

Capítulo 2

Bacia hidrográfica

Rita Cabral Guimarães

ICAAM - Instituto de Ciências Agrárias e Ambientais Mediterrânicas,
Escola de Ciência e Tecnologia
Universidade de Évora

1. Conceitos gerais

A bacia hidrográfica é a unidade fundamental de aplicação prática da Hidrologia. Viessman *et al.* (1977) definem bacia hidrográfica de um curso de água (Figura 2.1.) como uma “área definida topograficamente, drenada por um curso de água ou por um sistema interligado de cursos de água tal que todos os caudais efluentes sejam descarregados através de uma única saída (secção de referência da bacia)”. Em muitos problemas de engenharia, interessa considerar não a totalidade da bacia hidrográfica, mas sim a bacia correspondente ao troço do rio a montante de uma determinada secção. Assim, uma bacia hidrográfica diz sempre respeito a uma determinada secção de referência que pode ou não coincidir com a foz do respetivo rio.

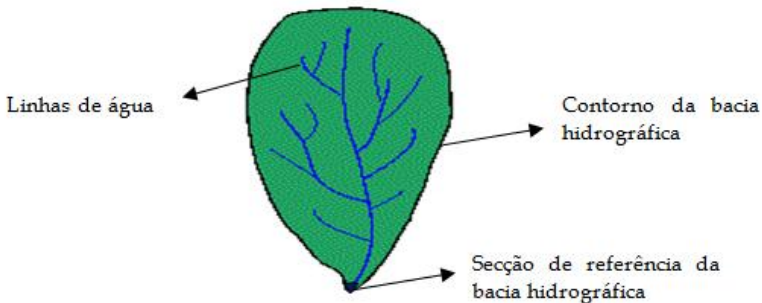


Figura 2.1. Esquema de uma bacia hidrográfica.

O contorno de uma bacia hidrográfica é definido pela linha de separação de águas que divide as precipitações que caem na bacia das que caem nas bacias vizinhas. A linha de separação de água pode ser de dois tipos:

- Linha de separação de águas topográfica ou superficial, que segue pelas linhas de fecho em torno da bacia, atravessando o curso de água somente na secção de referência e que passa pelos pontos de máxima cota entre bacias (o que não impede de que no interior de uma bacia existam picos isolados com cota superior).

- Linha de separação de águas freática ou subterrânea, que é determinada pela estrutura geológica dos terrenos e estabelece os limites dos reservatórios de água subterrânea de onde provem o escoamento de base da bacia. Esta linha muda de posição com as flutuações ao longo do ano do nível de água subterrâneo e depende da estrutura geológica do terreno, o que na prática torna difícil a sua exata determinação.

As áreas delimitadas por estas duas linhas raramente coincidem com exatidão, no entanto, e devido à dificuldade em se definir a linha de separação freática, considera-se para efeitos práticos que a área da bacia hidrográfica é definida pela linha de separação topográfica. Na Figura 2.2 apresenta-se um exemplo da não coincidência das duas linhas de separação de águas. Nesta figura é possível verificar que, devido à existência de uma camada impermeável no solo, a bacia hidrográfica do rio 2 recebe parte da precipitação que cai na bacia hidrográfica do rio 1. Este facto é particularmente importante em bacias pequenas principalmente em solos com formações cársticas, no entanto em bacias de grandes dimensões a sua importância é usualmente reduzida.

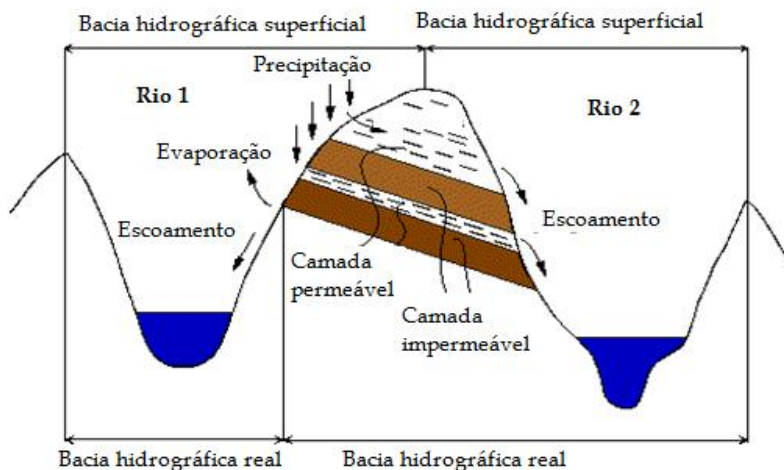


Figura 2.2. Corte transversal de duas bacias adjacentes onde se verifica a não coincidência das linhas de separação de águas superficial e subterrânea.

