el promedio de la longitud de las corrientes de cualquier orden sobre la longitud promedio de las corrientes de orden inmediatamente inferior.

**Relación de áreas.** Relaciona el área de las cuencas de orden  $i$  ( $A_i$ ), el área de las cuencas de orden 1 ( $A_1$ ) y la relación de área de corrientes ( $r_a$ ) así:

$$A_i = A_1 r_a^{i-1} \quad (4.13)$$

La relación de área de corrientes,  $r_a$  es la relación del área promedio de las corrientes de un orden  $i$ , sobre el área promedio de las corrientes de orden inmediatamente inferior.

#### 4.1.5.2 Densidad de drenaje.

Está definida como la relación,  $D_d$ , entre la longitud total a lo largo de todos los canales de agua de la cuenca en proyección horizontal y la superficie total de la hoya:

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} \quad (4.14)$$

donde:

$\sum l_i$  : longitud total de todos los canales de agua en km

A : área en  $\text{km}^2$

$l_i$  : longitud de cada cauce

Para las unidades citadas, se han encontrado valores mínimos de  $D_d$  del orden de 7, valores promedios en el rango de 20 a 40 y valores máximos del orden de 400.

Valores bajos de  $D_d$  generalmente están asociados con regiones de alta

resistencia a la erosión, muy permeables y de bajo relieve. Valores altos fundamentalmente son encontrados en regiones de suelos impermeables, con poca vegetación y de relieve montañoso.

El valor inverso de  $Dd$  significa un promedio del número de unidades cuadradas que se necesita para mantener un caudal de una unidad de longitud. Por esta razón:  $1/Dd$  suele ser llamada constante de mantenimiento de un canal.

La vegetación en las cuencas hidrográficas tiene una fuerte influencia en el régimen hidrológico de la misma, pues está relacionado con la erosión, temperatura y evaporación de la región.

El coeficiente de cubrimiento de bosques se refiere al porcentaje de la superficie de la cuenca ocupada por bosques o por otro tipo de vegetación. Este valor es importante pues en la comparación de cuencas no es lo mismo cuencas urbanas o agrícolas o de bosques naturales densos o claros.

Aunque el coeficiente mencionado en último término no se podría denominar como un parámetro geomorfológico, sí es interesante citarlo por la importancia que tiene en el manejo de una cuenca.

## **4.2 CARACTERISTICAS GENERALES HIDROMETEOROLOGICAS EN UNA CUENCA Y SUS RELACIONES CON LOS PARAMETROS GEOMORFOLOGICOS**

Para el conocimiento general de las características de una cuenca se deben añadir algunos valores promedios de las variables hidrometeorológicas de la región. Entre estas variables deben estar: la evaporación, la precipitación y las descargas del río principal.

Para estas variables hidrológicas se deben dar valores promedios estimados a nivel mensual y a nivel anual, si tales valores son disponibles dada la existencia de

registros. Anotando, claro está, cual fue el tamaño de la muestra de las observaciones usadas para las estimaciones.

En cierta forma la estructura del sistema de la cuenca hidrográfica refleja los valores de la precipitación, de la evaporación y de la escorrentía en ella. Es importante notar que el sistema de una cuenca no está sometido a procesos estacionarios, pues sus parámetros, o algunos de ellos, pueden variar con el tiempo en su desarrollo normal o en desarrollos hechos por el ser humano.

Se puede añadir que las propiedades geomorfológicas del subsuelo, como en los acuíferos, normalmente son parámetros que varían en las escalas de tiempo geológico y para el caso de la hidrología pueden ser tomadas como invariantes.

Además, algunas de las variables citadas con anterioridad son encontradas por observaciones hechas sobre la cuenca y estimadas por medios estadísticos, y desde tal punto de vista deben ser miradas. Aún más, en la definición de los parámetros geomorfológicos no se intenta dar la idea de relaciones biunívocas.

Por estudios hechos entre las variables hidrológicas y los parámetros geomorfológicos se ha encontrado entre otros los siguientes resultados:

- a) Se ha notado un decrecimiento de la contribución de las aguas subterráneas a los ríos con el incremento de  $D_d$ , la densidad de drenaje.
- b) Se ha observado una variación directa entre la relación de P/E y el porcentaje de cobertura de capa vegetal. Sin embargo, esto no siempre es verdad.
- c) La erosión generalmente está ligada a valores altos de la densidad de drenaje.

