

## BACIA HIDROGRÁFICA

### 1. GENERALIDADES

Embora a quantidade de água existente no planeta seja constante, e por isso o ciclo global possa ser considerado fechado, os estudos de hidrologia se aplicam quase sempre a unidades hidrológicas que devem ser tratadas como sistemas abertos. Assim, na prática, nos estudos envolvendo a questão da disponibilidade de água, das enchentes e inundações, dos aproveitamentos hídricos para irrigação, da geração de energia, etc., adota-se a Bacia Hidrográfica como unidade hidrológica, principalmente pela simplicidade que oferece para a aplicação da equação do balanço hídrico.

#### 1.1 Definição

A bacia hidrográfica é a *área definida topograficamente, drenada por um curso d'água ou um sistema conectado de cursos d'água, de modo que toda a vazão efluente seja descarregada através de uma saída simples*. Constitui-se no sistema físico ou área coletora da água da precipitação, que a faz convergir para uma única seção de saída, denominada exutória, foz ou desembocadura.

Nas aplicações da equação do balanço hídrico em que o volume de controle é a bacia hidrográfica, o volume da água precipitada corresponde à quantidade de entrada, enquanto que a saída é a soma do volume de água escoado pela seção exutória com os volumes correspondentes às perdas intermediárias decorrentes da evaporação e transpiração. Ainda, dependendo da aplicação que se faz, as quantidades infiltradas profundamente podem ser tratadas como perdas (saídas) ou incorporadas no termo de armazenamento.

### 2. CONTORNO OU DIVISOR DE ÁGUA DA BACIA HIDROGRÁFICA

O contorno ou divisor de uma bacia hidrográfica é definido pela linha de cumeada (pontos de cota máxima entre bacias), que faz a divisão das precipitações que caem em bacias vizinhas<sup>1</sup>. O divisor, dito topográfico, segue uma linha rígida em torno da bacia, sendo cortado pelo curso d'água somente na seção de saída.

A bacia hidrográfica, conforme a sua definição, está limitada pela seção exutória do curso d'água principal, onde este deságua em outro curso d'água ou em um reservatório, baía, lago ou oceano. Entretanto, pode-se sempre definir, dentro de uma bacia maior ou principal, uma sub-bacia de um curso d'água menor limitada pela seção de confluência deste com outro curso d'água, ou ainda uma sub-bacia limitada por uma estação fluviométrica.

A Figura 1 mostra uma bacia hidrográfica em planta, bem como um corte transversal da mesma que permite identificar, além do divisor de águas topográfico, a presença de um divisor freático ou subterrâneo. Assim, pode-se dizer que existem dois divisores de água na bacia hidrográfica: o divisor topográfico, condicionado pela topografia, que fixa a área da qual provém o deflúvio superficial direto (runoff) da bacia; e o divisor freático, determinado pela estrutura geológica, que estabelece os limites dos reservatórios de água subterrânea, de onde é derivado o escoamento de base da bacia<sup>2</sup>. Quando os divisores freático e topográfico não são coincidentes, como na Figura 1, ocorrerão fugas de uma para outra bacia vizinha. Contudo, na prática, em aplicações da equação do balanço hídrico essas fugas são desprezadas, uma vez que sempre ocorrerão compensações.

Durante os períodos de estiagem, a perenidade dos cursos d'água é garantida pelo escoamento de base e, em consequência, tem-se o rebaixamento do lençol freático.

<sup>1</sup> No interior de uma bacia hidrográfica podem existir picos isolados de cotas superiores às da linha de cumeada.

<sup>2</sup> Os escoamentos através de uma seção qualquer do curso d'água são provenientes das contribuições naturais subterrâneas, somadas às águas de chuva que se escoam superficialmente.

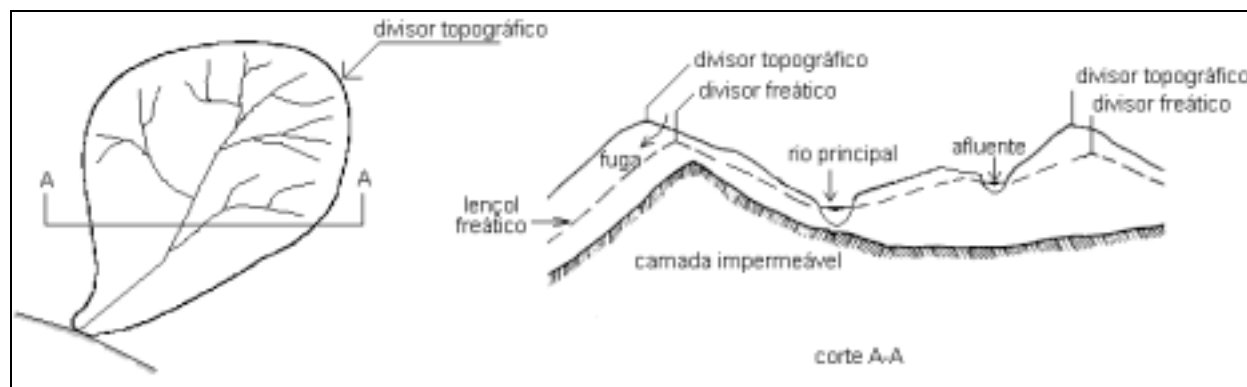


Figura 1 – Bacia Hidrográfica

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA

As características climáticas de uma bacia hidrográfica particular determinam o escoamento superficial (*runnoff*) na mesma, mas duas bacias hidrográficas sujeitas às mesmas condições climáticas podem apresentar diferentes escoamentos superficiais. Estas diferenças se devem às características dos cursos d'água naturais e aos aspectos físicos das áreas drenadas por estes cursos d'água. Por exemplo, uma bacia por ser mais íngreme que a outra produzirá maiores picos de vazão de escoamento superficial. Por isso, no estudo do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica as suas características físicas revestem-se de especial importância pela estreita correspondência entre estas e o regime hidrológico da bacia.

Pode-se dizer que o conhecimento das características físicas de uma bacia hidrográfica constitui uma possibilidade bastante conveniente de se conhecer a variação no espaço dos elementos do regime hidrológico na região. Na prática, a caracterização física de uma bacia hidrográfica possibilita o estabelecimento de relações e comparações entre as características físicas e dados hidrológicos conhecidos. As relações matemáticas entre variáveis hidrológicas e as características físicas da bacia são conhecidas como equações de regionalização, e permitem a obtenção indireta de variáveis hidrológicas em seções ou locais de interesse nos quais faltem dados, ou em regiões onde, por fatores de ordem física ou econômica, não seja possível a instalação de estações hidrométricas.

Sem querer de modo algum esgotar o assunto, apresenta-se neste capítulo alguns elementos que visam a caracterizar fisicamente uma bacia hidrográfica.

#### 3.1 Área de drenagem da bacia hidrográfica

A área de drenagem da bacia hidrográfica ou, simplesmente, área da bacia hidrográfica, *A*, é a *área plana (projetada sobre o plano horizontal) limitada pelos divisores topográficos da bacia*.

A área da bacia hidrográfica é determinada em mapas topográficos. Para se fazer a sua determinação, é preciso, em primeiro lugar, realizar o traçado de seu contorno, ou seja, estabelecer o traçado da linha de separação das bacias vizinhas. Delimitada a bacia, a sua área pode ser determinada com o uso de planímetro, ou eletronicamente quando se tem o mapa digitalizado. Alternativamente ao uso do planímetro, embora mais laborioso, pode-se utilizar o método das quadrículas, pelo qual se superpõe ao mapa topográfico uma grade quadriculada em escala conhecida, e conta-se o número de quadrículas inseridas no mapa topográfico; multiplicando-se o número de quadrículas pela área de cada quadrícula, obtém-se a área da bacia hidrográfica.

As áreas de grandes bacias são normalmente medidas em quilômetros quadrados ( $1 \text{ km}^2 = 10^6 \text{ m}^2$ ), enquanto bacias menores podem ser medidas em hectares ( $1 \text{ ha} = 10^4 \text{ m}^2$ ).