2. Delimitação de uma bacia hidrográfica

Para a delimitação ou traçado da bacia hidrográfica, de um determinado curso de água, numa carta com curvas de nível deve-se, a partir da secção de referência, procurar a linha de festo que envolve o curso de água. A linha de festo nunca pode cortar o curso de água (a não ser na secção de referência), segue pelos pontos de máxima cota circundantes do curso de água e existe sempre uma linha de festo entre dois talvegues (linha de reunião de águas) (Figura 2.3). Estas duas linhas, talvegue e festo, podem ser facilmente identificadas numa carta com curvas de nível, bastando para isso notar que, quando as curvas de nível de menor cota envolvem as de maior cota, a linha que atravessa a convexidade que elas formam quando mudam de direção é uma linha de festo e que pelo contrário, quando as curvas de nível de maior cota envolvem as de menor cota, a linha que atravessa a convexidade por elas formadas quando mudam de direção é um talvegue.

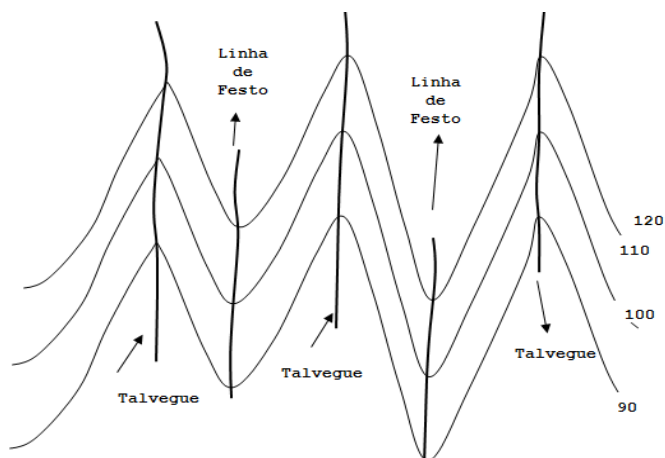


Figura 2.3. Linhas de festo e talvegues numa carta com curvas de nível.

3. Caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica

A caracterização fisiográfica da bacia tem grande importância para o estudo do seu comportamento hidrológico e consideram-se características fisiográficas aquelas que podem ser obtidas a partir de cartas, fotografias aéreas ou imagens de satélite.

Hidrologicamente interessa caracterizar a bacia relativamente à geometria, sistema de drenagem, relevo, geologia, uso do solo e coberto vegetal.

3.1 Características geométricas

3.1.1. Área de drenagem

É a área, em projeção horizontal, limitada pela linha de contorno (Figura 2.4). É determinada por planimetria ou recorrendo a *Sistemas de Informação Geográfica* (SIG) e, usualmente exprime-se em km² ou hectares. A área de uma bacia é o elemento básico para o cálculo das restantes características fisiográficas.

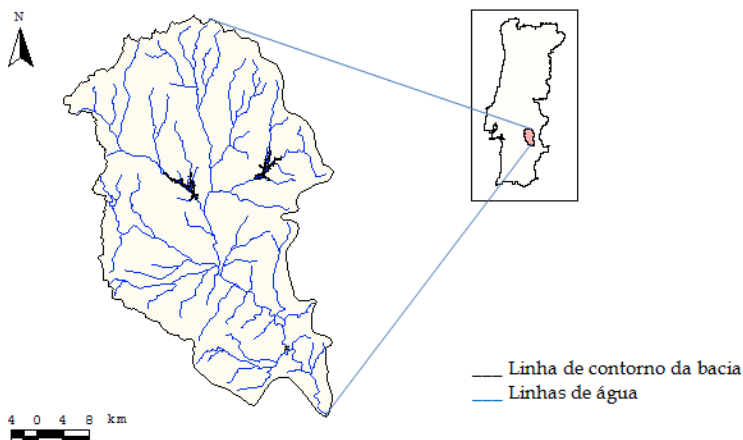


Figura 2.4. Bacia hidrográfica do rio Degebe.