Como conclusión del análisis aquí considerado se puede decir que no existe una relación única entre los parámetros físicos de la cuenca y las variables hidrológicas, aunque ellos pueden dar una orientación cualitativa en forma y magnitud de las diferentes variables hidrológicas en el tiempo. Aunque es claro que en gran parte las características físicas de una cuenca son debidas a la acción

del agua y que por este hecho es factible pensar en la existencia de una relación fuerte entre ellas a nivel determinístico. Pero esto no es así: la carencia de una relación fuerte se debe fundamentalmente a la diferencia entre las escalas de tiempo de los procesos dinámicos de la hidrología y a la geología. Además, de la fuerte componente estocástica de varios de los fenómenos hidrológicos.

A nivel estadístico, y sin olvidar el significado de tal palabra, es posible encontrar funciones que relacionen las variables hidrológicas y los parámetros morfológicos de una cuenca hidrográfica. Además, con base en las herramientas estadísticas se cuantifica la bondad de los ajustes entre tales variables y se puede aun llegar a rechazar un determinado ajuste. El ajuste de la función y su bondad se puede lograr mediante la técnica de regresión y correlación lineal multivariada llegando a analizar por ejemplo una función entre el caudal máximo anual y algunos parámetros morfológicos como área, densidad de drenaje, coeficiente de forma, etc. (Además podría tenerse en cuenta la precipitación entre las variables independientes):  $Q_p = f(A, Dd, k, P)$ . Con una función de este tipo y si se tiene una cuenca sin datos de caudal se podría estimar el caudal y su intervalo de confianza.

### **4.3 ASPECTOS DE HIDRAULICA FLUVIAL**

El agua y el sedimento que transportan las diferentes corrientes modelan la geometría de los cauces. El estudio de las relaciones que existen entre las diferentes variables que actúan, como caudal, carga de sedimentos, tipo de granulometría, etc, es lo que se denomina como la hidráulica fluvial.

Las características, no estacionarias, de los diferentes ríos conforman una gran gama en sus variaciones, con cambios continuos en el tiempo. Están determinadas por parámetros tales como:

- Material del lecho del río
- Perfil del cauce del río

- Régimen dinámico del movimiento del agua y de los sedimentos.
- Cambios en el caudal del río

Uno de los tópicos más importantes de la hidráulica fluvial es el de predecir los cambios morfológicos de un río al introducir cambios en sus características. Tales cambios generalmente son provocados por el ser humano con la construcción de puentes, canalizaciones, embalses, etc.

Como la descarga, tanto sólida como líquida, de un río es una variable con un marcado carácter aleatorio y como además la cuenca hidrográfica que lo conforma presenta variaciones en los tipos y tamaños de suelos, vegetación, etc., entonces la predicción de los cambios futuros de una corriente no se puede definir con patrones determinísticos. (aunque existen leyes físicas que describen los fenómenos locales). Así, el proceso morfológico de los ríos debe ser tomado al menos con una gran componente de carácter aleatorio.

#### **4.3.1 Conceptos básicos.**

**Carga de sedimentos.** Es la cantidad de sólido que atraviesa una sección del cauce en ton/d. Se presenta bajo la forma de sedimento en suspensión y material de arrastre. La arcilla y el limo están en el agua en **suspensión**: La grava, arena y rocas se mueven como **carga de fondo**, cerca al piso del canal.

**Capacidad de transporte.** Es la máxima carga de sedimentos, para un caudal determinado, que puede transportar un cauce. Se cuentan tanto los sedimentos en suspensión como los de fondo. La capacidad de transporte se incrementa con la velocidad, ya que esta es directamente proporcional a la fuerza de arrastre. Esto significa que la mayoría de los cambios en la geometría de los cauces ocurren durante las crecientes. La capacidad de transporte depende fundamentalmente del caudal y de la pendiente del cauce.