A área de drenagem é um dado fundamental para definir a potencialidade hídrica de uma bacia hidrográfica, uma vez que a multiplicação dessa área pela altura da lâmina d'água precipitada define o volume recebido pela bacia. A área da bacia hidrográfica constitui-se, ainda, em elemento básico para o cálculo de outras características físicas da bacia.

### 3.2 Características de forma da bacia hidrográfica

As bacias de grandes rios têm, normalmente, a forma de pera ou leque, enquanto as pequenas bacias assumem formas variadas. Dentre as bacias de mesma área, aquelas arredondadas são mais susceptíveis a inundações que as alongadas.

A importância da forma da bacia, particularmente para fins de inundação, está associada ao conceito de tempo de concentração,  $t_c$ , que é o tempo contado a partir do início da precipitação, necessário para que toda a bacia contribua para a vazão na seção de saída ou em estudo, isto é, corresponde ao tempo que a partícula de água de chuva que cai no ponto mais remoto da bacia leva para, escoando superficialmente, atingir a seção em estudo.

Alguns índices de forma têm sido utilizados para caracterizar as bacias hidrográficas, como o coeficiente de compacidade e o fator de forma.

#### a) Coeficiente de compacidade

O coeficiente de compacidade de uma bacia hidrográfica,  $k_c$ , é um índice que informa sobre a susceptibilidade da ocorrência de inundações nas partes baixas da bacia. É definido pela *relação entre o perímetro da bacia e o perímetro do círculo de igual área*. Assim, sendo  $A$  a área da bacia e  $Per$  o seu perímetro, e sendo  $r$  o raio do círculo, ter-se-á

$$A = \pi r^2 \Rightarrow r = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

E, da definição de coeficiente de compacidade,

$$k_c = \frac{Per}{2\pi r} \Rightarrow k_c = \frac{Per}{2\pi\sqrt{A/\pi}},$$

ou

$$k_c \cong 0,28 \frac{Per}{\sqrt{A}}. \quad (01)$$

O coeficiente de compacidade das bacias hidrográficas é sempre um número superior à unidade, uma vez que o círculo é a figura geométrica de menor perímetro para uma dada área  $A$ . Bacias que apresentam este coeficiente próximo de 1 são mais compactas, tendem a concentrar o escoamento e são mais susceptíveis a inundações. A título de exemplo, a bacia do rio do Carmo, que banha os municípios de Ouro Preto e Mariana, tem 2.280 km<sup>2</sup> de área de drenagem e seu perímetro mede 319 km de extensão. O coeficiente de compacidade desta bacia é igual a 1,87, o que é um índice relativamente alto.

#### b) Fator de forma

O fator de forma de uma bacia hidrográfica,  $k_f$ , é definido pela *relação entre a largura média da bacia e o seu comprimento axial*.

O comprimento axial da bacia hidrográfica,  $L$ , é igual ao comprimento do curso d'água principal mais a distância da sua nascente ao divisor topográfico. A largura média da bacia,  $\ell$ , é obtida dividindo-se a área da bacia pelo seu comprimento axial:

$$\ell = \frac{A}{L}.$$

Assim, o fator de forma resulta

$$k_f = \ell/L = A/L^2. \quad (02)$$

Bacias alongadas apresentam pequenos valores do fator de forma e são menos susceptíveis às inundações, uma vez que se torna menos provável que uma chuva intensa cubra toda a sua extensão. A bacia do rio do Carmo tem características de uma bacia alongada, com 132,3 km de comprimento axial e 17,2 km de largura média, e fator de forma igual a 0,13. Este valor do fator de forma, combinado com aquele anteriormente apresentado do coeficiente de compacidade da bacia do rio do Carmo, sugere que a forma da bacia a torna pouco propensa a inundações.

### 3.3 Sistema de drenagem

O sistema de drenagem de uma bacia hidrográfica é constituído pelo curso d'água principal mais os tributários. O sistema inclui todos os cursos d'água, sejam eles perenes, intermitentes ou efêmeros.

Os cursos d'água perenes são aqueles que contêm água durante todo o tempo, uma vez que o lençol subterrâneo assegura uma alimentação contínua e seu nível nunca desce abaixo do leito ou calha do rio. Já os cursos d'água intermitentes mantêm o escoamento apenas durante as estações chuvosas, e secam nas estiagens. Por fim, os efêmeros são aqueles cursos d'água que só existem durante ou imediatamente após os períodos de chuva, isto é, só transportam o escoamento superficial direto que chega à sua calha.

As características da rede de drenagem de uma bacia hidrográfica podem ser razoavelmente descritas pela ordem dos cursos d'água, densidade de drenagem, percurso médio do escoamento superficial e pela sinuosidade do curso d'água, que são elementos adiante caracterizados.



Figura 2 – Bacia hidrográfica e seu sistema de drenagem (Fonte: Agência Nacional de Água – ANA)

#### 3.3.1 Ramificações e desenvolvimento do sistema de drenagem

O estudo das ramificações e do desenvolvimento do sistema de drenagem de uma bacia hidrográfica fornece um indicativo da maior ou menor velocidade com que a água deixa a bacia.

### a) Ordem do curso d'água

A ordem do curso d'água principal de uma bacia hidrográfica reflete o grau de ramificação do sistema de drenagem desta bacia. A ordem de um curso d'água é um número inteiro estabelecido segundo diferentes critérios.

Segundo o critério proposto por Horton e modificado por Strahler, a ordem do curso d'água principal de uma bacia hidrográfica é obtida como segue: *i*) as pequenas correntes formadoras, isto é, os pequenos canais que não têm tributários, têm ordem 1; *ii*) quando dois canais de mesma ordem se encontram, o canal formado é de ordem imediatamente superior; *iii*) da junção de dois canais de ordens diferentes resulta um outro cuja ordem será igual a maior dentre os formadores.

**Exemplo 1:** Determinar, aplicando o critério de Horton modificado por Strahler, a ordem do curso d'água principal da bacia hidrográfica mostrada na Figura 3.

**Solução:** O critério de Horton-Strahler estabelece que as correntes formadoras têm ordem 1. Assim, o primeiro passo é lançar na planta da figura o número 1 ao lado de cada corrente formadora (cabeceiras). Em seguida, acompanhando o sentido da corrente, deve-se lançar o número 2 junto aos cursos d'água formados por duas correntes de ordem 1. Assim, ter-se-ão, até esta fase, já identificados os cursos d'água de ordens 1 e 2. O próximo passo é lançar a ordem dos cursos d'água formados pelas correntes já identificadas: no caso da junção de cursos d'água de ordens diferentes (1 e 2, no caso), a corrente formada terá ordem 2; no caso da junção de dois cursos d'água de ordem 2, a corrente formada terá ordem 3. Prossegue-se da mesma forma, isto é, atribuindo a maior ordem ao curso d'água formado por aqueles de ordens diferentes, e atribuindo uma ordem acima no caso do curso d'água formado por aqueles de mesma ordem. A Figura 3 traz o resultado da aplicação do método de Horton-Strahler e mostra que o curso d'água principal é de ordem 3.



**Figura 3 – Bacia hidrográfica do exemplo 1**

### b) Densidade de drenagem

A densidade de drenagem de uma bacia hidrográfica,  $\lambda_d$ , dá uma boa indicação do grau de desenvolvimento do sistema. É obtida dividindo-se o comprimento total dos cursos d'água da bacia hidrográfica, incluindo-se os perenes, intermitentes e efêmeros, pela área de drenagem. Numa representação matemática,

$$\lambda_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (03)$$

Os valores deste índice para as bacias naturais encontram-se, geralmente, compreendidos na faixa de  $0,5 \text{ km}^{-1}$  a  $3,5 \text{ km}^{-1}$ , sendo que o limite inferior caracteriza as bacias com drenagem pobre e o limite superior aplica-se a bacias excepcionalmente bem drenadas.