3.1.2. Forma da bacia

A caracterização da forma da bacia fornece informação acerca da maior ou menor tendência para cheias que essa bacia apresenta. Em igualdade de outros fatores, uma bacia circular e compacta apresenta maior tendência para a ocorrência de cheias do que uma bacia estreita e alongada. Isto porque, numa bacia circular a contribuição dos afluentes atinge o curso de água principal aproximadamente numa única secção levando à concentração do escoamento neste ponto. Por outro lado, numa bacia circular e compacta há maior probabilidade de ocorrência de precipitações intensas em toda a sua extensão e logo maior possibilidade de ocorrência de cheias, do que numa bacia estreita e comprida.

Para caracterização da forma da bacia, deve recorrer-se a uma análise qualitativa, feita por observação visual (bacia alongada, circular, compacta, etc.) e a uma análise quantitativa, feita com recurso a alguns parâmetros que relacionam a forma da bacia com formas geométricas conhecidas.

Coefficiente de compacidade

O coeficiente de compacidade ou índice de Gravelius, K_c , relaciona a forma da bacia com um círculo e define-se como a relação que existe entre o perímetro da bacia (P) e o perímetro (P') de um círculo de área (A) igual à da bacia,

$$K_c = \frac{P}{P'}. \quad (2.1)$$

Esta expressão pode ser transformada em,

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}, \quad (2.2)$$

notando que,

$$\left. \begin{array}{l} P' = 2\pi r \\ A = \pi r^2 \Rightarrow r = \frac{\sqrt{A}}{\sqrt{\pi}} \end{array} \right\} \Rightarrow K_c = \frac{P}{2\pi r} \Rightarrow K_c = \frac{P}{2\pi(\sqrt{A}/\sqrt{\pi})} \Rightarrow K_c = 0,282 \frac{P}{\sqrt{A}}.$$

K_c é um número adimensional que varia com a forma da bacia independentemente do seu tamanho. O menor valor que K_c pode tomar é 1, o que corresponde a uma bacia circular ($P = P'$). Quanto maior K_c menos compacta é a bacia (maior é o perímetro em relação à área) e portanto menor tendência para cheias ela terá.

Fator de forma

O fator de forma relaciona a forma da bacia com um retângulo e define-se como a relação que existe entre a largura média da bacia (l_m) e o comprimento da bacia (L).

$$K_f = \frac{l_m}{L}. \quad (2.3)$$

Esta expressão pode ser transformada em,

$$K_f = \frac{A}{L^2}, \quad (2.4)$$

notando que, a largura média (l_m) da bacia é a relação entre a área da bacia (A) e o seu comprimento (L),

$$l_m = \frac{A}{L} \Rightarrow K_f = \frac{A}{L^2}.$$

K_f é um número adimensional e o maior valor que K_f pode tomar é 1 correspondente a uma bacia quadrada ($L = l_m$). Quanto menor K_f menor tendência para cheias terá a bacia. Isto porque uma bacia com um K_f baixo (maior é o comprimento da bacia em relação à área), é uma bacia estreita e longa, que como já referido tem menor tendência para a ocorrência de cheias.

3.2 Características do sistema de drenagem

3.2.1. Constância do escoamento

Os cursos de água podem ser classificados quanto ao seu regime de escoamento em três tipos básicos (Lencastre e Franco, 2003): perenes, intermitentes e efémeros.

Os cursos de água perenes escoam água durante todo o ano. O escoamento é mantido pelas reservas de água subterrâneas que alimentam o escoamento, mesmo na estação seca. O nível de água subterrâneo nunca desce abaixo do leito do curso de água, mesmo nas secas mais severas (Figura 2.5a).

Os cursos de água intermitentes, geralmente, escoam durante a estação húmida e secam na estação seca. Durante a estação húmida o nível freático sobe acima do nível inferior do leito escoando, por isso, água de origem subterrânea e superficial. Durante a estação seca, o nível freático desce a um nível inferior ao do leito e o escoamento cessa, ocorrendo apenas após ou durante chuvadas pontuais (Figura 2.5b).