Cuando una corriente tiene los sedimentos que es capaz de transportar se dice que el cauce está en **equilibrio**. Si se produce una sobrecarga de sedimentos generada por cualquier causa, empieza un proceso de **agradación** o



**sedimentación** del lecho. En este caso el río no tiene la suficiente energía para transportar el material sólido que lleva y éste entonces se deposita en su cauce. Si por el contrario hay una deficiencia el fenómeno que se presenta es el de **degradación o erosión del lecho**. En el segundo caso el río tiene energía suficiente para transportar el material sólido y además para socavar el cauce.

La agradación y la erosión de las corrientes pueden ser inducidas por el hombre a través de la intervención del paisaje en procesos como la minería, construcción de obras civiles, como puentes, etc. Para evaluar cuantitativamente lo que pasa en las corrientes cuando sufren modificaciones causadas por el hombre, se puede utilizar la conocida ecuación de Lane (1955):

$$S \propto \frac{Q_s^b D^b}{Q^c} \quad (4.15)$$

Donde:

S: pendiente del río

$Q_s$ : caudal sólido

D: diámetro del material del lecho

Q: caudal líquido.

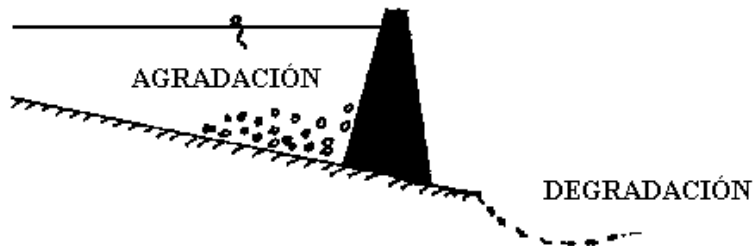
a,b,c son exponentes que dependen del tipo de corriente.

Fundamentalmente se pueden producir dos tipos de procesos: agradación y degradación.. La acción del hombre puede hacer que en un río se presente una de estas condiciones o ambas. Estudiaremos algunos casos:

#### **Construcción de una presa.**

Aguas arriba de una presa disminuye la velocidad, lo que hace que los sedimentos se depositen, produciéndose entonces una agradación.

Suponiendo que aguas abajo el caudal medio del río sea el mismo y observando la ecuación de Lane, el caudal sólido disminuye por lo tanto la pendiente también lo tiene que hacer, produciéndose una socavación del lecho aguas abajo.



**FIGURA 4.9. Efectos de la construcción de una presa**

**2. Incremento del caudal en un río.**

Suponiendo que la carga de material sólido no varíe, la pendiente del canal debe disminuir y se produce entonces socavación aguas abajo.

**3. Excavación de material de playa y minería.**

En general estos procesos aumentan el material sólido que llega al río y si se conserva el mismo caudal, dependiendo de la capacidad de arrastre, pueden formarse **barras** aguas abajo por la acumulación de sedimentos. Como el caudal sólido es menor y si el caudal líquido se conserva, la pendiente del río puede empezar a disminuir ,con socavación del lecho.

**4. Alineamiento artificial.**

Cuando se canaliza un río las pérdidas de energía a lo largo del trayecto canalizado son menores, lo que aumenta la capacidad de transporte, produciendo aguas abajo erosión del lecho y orillas.

**4.3.2 Geometría hidráulica.**

La geometría hidráulica describe el carácter de los cauces en una cuenca a través

de las relaciones entre caudal, carga de sedimentos, ancho, profundidad y velocidad media. Leopold y Madodock (1953) desarrollaron las ecuaciones principales de la geometría hidráulica, las cuales son las siguientes:

$$B = AQ^b \quad (4.16)$$

$$V = KQ^m \quad (4.17)$$

$$D = CQ^f \quad (4.18)$$

Donde Q, Es el caudal; V es la velocidad media ; D es la profundidad; K,C y A son constantes de proporcionalidad; m,b y f son exponentes que dependen del cauce y de la zona donde esté ubicado.