É importante destacar, ainda, que a densidade de drenagem que se obtém com o emprego da Eq. (03) depende muito da escala do mapa topográfico utilizado na sua determinação. Mapas com escalas reduzidas “escondem” detalhes e levam a uma sub-avaliação do comprimento total

dos cursos d'água. Assim, é importante fornecer juntamente com a densidade de drenagem a escala do mapa empregado na sua determinação. A bacia do rio do Carmo é muito bem drenada e apresenta densidade de drenagem  $\lambda_d = 2,43 \text{ km}^{-1}$ , determinada na escala 1:50.000.

### 3.3.2 Percurso médio do escoamento superficial

O percurso médio do escoamento superficial,  $l_{es}$ , é uma medida indicativa da distância média que a água de chuva teria que escoar sobre os terrenos da bacia, caso o escoamento superficial se desse em linha reta desde o seu ponto de queda até o curso d'água mais próximo.

Para a obtenção de  $l_{es}$ , a bacia em estudo é transformada em uma bacia retangular de mesma área e com o lado maior tendo comprimento igual à soma dos comprimentos dos rios da bacia.

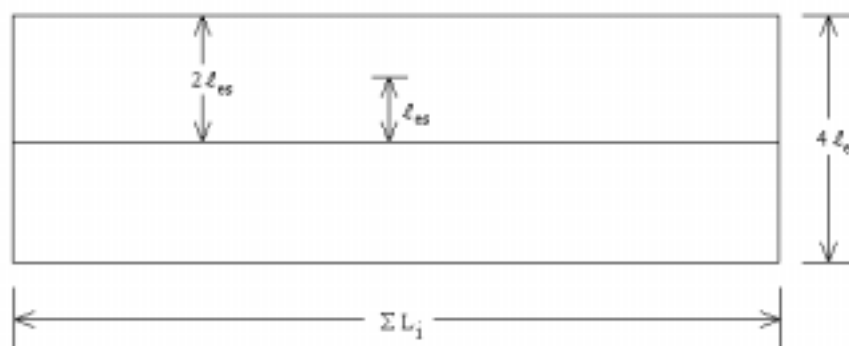


Figura 4 – Transformação da bacia em bacia retangular para a obtenção do percurso médio do escoamento superficial

De acordo com a Figura 4, onde o curso d'água principal é representado centrado,

$$A = \sum L_i \times 4l_{es} \Rightarrow l_{es} = \frac{A}{4\sum L_i} \quad (04)$$

ou,

$$l_{es} = \frac{1}{4\lambda_d} . \quad (05)$$

Para a bacia do rio do Carmo, o percurso médio do escoamento superficial é  $l_{es} \cong 103 \text{ m}$ .

### 3.3.3 Sinuosidade do curso d'água

A sinuosidade de um curso d'água é um fator controlador da velocidade do escoamento e é definida pela relação entre o comprimento do rio principal e o comprimento do talvegue.

$$\sin = \frac{L}{L_{tw}} . \quad (06)$$

O comprimento do talvegue,  $L_{tw}$ , é a medida do comprimento da linha de fundo de vale.

### 3.4 Características físicas da bacia hidrográfica

Em uma bacia hidrográfica, a velocidade do escoamento superficial é controlada, em boa parte, pela declividade do terreno. Além disso, a temperatura, a precipitação e a evaporação, que são fatores hidrometeorológicos, são funções da altitude e influenciam o deflúvio médio da bacia. Estas e outras influências das características físicas da bacia hidrográfica sugerem que o seu relevo deve ser bem conhecido para melhor entender o seu comportamento hidrológico.

### 3.4.1 Declividade da bacia

A declividade da bacia é importante fator a determinar a velocidade do escoamento superficial, que determina o tempo de concentração da bacia e define a magnitude dos picos de enchente. Além disso, a velocidade do escoamento condiciona a maior ou menor oportunidade de infiltração da água e afeta a susceptibilidade para erosão dos solos.

A obtenção da declividade de uma bacia hidrográfica pode ser feita por meio de amostragem estatística das declividades normais às curvas de nível em um grande número de pontos localizados aleatoriamente no mapa topográfico. Este método, batizado de “método das quadrículas associadas a um vetor” (VILLELA & MATTOS, 1975), consiste em lançar uma malha quadriculada, traçada em papel transparente, sobre o mapa topográfico da bacia e, pelos pontos de interseção da malha, construir vetores normais às curvas de nível mais próximas e orientados no sentido do escoamento. Para obter a declividade de cada vértice,  $d_i$ , mede-se, em planta, a menor distância entre curvas de nível sucessivas,  $\Delta x_i$  e calcula-se:

$$d_i = \frac{\Delta z}{\Delta x_i}, \quad (07)$$

sendo  $\Delta z$  a diferença de elevação entre as curvas de nível.

Uma forma de representar a declividade da bacia hidrográfica consiste em fazer a construção do gráfico das declividades em função da frequência acumulada das ocorrências. Para isso, após a determinação das declividades pontuais, procede-se da seguinte forma: i) classificam-se as declividades em ordem decrescente; ii) em função do número de pontos de plotagem, define-se o tamanho do intervalo de classe; iii) contam-se as observações dentro de cada intervalo e converte-se esta contagem em frequência relativa; iv) faz-se a contagem das frequências acumuladas. O gráfico é construído lançando-se os pares de valores das frequências acumuladas em função do limite inferior do intervalo de classe correspondente. Pelos pontos do gráfico, traça-se uma linha suave em torno destes pontos.

---

**Exemplo 2:** Construir a curva de declividades da bacia do rio Capivari, afluente da margem direita do rio Araçuai, com base no conjunto de 417 declividades pontuais obtidas pelo método das quadrículas associadas a um vetor, conforme a Tabela 1. Observar que nesta Tabela os dados já se apresentam classificados em ordem decrescente.

Obter, ainda, a declividade média e a declividade mediana nesta bacia.

**Solução:** Antes da contagem de frequência, inicialmente define-se o tamanho do intervalo de classe através da operação:

intervalo de classe = (maior declividade - menor declividade) ÷ número de intervalos.

Desejando-se obter 10 pontos de plotagem, faz-se

$$\text{intervalo de classe} = (0,727 - 0,000) \div 10 = 0,0727.$$

Constrói-se, então, a Tabela 2 com as contagens das frequências nos intervalos correspondentes.

A curva de declividades é construída lançando-se em gráfico as declividades correspondentes aos limites inferiores da primeira coluna da Tabela 2, em função das frequências acumuladas.<sup>3</sup> Para o problema exemplo 2, este gráfico é apresentado na Figura 5.

---

<sup>3</sup> Quando as declividades incluem várias ordens de grandeza, pode ser necessário empregar-se uma escala logarítmica nas ordenadas do gráfico da Figura 4.

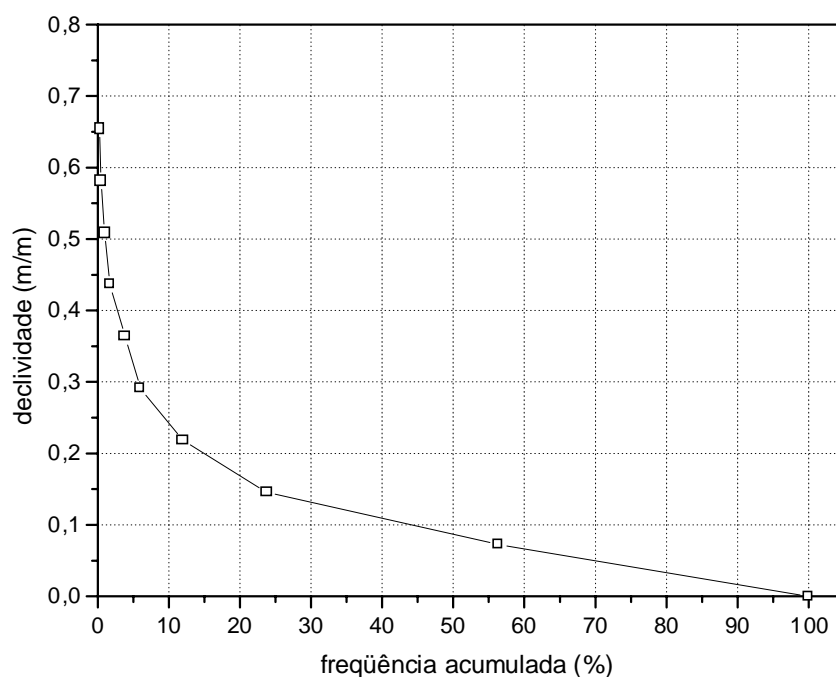
**Tabela 1 – Declividades da bacia do rio Capivari obtidas pelo método das quadrículas, para o problema exemplo 2**