Os cursos de água efémeros existem apenas durante ou imediatamente após os períodos de precipitação transportando, por isso, apenas escoamento superficial. O nível freático encontra-se sempre abaixo do leito do curso de água não havendo, portanto, qualquer contribuição subterrânea para o escoamento (Figura 2.5c).

Muitos rios apresentam troços dos três tipos de escoamento, no entanto, a maioria dos grandes rios é perene, enquanto que os pequenos rios são, geralmente, efémeros ou intermitentes.

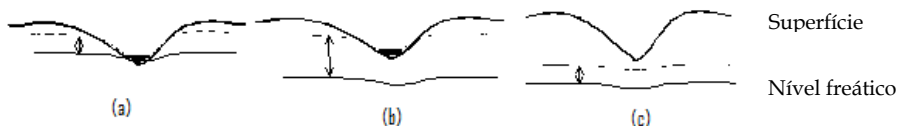


Figura 2.5. Classificação dos cursos de água quanto à constância do escoamento. (a) curso de água perene, (b) curso de água intermitente, (c) curso de água efémero.

3.2.2. Classificação dos cursos de água

Classificação decimal

A classificação decimal (DGRAH, 1981), elaborada pela extinta Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos com o objetivo de permitir a localização e identificação dos cursos de água, foi estabelecida sobre uma carta à escala 1:250 000 permitindo a classificação de todos os cursos de água cujas bacias hidrográficas apresentem área superior ou igual a 4 km².

Nesta classificação, Portugal Continental foi dividido em sete regiões hidrográficas (Figura 2.6) classificadas com único número de um dígito (1 a 7). Os rios principais (rios que desaguam no mar) dentro de cada região são classificados com dois números, o primeiro relativo à região e o segundo, com dois dígitos, relativo a cada rio principal dentro de região. Por exemplo, o Rio Douro tem a classificação de 2 01, 2 relativo à região hidrográfica e 01 relativo ao rio principal. Se uma região tem mais do que um rio principal, a sua classificação faz-se no sentido dos ponteiros do relógio a partir da costa. Por exemplo, o rio Lima tem a classificação 1 12 e o rio Minho a classificação 1 17.

A partir do rio principal os afluentes são classificados de jusante para montante, atribuindo-se números pares aos que se desenvolvem na margem direita e números ímpares aos situados na margem esquerda.

Assim, por exemplo, a classificação decimal do rio Beça é 2 01 20 34 que corresponde a localizá-lo na região hidrográfica 2 (Douro), na bacia hidrográfica do rio principal 01 (rio Douro), na décima (20/2) sub-bacia

da margem direita do rio Douro 20 (rio Tâmega), e décimo sétimo (34/2) afluente da margem direita do rio Tâmega 34 (rio Beça).

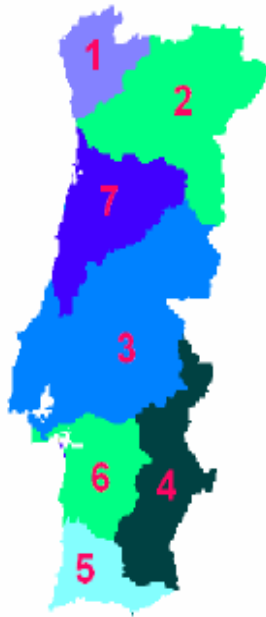


Figura 2.6. Regiões Hidrográficas para a classificação decimal. 1 - Norte, 2 - Douro, 3 - Tejo, 4 - Guadiana, 5 - Algarve, 6 - Sado e Mira, 7 - Mondego.

Classificação Horton-Strahler

A classificação de Horton (1945), modificada por Strahler (1964) é uma classificação que reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma bacia hidrográfica. Nesta classificação atribui-se um número de ordem a cada curso de água sendo classificados como cursos de água de 1ª ordem aqueles que não apresentem afluentes. A linha de água formada pela junção de duas linhas de água com a mesma ordem tomará uma ordem maior em um. Assim, a junção de dois rios de ordem n dá lugar a um rio de ordem $n + 1$. Por exemplo, $1 + 1 = 2$; $3 + 3 = 4$; $2 + 2 = 3$, etc.. A linha de água formada pela junção de duas linhas de água de ordens diferentes tomará a ordem maior das duas. Assim, a junção de um rio de ordem n com um rio de ordem $n + 1$, dá lugar a um rio de ordem $n + 1$. Por exemplo, $1 + 2 = 2$; $1 + 3 = 3$; $2 + 3 = 3$, etc. (Figura 2.7).