#### **4.4.3. La sección a banca llena.**

Existen zonas donde no hay ningún tipo de registros hidrológicos, ya sean de lluvias o de caudales, presentándose, aparentemente un problema insoluble para el diseño hidrológico. Sin embargo en estas ocasiones se puede recurrir a métodos apoyados en geomorfología fluvial para tratar de obtener estimativos de los caudales extremos. Estos se apoyan fundamentalmente en la teoría de Leopold y Skibitzke (1967) que relacionan parámetros de la geometría del canal con el comportamiento hidrológico del cauce. Uno de éstos parámetros es la sección a banca llena, que define a su vez el caudal a banca llena que puede considerarse como la media de los caudales máximos instantáneos (representativa de la descarga dominante o formativa del cauce), parámetro necesario es varios métodos hidrológicos de diseño con información escasa, tales como el Gradex o el Índice de Crecientes.(Ver capítulo 11)

Se define el *caudal a sección llena* como aquel caudal que fluye llenando el cauce, sin derramar sobre las llanuras de inundación. La sección a banca llena se ha definido de varias maneras:

- Si hay una llanura de inundación bien desarrollada, la altura de su superficie puede ser considerada como la que determine el nivel de la sección llena. Sin embargo, la definición de sección llena es mucho más difícil si el cauce no está bien definido, por ejemplo cuando las bancas no tienen la misma elevación, en ríos trezados, donde la diferencia entre el cauce del río y la planicie de inundación no es tan obvia y en secciones complejas donde se presenten diferentes niveles de terrazas.
- Varios autores han desarrollado criterios para definir la sección a banca llena. Ridley (1972), utilizó un índice “bench” para definir el máximo quiebre en la pendiente de las bancas. Wolman (1955) sugiere usar la mínima relación de ancho a la profundidad.
- El nivel a banca llena corresponde a la descarga que gobierna la forma y tamaño del canal, esto es, la descarga que mueve el sedimento formando y cambiando curvas y meandros, y generalmente realizando un trabajo cuyo resultado son las características geomorfológicas promedias de la sección (Leopold, 1954, Dunne y Leopold, 1978). Wolman et al. (1957) sugieren usar la mínima relación de ancho - profundidad para delimitar la sección a banca llena.
- Si hay una llanura de inundación bien desarrollada, la altura de su superficie puede ser considerada como la que determine el nivel de la sección llena; en caso contrario, la definición de sección llena es mucho más difícil, especialmente en épocas de caudales bajos. Esta dificultad se presenta en secciones donde se observan diferentes niveles de terrazas, cuando las bancas no tienen la misma elevación, en ríos trezados donde la diferencia entre el cauce normal del río y la planicie de inundación no es tan obvia.

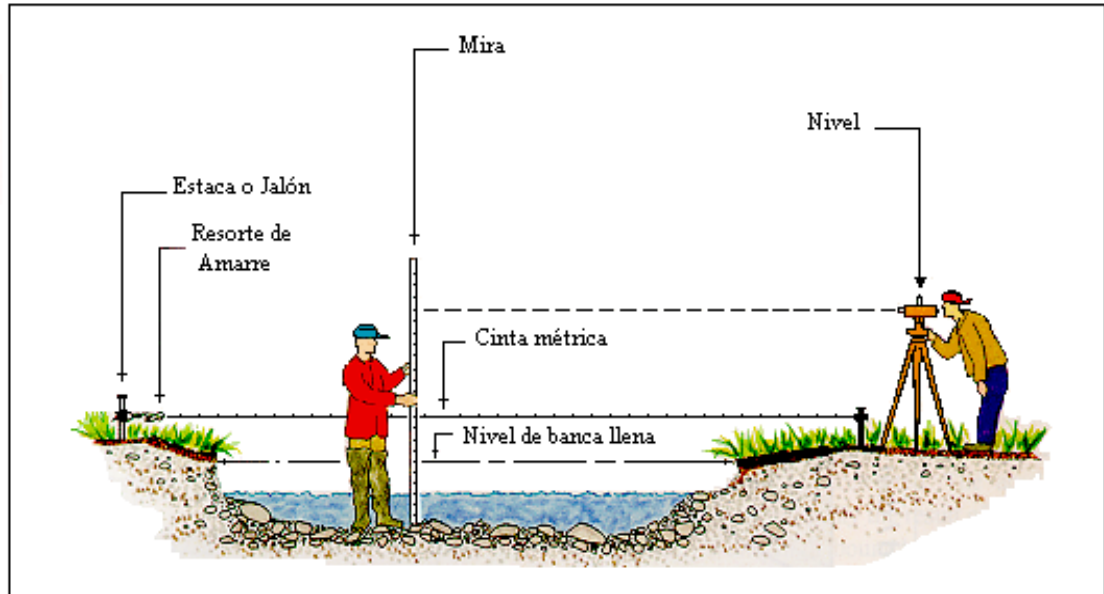
Los siguientes son indicadores para determinar en el campo el nivel de la sección a banca llena:

- En una zona de depósito a una altura incipiente de inundación, la altura

asociada con la parte más alta de los depósitos recientes (barras puntuales y barras intermedias, pero no terrazas).

- Un cambio en la distribución de tamaños de las partículas en la zona de depósito (los finos son indicadores de inundación).
- Un quiebre en la pendiente de la banca. Ridley (1972), utilizó un índice “bench” para definir el máximo quiebre en la pendiente de las bancas.
- El límite inferior de las hierbas y malezas en las zonas de depósito normalmente indica el nivel de la sección llena. La vegetación tiende a cambiar progresivamente con la elevación en las orillas.
- Raíces expuestas por debajo de una capa de suelo intacta indicando exposición a los procesos erosivos.
- El líquen o el moho que crece en las piedras de las orillas tiene un truncamiento a un nivel que está por encima de las aguas bajas y presenta un límite inferior que corresponde al nivel que alcanza el caudal a sección llena.

La Figura 4.10 indica como se determinaría en campo la sección a banca llena.



**Figura 4.10. Determinación en campo de la sección llena (Dunne y Leopold, 1978).**

Una vez se tiene definida la sección llena es posible con la ecuación de Manning determinar el caudal correspondiente. Esta ecuación tiene la forma:

$$Q = \frac{1}{n} \cdot A \cdot R_H^{2/3} \cdot S_f^{1/2} \quad (4.18)$$

donde:

- Q : caudal en m<sup>3</sup>/s
- A : área de la sección en m<sup>2</sup>
- R<sub>H</sub> : radio Hidráulico en m
- S<sub>f</sub> : pendiente de la línea de energía
- n : coeficiente de rugosidad de Manning

#### 4.3.4 La ecuación universal de pérdida de suelo (USLE)

La ecuación universal de pérdida de suelo es probablemente la ecuación más ampliamente utilizada para estimar la erosión y pérdida de suelo en una cuenca o región particular. La ecuación es llamada universal porque incluye los cuatro principales factores que afectan la pérdida de suelo: 1) la erodabilidad del suelo es expresada por el factor K; 2) las fuerzas erosivas de la lluvia son expresadas por R; 3) La fuerza gravitacional que afecta la escorrentía es expresada por el factor LS que tiene en cuenta la longitud de la ladera y su pendiente; 4) la cubierta vegetal que afecta las tasa de erosión se expresa por C y P. (Morris, Fan, 1998) Esta ecuación tiene la siguiente forma:

$$E = R \times K \times LS \times C \times P \quad (4.19)$$

Donde:

E: pérdida de suelo calculada en ton/acre-año

R: índice de erosión. Depende de la energía cinética de las lluvias de las tormentas máximas de 30 minutos de duración. En E.U hay mapas con valores de este índice

El factor de erodabilidad, K, mide la susceptibilidad de las partículas de suelo a desprenderse. Se mide experimentalmente. Los valores de K dependen principalmente de la textura y estructura del suelo, la permeabilidad, etc. Hay valores empíricos hallados por el Soil Conservation Service

El factor longitud pendiente LS, indica los efectos de la pendiente y la longitud de la ladera en la erosión. Experimentalmente se ha hallado que  $LS=1$  para una parcela experimental de 22.1 m de largo y una pendiente de 9%.

El factor de vegetación C, mide los efectos de la cobertura vegetal. Toma valores de 1- 0.01. Suelos con buena cobertura tienen un  $C=1$ , mientras un

suelo con sobrepastoreo puede tomar un valor de 0.1.

El parámetro P tiene en cuenta las prácticas de conservación del suelo. Zonas con sembrados perpendiculares a la pendiente (mala práctica de conservación) se consideran con  $P=1$