0,727	0,253	0,177	0,139	0,117	0,096	0,082	0,066	0,048	0,029	0,000	0,000
0,587	0,250	0,176	0,138	0,116	0,096	0,082	0,066	0,048	0,028	0,000	0,000
0,564	0,248	0,173	0,138	0,115	0,096	0,081	0,065	0,048	0,028	0,000	0,000
0,554	0,243	0,173	0,137	0,115	0,095	0,081	0,065	0,047	0,028	0,000	0,000
0,508	0,241	0,167	0,137	0,114	0,095	0,080	0,064	0,047	0,027	0,000	0,000
0,483	0,241	0,167	0,137	0,114	0,094	0,080	0,064	0,046	0,027	0,000	0,000
0,474	0,236	0,164	0,135	0,113	0,094	0,079	0,062	0,046	0,027	0,000	0,000
0,434	0,232	0,162	0,135	0,113	0,093	0,079	0,062	0,046	0,027	0,000	0,000
0,429	0,232	0,161	0,133	0,111	0,093	0,079	0,062	0,046	0,027	0,000	0,000
0,385	0,230	0,161	0,132	0,111	0,092	0,078	0,062	0,045	0,027	0,000	0,000
0,380	0,224	0,160	0,131	0,111	0,092	0,077	0,061	0,045	0,027	0,000	0,000
0,372	0,221	0,160	0,130	0,111	0,091	0,077	0,061	0,045	0,026	0,000	0,000
0,371	0,221	0,160	0,130	0,110	0,091	0,077	0,061	0,042	0,026	0,000	0,000
0,369	0,219	0,158	0,129	0,109	0,091	0,077	0,061	0,041	0,026	0,000	0,000
0,366	0,218	0,157	0,129	0,108	0,090	0,076	0,061	0,041	0,025	0,000	0,000
0,365	0,218	0,157	0,128	0,108	0,090	0,076	0,061	0,041	0,024	0,000	0,000
0,363	0,216	0,156	0,128	0,107	0,090	0,074	0,060	0,040	0,024	0,000	0,000
0,361	0,216	0,156	0,126	0,105	0,090	0,074	0,059	0,039	0,023	0,000	0,000
0,349	0,216	0,156	0,126	0,105	0,090	0,073	0,059	0,038	0,023	0,000	0,000
0,349	0,212	0,154	0,124	0,105	0,089	0,072	0,059	0,038	0,022	0,000	0,000
0,322	0,211	0,152	0,124	0,105	0,088	0,072	0,058	0,037	0,021	0,000	0,000
0,320	0,209	0,152	0,122	0,104	0,088	0,072	0,058	0,037	0,021	0,000	0,000
0,318	0,209	0,151	0,122	0,102	0,088	0,071	0,057	0,036	0,021	0,000	0,000
0,316	0,208	0,149	0,122	0,102	0,088	0,071	0,055	0,036	0,020	0,000	0,000
0,307	0,205	0,147	0,121	0,100	0,087	0,071	0,054	0,035	0,020	0,000	0,000
0,281	0,205	0,146	0,121	0,100	0,086	0,071	0,053	0,035	0,017	0,000	0,000
0,281	0,204	0,146	0,121	0,100	0,086	0,070	0,053	0,034	0,016	0,000	0,000
0,281	0,201	0,145	0,121	0,100	0,086	0,070	0,053	0,034	0,012	0,000	0,000
0,280	0,200	0,145	0,120	0,099	0,085	0,069	0,052	0,034	0,000	0,000	0,000
0,273	0,196	0,145	0,120	0,099	0,085	0,069	0,051	0,033	0,000	0,000	0,000
0,271	0,189	0,143	0,119	0,099	0,084	0,069	0,050	0,033	0,000	0,000	0,000
0,269	0,187	0,142	0,118	0,099	0,084	0,068	0,049	0,032	0,000	0,000	0,000
0,267	0,186	0,141	0,118	0,098	0,084	0,068	0,049	0,032	0,000	0,000	0,000
0,261	0,185	0,140	0,118	0,098	0,083	0,067	0,049	0,031	0,000	0,000	0,000
0,259	0,184	0,139	0,118	0,096	0,083	0,066	0,049	0,030	0,000	0,000	0,000
0,254	0,184	0,139	0,117	0,096	0,082	0,066	0,049	0,029	0,000	0,000	0,000

**Tabela 2 – Análise de frequência das declividades da bacia do rio Capivari**

intervalo de classe das declividades	contagem	frequência relativa, $f_i$	frequência relativa, $f_i$ (%)	frequência acumulada, $F_i$ (%)
[0,7270; 0,6543[	1	0,00240	0,240	0,24
[0,6543; 0,5816[	1	0,00240	0,240	0,48
[0,5816; 0,5089[	2	0,00480	0,480	0,96
[0,5089; 0,4362[	3	0,00719	0,719	1,68
[0,4362; 0,3635[	9	0,02158	2,158	3,84
[0,3635; 0,2908[	9	0,02158	2,158	6,00
[0,2908; 0,2181[	25	0,05995	5,995	11,99
[0,2181; 0,1454[	49	0,11751	11,751	23,74
[0,1454; 0,0727[	136	0,32614	32,614	56,35
[0,0727; 0,0000[	182	0,43645	43,645	100,00
soma =	417	1,00000	100,000	-----





**Figura 5 – Representação gráfica da distribuição de frequência das declividades da bacia do rio Capivari.**

Do gráfico da Figura 5 tem-se que a declividade mediana,  $d_{med}$ , isto é, a declividade correspondente à frequência de 50%, é  $d_{med} \cong 0,084$ , ou  $d_{med} \cong 8,4\%$ . Isto significa que 50% das declividades na bacia têm valores superiores (ou inferiores) a 0,084.

A declividade média,  $\bar{d}$ , pode ser estimada segundo

$$\bar{d} = \sum (f_i \cdot \bar{d}_i), \quad (08)$$

onde  $\bar{d}_i$  representa o valor médio da declividade do  $i$ -ésimo intervalo de classe e  $f_i$  é a frequência correspondente. Com os dados do problema exemplo 2, constrói-se a Tabela 3. O resultado da Eq. (08) é encontrado somando-se a última coluna da Tabela 3:  $\bar{d} \cong 0,113$ .

**Tabela 3 – Elementos para o cálculo da declividade média da bacia do rio Capivari com base na Eq. (08)**

intervalo de classe das declividades	declividade média, $\bar{d}_i$	frequência relativa, $f_i$	$f_i \times \bar{d}_i$
[0,7270; 0,6543[	0,69065	0,00240	0,001656
[0,6543; 0,5816[	0,61795	0,00240	0,001482
[0,5816; 0,5089[	0,54525	0,00480	0,002615
[0,5089; 0,4362[	0,47255	0,00719	0,003400
[0,4362; 0,3635[	0,39985	0,02158	0,008630
[0,3635; 0,2908[	0,32715	0,02158	0,007061
[0,2908; 0,2181[	0,25445	0,05995	0,015255
[0,2181; 0,1454[	0,18175	0,11751	0,021357
[0,1454; 0,0727[	0,10905	0,32614	0,035565
[0,0727; 0,0000[	0,03635	0,43645	0,015865
soma =		1,00000	0,1129

### 3.4.2 Curva hipsométrica

A curva hipsométrica é uma forma de se fazer a representação gráfica do relevo médio da bacia hidrográfica, isto é, ela dá a variação de elevação dos terrenos da bacia com relação ao nível do mar. A construção gráfica é feita em termos da porcentagem da área de drenagem da bacia hidrográfica que se encontra acima (ou abaixo) das várias elevações.

Para a construção da curva hipsométrica procede-se da seguinte maneira: i) delimitada a bacia hidrográfica no mapa, obtém-se, por planimetria, as áreas entre as curvas de nível consecutivas; ii) determina-se a área total e calculam-se os valores relativos das áreas entre as curvas de nível; iii) obtém-se os valores das áreas relativas acumuladas; iv) constrói-se o gráfico das cotas das curvas de nível versus as áreas relativas acumuladas correspondentes e, pelos pontos do gráfico, traça-se uma linha suave de concordância.

Além da variação da altitude dada pela curva hipsométrica, uma outra informação normalmente requerida é a elevação média da bacia, pois estes elementos influenciam a precipitação e as perdas por evaporação e transpiração e, conseqüentemente, influenciam o deflúvio médio.

**Exemplo 3:** Na Tabela 4 são fornecidas as áreas compreendidas entre as curvas de nível consecutivas da bacia do rio Capivari, afluente do rio Araçuaí, no Vale do Rio Jequitinhonha, estado de Minas Gerais. Estas áreas foram determinadas por planimetria, a partir de mapa topográfico fornecido pelo IBGE, em escala 1:100.000, com as curvas de nível espaçadas de 50 em 50 metros. Com base nos dados da Tabela 4, pede-se:

- construir a curva hipsométrica da bacia do rio Capivari.
- Obter os valores das cotas representativas da altura mediana e da altura média nesta bacia.

**Tabela 4 – Elementos para a representação do relevo da bacia do rio Capivari**

Cotas (m)	A <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	Cotas (m)	A <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )
1150 – 1100	9,07	750 – 700	72,35
1100 – 1050	11,20	700 – 650	60,32
1050 – 1000	36,70	650 – 600	51,22
1000 – 950	69,83	600 – 550	31,50
950 – 900	124,66	550 – 500	17,80
900 – 850	162,34	500 – 450	12,05
850 – 800	96,74	450 – 400	5,27
800 – 750	100,07	400 – 350	0,44
área A = ΣA <sub>i</sub> =			861,56

**Solução:** Com base nos procedimentos sugeridos no item 3.4.2, constrói-se a Tabela 5, onde se representam as áreas relativas e áreas relativas acumuladas (3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> colunas).

A curva hipsométrica é construída lançando-se, nas abscissas, os valores das áreas relativas acumuladas da 4<sup>a</sup> coluna da Tabela 5, em função das cotas correspondentes (limites inferiores da 1<sup>a</sup> coluna da Tabela 5), nas ordenadas, e traçando-se uma linha suave pelos pontos. Esta curva, para a bacia hidrográfica do rio Capivari do problema exemplo 3, é mostrada na Figura 6.

A elevação mediana,  $z_{med}$ , é estimada do gráfico da Figura 6, a partir da leitura da cota correspondente à área relativa acumulada de 50%. Desta Figura resulta  $z_{med} \cong 840m$ , o que indica que 50% da área de drenagem da bacia encontra-se acima (e abaixo) da cota 840m.

A elevação média,  $\bar{z}$ , pode ser estimada segundo

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \sum (A_i \cdot \bar{z}_i), \quad (09)$$

Tabela 5 – Elementos para a representação do relevo da bacia do rio Capivari

Cotas (m)	A <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	áreas relativas, A <sub>i</sub> /A x100 (%)	áreas relativas acumuladas (%)	Cotas médias (m)	Cotas médias x A
1150 - 1100	9,07	1,05	1,05	1125,0	10203,75
1100 – 1050	11,20	1,30	2,35	1075,0	12040,00
1050 – 1000	36,70	4,26	6,61	1025,0	37617,50
1000 – 950	69,83	8,11	14,72	975,0	68084,25
950 – 900	124,66	14,47	29,19	925,0	115310,50
900 – 850	162,34	18,84	48,03	875,0	142047,50
850 – 800	96,74	11,23	59,26	825,0	79810,50
800 – 750	100,07	11,61	70,87	775,0	77554,25
750 – 700	72,35	8,40	79,27	725,0	52453,75
700 – 650	60,32	7,00	86,27	675,0	40716,00
650 – 600	51,22	5,95	92,22	625,0	32012,50
600 – 550	31,50	3,66	95,87	575,0	18112,50
550 – 500	17,80	2,07	97,94	525,0	9345,00
500 – 450	12,05	1,40	99,34	475,0	5723,75
450 – 400	5,27	0,61	99,95	425,0	2239,75
400- 350	0,44	0,05	100,00	375,0	165,00
área A =	861,56	Σ = 100,00	-----	-----	Σ = 703.436,50

onde A<sub>i</sub> é a área compreendida entre duas curvas de nível consecutivas e  $\bar{z}_i$  é a média aritmética das cotas destas curvas de nível. Com os dados das colunas 5 e 6 da Tabela 5, e com a Eq. (09), obtém-se

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \sum (A_i \cdot \bar{z}_i) = \frac{703.436,50}{861,56} = 816,5 \text{ m.}$$

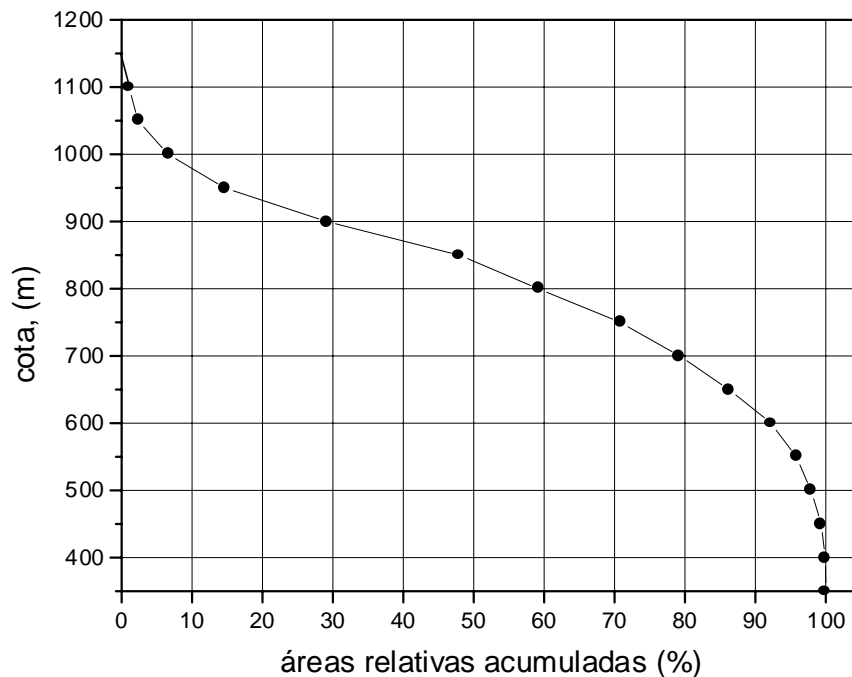


Figura 6 – Curva hipsométrica da bacia do rio Capivari do problema exemplo 5.

### 3.4.3 Retângulo equivalente

O retângulo equivalente é uma representação simplificada da bacia hidrográfica que serve para melhor comparar a influência do relevo da bacia sobre o escoamento. A sua construção é feita de modo que, na escala escolhida para o desenho, a área do retângulo seja igual à área de drenagem da bacia hidrográfica natural (têm mesma área  $A$ ), e o perímetro do retângulo seja igual ao perímetro da bacia natural (têm mesmo perímetro  $Per$ ). Além disso, a bacia hidrográfica e o retângulo devem apresentar o mesmo coeficiente de compacidade,  $k_c$ .

No retângulo equivalente são, ainda, traçadas as curvas de nível na forma de segmentos de reta paralelos ao seu lado menor. Este traçado é feito de modo a respeitar a hipsometria da bacia natural, o que significa que, na escala do desenho, as áreas compreendidas entre duas curvas de nível devem ter correspondência com aquelas da escala real (V. Figura 7).

Os lados do retângulo podem ser determinados em função da área de drenagem da bacia hidrográfica e do seu coeficiente de compacidade. Para isso, escrevem-se as equações:

$$A = L \times \ell \quad (10)$$

e

$$Per = 2(L + \ell). \quad (11)$$

Como, da Eq. (01),

$$k_c = 0,28 \frac{Per}{\sqrt{A}} \Rightarrow 2(L + \ell) = \frac{k_c \sqrt{A}}{0,28}. \quad (12)$$

Das equações (10) e (12),

$$L^2 - \frac{k_c \sqrt{A}}{0,56} L + A = 0 \Rightarrow L = \frac{k_c \sqrt{A}}{1,12} \pm \sqrt{\left(\frac{k_c \sqrt{A}}{1,12}\right)^2 - A}$$

ou

$$L = \frac{k_c \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{k_c}\right)^2} \right] \quad (13)$$

e

$$\ell = \frac{k_c \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{k_c}\right)^2} \right]. \quad (14)$$

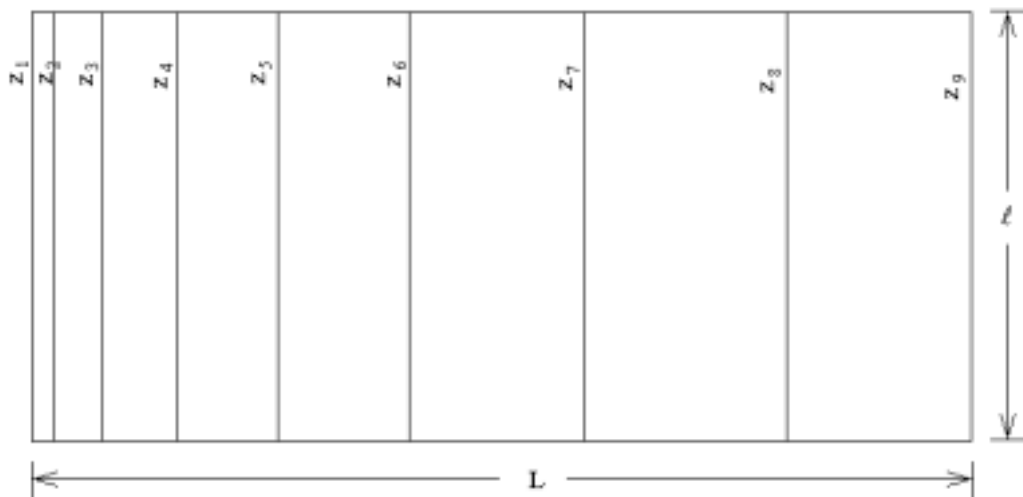


Figura 7 – Retângulo equivalente de uma bacia hidrográfica hipotética – os  $z_i$ 's indicam as cotas das curvas de nível.

### 3.4.4 Declividade do leito ou álveo do curso d'água principal

O rio principal de uma bacia hidrográfica é normalmente considerado como sendo aquele que drena a maior área dentro da bacia<sup>4</sup>. O seu comprimento, aqui indicado por  $L$ , é medido no mapa topográfico com o uso do curvímetro.

A declividade do rio principal de uma bacia é uma medida representativa do seu relevo e muito utilizada em diversos estudos hidrológicos. A velocidade do escoamento de um rio depende da declividade da calha fluvial ou álveo: quanto maior a declividade, maior a velocidade do escoamento.

A declividade do álveo pode ser obtida de diferentes modos. Para rios que apresentam um perfil longitudinal razoavelmente uniforme, a *declividade entre extremos*,  $S_1$ , é uma boa estimativa da sua declividade. A *declividade entre extremos* é obtida dividindo-se a diferença entre as cotas máxima (cabeceira) e mínima (foz) do perfil pelo comprimento do rio:

$$S_1 = \frac{Z_{\text{cabeceira}} - Z_{\text{foz}}}{L}. \quad (15)$$

As unidades de medida da declividade de um rio são, normalmente, m/m ou m/km.

Existem, ainda, outras medidas mais representativas da declividade de um rio. Uma possibilidade é o *método da declividade*  $S_{10-85}$ , pelo qual a declividade é obtida a partir das altitudes a 10% e 85% do comprimento do rio, comprimento este medido a partir da sua foz. Para a avaliação das altitudes, os dois pontos são marcados no mapa topográfico e suas cotas são determinadas por interpolação a partir das curvas de nível disponíveis. Avaliadas as duas altitudes, a diferença é dividida por 75% do comprimento do rio principal:

$$S_{10-85} = \frac{Z_{85\%} - Z_{10\%}}{0,75L}. \quad (16)$$

Na Figura 8 representa-se o perfil longitudinal do curso d'água (linha espessa) e as linhas de declividades  $S_1$  e  $S_{10-85}$ .

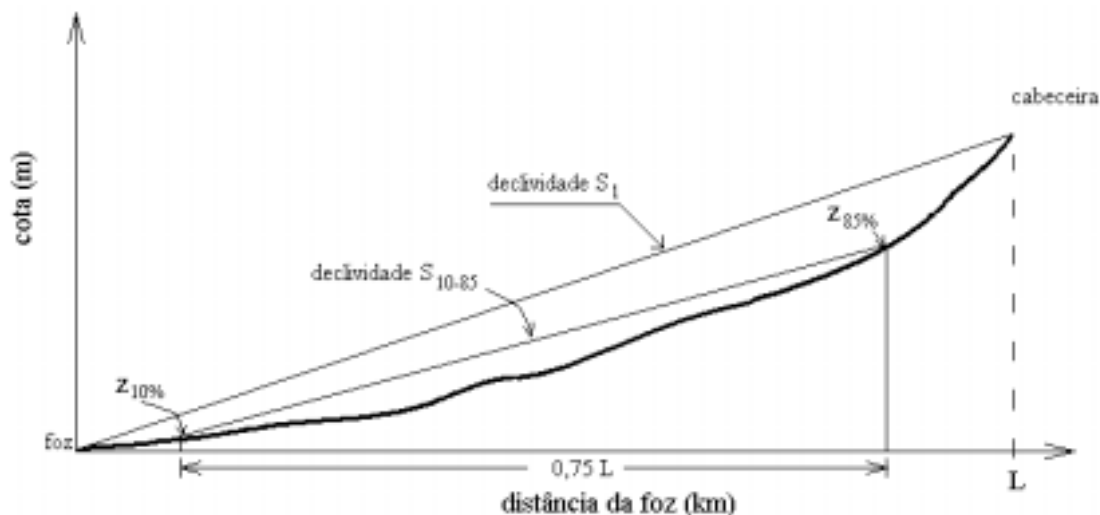


Figura 8 – Perfil longitudinal e elementos para a determinação da declividade do rio

Um valor médio mais representativo da declividade do curso d'água consiste em traçar no gráfico do perfil longitudinal uma linha de declividade  $S_2$ , tal que a área compreendida entre esta

<sup>4</sup> Às vezes, é considerado como aquele de maior comprimento.

linha e a abscissa seja igual à área compreendida entre a curva do perfil e a abscissa. A área sob a curva do perfil pode ser determinada diretamente por métodos gráficos, ou analiticamente somando-se as áreas de elementos trapezoidais, conforme indicado na Figura 9. Designando-se a área abaixo da linha do perfil por  $A_p$ ,

$$A_p = \frac{(z_1 + z_{foz}) \cdot (x_1) + (z_2 + z_1) \cdot (x_2 - x_1) + \dots + (z_{cabeceira} + z_n)(L - x_n)}{2}, \quad (17)$$

onde  $z_{foz}$  e  $z_{cabeceira}$  são as elevações do álveo na foz e cabeceira, e  $z_1, z_2, \dots, z_n$  são as cotas de pontos intermediários que distam  $x_1, x_2, \dots, x_n$  da foz, respectivamente. A declividade  $S_2$  pode ser obtida da igualdade:

$$A_p = \frac{1}{2} [z_{foz} + (z_{foz} + S_2 \cdot L)] \cdot L = \frac{1}{2} (2z_{foz} + S_2 \cdot L) \cdot L$$

donde

$$S_2 = 2 \frac{A_p}{L^2} - 2 \frac{z_{foz}}{L}. \quad (18)$$

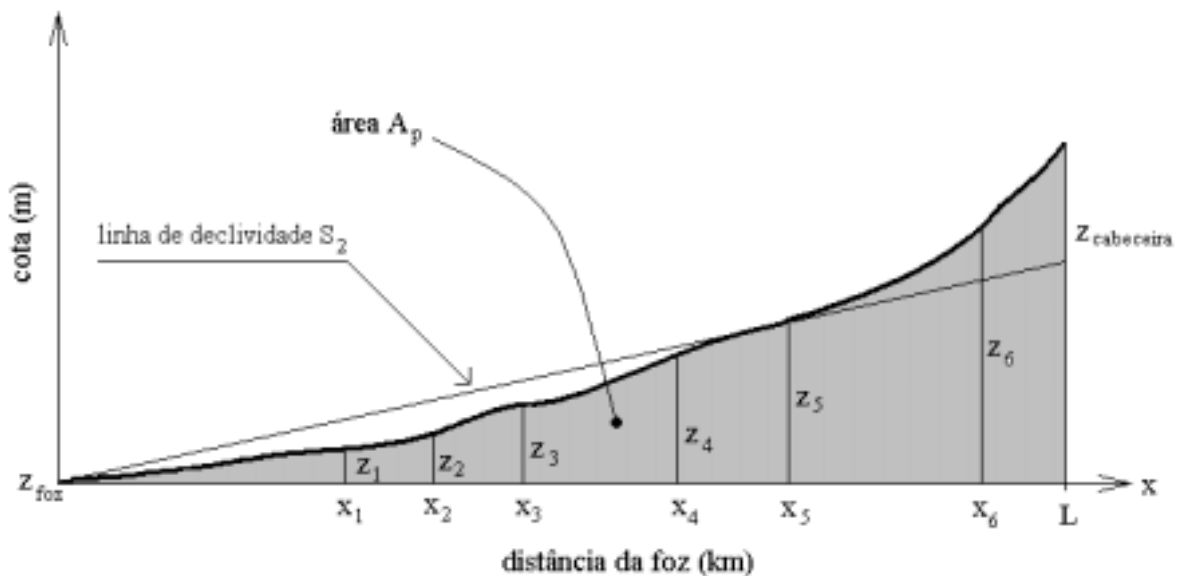


Figura 9 – Perfil longitudinal do rio principal e elementos para a obtenção da declividade média  $S_2$

Um outro índice representativo da declividade média do curso d’água é a *declividade equivalente constante*,  $S_3$ , que se obtém a partir da consideração de que o tempo total de percurso da água no canal natural é igual ao tempo de percurso num canal hipotético de declividade constante  $S_3$ .

Para obter o tempo total de percurso da água no canal natural este deve ser dividido em um grande número de trechos retilíneos, para se tomar os tempos de percurso em cada um destes trechos. Admitindo-se a validade da equação de Chèzy para cada trecho (movimento uniforme), tem-se para o  $i$ -ésimo trecho:

$$V_i = C \sqrt{R_{H_i} \cdot S_i} = K_i \cdot \sqrt{S_i} = \frac{L_i}{t_i} \quad (19)$$

onde  $V_i$  = velocidade no trecho;  $S_i$  = declividade do trecho;  $C$  = coeficiente de rugosidade de Chèzy;  $R_{H_i}$  = raio hidráulico;  $K_i = C \sqrt{R_{H_i}}$ ;  $L_i$  = comprimento do trecho;  $t_i$  = tempo de percurso no trecho. O tempo total de percurso será

$$T = \sum t_i = \sum \left( \frac{L_i}{K_i \sqrt{S_i}} \right). \quad (20)$$

Para o canal de declividade equivalente constante  $S_3$ ,

$$T = \frac{L}{V} = \frac{L}{C \sqrt{R_H \cdot S_3}} = \frac{L}{K \sqrt{S_3}}, \quad (21)$$

onde  $L = \sum L_i =$  comprimento do canal. Identificando as Eqs. (20) e (21), e desconsiderando os efeitos de rugosidade e de forma do canal, tem-se

$$\frac{L}{\sqrt{S_3}} = \sum \left( \frac{L_i}{\sqrt{S_i}} \right),$$

ou,

$$S_3 = \frac{L^2}{\left[ \sum \left( \frac{L_i}{\sqrt{S_i}} \right) \right]^2}. \quad (22)$$

### 3.5 Cobertura vegetal e camada superficial do solo

A cobertura vegetal da bacia hidrográfica exerce importante influência sobre a parcela da água de chuva que se transforma em escoamento superficial e sobre a velocidade com que esse escoamento atinge a rede de drenagem. Quanto maior a área da bacia com cobertura vegetal, maior será a parcela de água de interceptação.<sup>5</sup> Além disso, o sistema de raízes da vegetação retira a água do solo e a devolve à atmosfera através do processo de transpiração.

A vegetação influencia, ainda, o processo de infiltração: as raízes modificam a estrutura do solo, provocando fissuras que, juntamente com a redução da velocidade do escoamento superficial, favorecem a infiltração. Por isso, quando uma bacia é parcialmente urbanizada, ou sofre desmatamento, tem-se em consequência um aumento do escoamento superficial, em decorrência das menores perdas por interceptação, transpiração e infiltração. Com o desmatamento, o escoamento superficial se dará de forma mais rápida sobre um terreno menos permeável e menos rugoso, o que intensifica o processo de erosão e de carreamento de sólidos às calhas fluviais, lagos e reservatórios, acelerando o assoreamento. O maior volume do escoamento superficial e o menor tempo de resposta da bacia resultam no aumento das vazões de pico que, juntamente com a redução da calha natural do rio, provocam freqüentes inundações.

O tipo de solo e o estado de compactação da camada superficial têm importante efeito sobre a parcela da água de infiltração. As características de permeabilidade e de porosidade do solo estão intimamente relacionadas com a percolação e os volumes de água de armazenamento, respectivamente. Solos arenosos propiciam maior infiltração e percolação, e reduzem o escoamento superficial. Por outro lado, os solos siltosos ou argilosos, bem como os solos compactados superficialmente, produzem maior escoamento superficial. Adiante, nos capítulos de Infiltração e Água Subterrânea, se tratará em maiores detalhes desse assunto.

<sup>5</sup> Água de chuva que fica retida nas folhagens e troncos.

**EXERCÍCIOS**

**balanço hídrico e características físicas da bacia hidrográfica**

1º) Discorrer brevemente sobre o ciclo hidrológico na natureza, enunciando suas fases básicas, a fonte de energia e a principal força atuante.

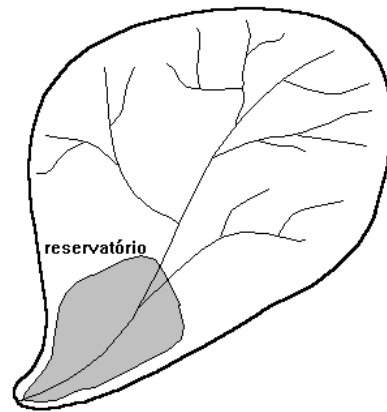
2º) Definir bacia hidrográfica. Como se demarcam os seus limites e se determina a sua área?

3º) O desmatamento em uma bacia hidrográfica pode ser causa de assoreamento nos rios? Pode ser causa de inundações. Justifique.

4º) O sistema de abastecimento de água de uma cidade de 250.000 habitantes deverá utilizar como manancial um curso d’água natural cuja área de drenagem, relativa à seção de captação, é de 100km<sup>2</sup>. A precipitação média anual na região é de 1200mm e as perdas anuais por evapotranspiração são estimadas em 800mm. Sabendo-se que o consumo médio é de 200l/(hab.dia) e que a vazão residual (vazão ecológica) estipulada pelo órgão ambiental é de 0,5m<sup>3</sup>/s, verifique se esse manancial tem capacidade para abastecer a cidade.

5º) O reservatório da Figura 10 foi construído em uma região onde a precipitação anual média é de 610mm e a evaporação normal anual é de 1524mm. A área média da superfície de água no reservatório é de 12km<sup>2</sup> e a área da bacia hidrográfica é de 242km<sup>2</sup>. Como informação adicional tem-se que apenas 20% do total precipitado escoam-se superficialmente (coeficiente de run-off = 0,20). Isto posto, pede-se:

- a) calcular a vazão média de saída do reservatório, em m<sup>3</sup>/s;
- b) quantificar o aumento ou redução da vazão média, em consequência da construção do reservatório.



**Figura 10 – Bacia hidrográfica e reservatório para a 5ª questão**

6º) Na tabela abaixo encontram-se representadas as áreas entre as curvas de nível consecutivas referidas a uma determinada bacia hidrográfica. Estas áreas foram obtidas por “planimetria”, tomando-se um mapa topográfica em escala 1:50.000 (curvas de nível de 20 em 20 metros). Sabendo-se que a bacia tem 76 km de perímetro e que o curso d’água principal tem 25 km de extensão, pede-se:

- a) calcular a altitude média da bacia hidrográfica;
- b) fazer a representação gráfica do relevo médio da bacia hidrográfica (i.e., construir a curva hipsométrica) e representar nesta as altitudes média e mediana;
- c) calcular o coeficiente de compacidade e o fator de forma;
- d) construir o retângulo equivalente desta bacia.

cotas (m)	área (km <sup>2</sup> )
1000 - 980	3,0
980 - 960	3,5
960 - 940	4,2
940 - 920	5,0
920 - 900	10,0
900 - 880	58,8
880 - 860	53,5
860 - 840	30,0
840 - 820	20,0
820 - 800	12,0

7º) Para o cálculo da declividade de um curso d’água natural, é dado o seu perfil longitudinal, conforme tabela abaixo.

distância da foz (km)	0,00	5,00	10,00	15,00	20,00
elevação em relação ao nível do mar (m)	900	910	930	960	1000

- a) Calcular a “declividade entre extremos”, S<sub>1</sub>, e a declividade S<sub>10-85</sub>;



- b) calcular a “declividade média”,  $S_2$ , definida de modo que se tenha a mesma área abaixo da curva “cota do leito versus distância”;
- c) calcular a “declividade equivalente constante”,  $S_3$ , definida a partir da suposição de que o tempo de percurso de uma partícula de água no canal natural é igual àquele no canal de declividade  $S_3$ .

8º) Para o estudo das características fisiográficas de duas bacias foram efetuados levantamentos topográficos que produziram os resultados dados na tabela abaixo. Com base nestes elementos, calcular a densidade de drenagem, o coeficiente de compacidade e o fator de forma da bacia hidrográfica. Interpretar os resultados.

parâmetro	bacia A	bacia B
área de drenagem (km <sup>2</sup> )	320	450
perímetro da bacia hidrográfica (km)	71	120
comprimento do rio principal (km)	22	63
comprimento total dos cursos d’água na bacia (km)	112	315

9º) Na Figura 11 encontra-se representado, em escala, o retângulo equivalente de uma bacia hidrográfica. Com base nas propriedades deste retângulo e considerando a escala do desenho, pede-se:

- a) construir a curva hipsométrica da bacia;
- b) calcular as altitudes média e mediana da bacia;
- c) calcular o coeficiente de compacidade da bacia.

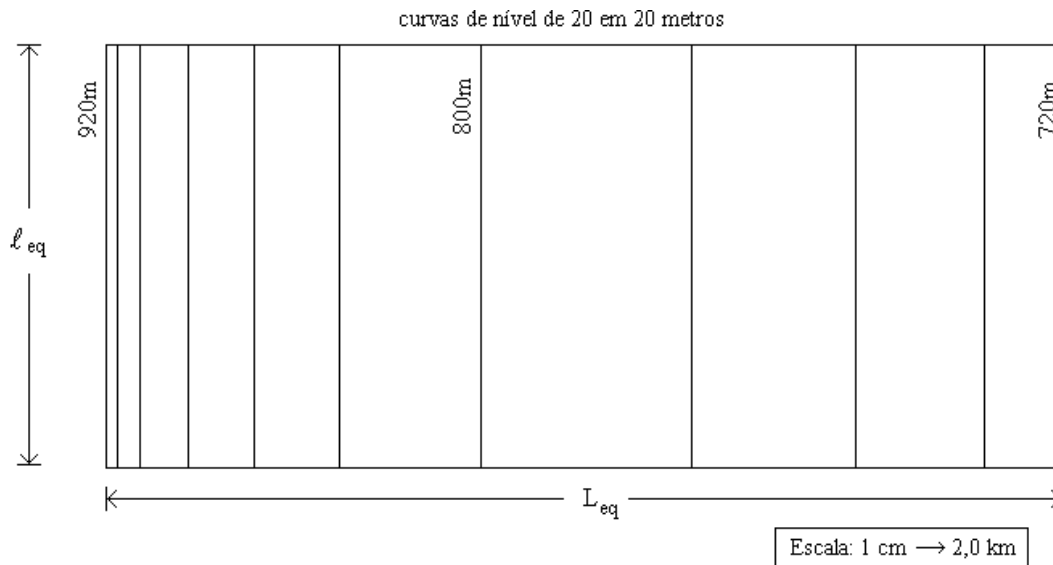


Figura 11 – Retângulo equivalente para a 9ª Questão

10º) Utilizando o critério de Horton-Strahler, estabelecer a ordem do curso d’água principal da bacia representada na Figura 10 da 5ª Questão.

11º) A partir de um mapa topográfico e utilizando o “método das quadriculas associadas a um vetor”, obteve-se, para uma bacia hidrográfica, a amostragem estatística de declividades normais às curvas de nível, conforme é mostrado na tabela ao lado. Com base nestes dados, pede-se:

- a) construir uma curva de distribuição das declividades na bacia;
- b) determinar as declividades média e mediana da bacia.

declividade (m/m) (intervalo de classe)	número de ocorrências (frequência absoluta)
]0,0100 – 0,0090]	15
]0,0090 – 0,0080]	12
]0,0080 – 0,0070]	17
]0,0070 – 0,0060]	10
]0,0060 – 0,0050]	33
]0,0050 – 0,0040]	58
]0,0040 – 0,0030]	85
]0,0030 – 0,0020]	120
]0,0020 – 0,0010]	98
]0,0010 – 0,0000]	123

## BIBLIOGRAFIA

- GUPTA, R.S. (1989). *Hydrology and Hydraulic Systems*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- PONTIUS, F.W. (technical editor) (199?). *Source Water Quality Management*, by Robert H. Reinert and John A. Hroncich. In: *Water Quality and Treatment – A Handbook of Community Water Supplies*, 4<sup>th</sup> edition, American Water Works Association, Chapter 4.
- RAMOS, F, OCCHIPINTI, A.G., VILLA NOVA, N.A., REICHARDT, K. & CLEARY, R. (1989). *Engenharia Hidrológica*. Coleção ABRH de Recursos Hídricos. Vol. 2. ABRH / Editora da UFRJ. Rio de Janeiro (RJ).
- SEMADS – SECRETÁRIA DE ESTADO DE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL – ESTADO DO RIO DE JANEIRO (2001). *Enchentes no Estado do Rio de Janeiro: Uma Abordagem Geral*. Projeto PLANÁGUA SEMADS / GTZ de cooperação técnica Brasil-Alemanha – Vol. 8.
- TUCCI, C.E.M., org. (1993). *Hidrologia. Ciência e Aplicação*. Ed. da Universidade - UFRGS / Ed. da Universidade de São Paulo – EDUSP / Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH.
- VILLELA, S.M. & MATTOS, A. (1975). *Hidrologia Aplicada*. Ed. McGraw-Hill.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1981). *Guide to Hydrological Practices. Vol I. Data Acquisition and Processing*. WMO – No. 168. Secretariat of the World Meteorological Organization. Geneva – Switzerland.