A ordem do rio principal mostra a extensão da ramificação na bacia (Villela e Matos, 1975).

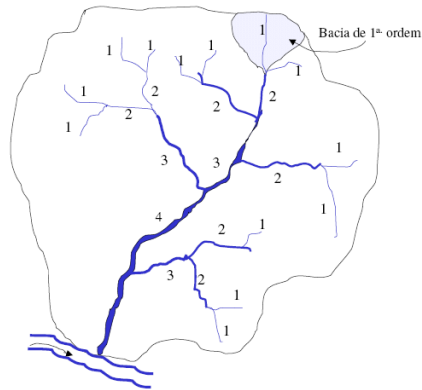


Figura 2.7. Classificação dos cursos de água segundo Horton-Strahler.

3.2.3. Densidade de drenagem

Segundo Horton (1945), a densidade da drenagem, D_r , é expressa pela relação entre o comprimento (km) total das linhas da água, L_t , (sejam elas perenes, intermitentes ou efêmeras) existentes numa dada bacia e a área (km^2) total, A , dessa bacia,

$$D_r = \frac{L_t}{A}. \quad [\text{km km}^{-2}] \quad (2.5)$$

A densidade de drenagem fornece uma boa indicação da eficiência da drenagem natural da bacia constituindo, assim, um índice da tendência para a ocorrência de cheias da bacia. Em igualdade dos restantes fatores, quanto maior a densidade de drenagem de uma bacia, maior também será a tendência para a ocorrência de cheias, uma vez que se favorece o transporte da água em detrimento da infiltração.

O valor da densidade de drenagem depende da escala da carta em que é medido o comprimento total das linhas de água, podendo afirmar-se que, em geral, o seu valor aumenta com o aumento da escala utilizada. Em termos genéricos, podem referir-se como valores médios da densidade de drenagem, 3 a 5 km km^{-2} se a escala da carta for 1: 25000, 1 a 2 km km^{-2} para uma escala de 1: 50000, e 0,3 km km^{-2} para cartas de escala 1: 1000000.

3.3 Características do relevo

O relevo de uma bacia hidrográfica tem grande influência sobre fatores meteorológicos e hidrológicos. Por um lado o relevo influencia a

precipitação, temperatura e evapotranspiração, que são dependentes da altitude. Por outro lado, o relevo condiciona a velocidade do escoamento superficial que é dependente do declive da bacia.

3.3.1. Altitude média

A altitude média, \bar{Z} , exerce influência na precipitação (a precipitação cresce com a altitude até valores de 2000 a 3000 m), nas perdas de água por evaporação e transpiração e conseqüentemente sobre o escoamento. Define-se por,

$$\bar{Z} = \frac{\sum_{i=1}^n \bar{Z}_i A_i}{A}, \quad [\text{m}] \quad (2.6)$$

onde, \bar{Z}_i e A_i são, respetivamente, a altitude média (m) e a área (km²) entre duas curvas de nível consecutivas, A é a área (km²) da bacia e n o número de curvas de nível que atravessam a bacia.

3.3.2. Altura média

A altura média, \bar{H} , condiciona a energia potencial da água e portanto o tempo que a água leva a atingir a secção de referência. Define-se de modo semelhante à altitude média, mas em vez de se referir a cotas acima do nível médio do mar, Z (altitudes), refere-se a cotas acima da secção em estudo, H (alturas). Conhecendo a altitude mínima da bacia ou altitude da secção de referência, Z_{\min} (m), pode calcular-se a altura média da bacia por,

$$\bar{H} = \bar{Z} - Z_{\min}. \quad [\text{m}] \quad (2.7)$$

3.3.3. Curva hipsométrica

A curva hipsométrica é a representação gráfica do relevo médio da bacia. Fornece a variação da altitude dos terrenos da bacia com referência ao nível médio do mar e representa a área (A) da bacia que fica acima de cada altitude (Z), $A = f(Z)$, expressa em unidades de área ou em percentagem da área total. (Figura 2.8).

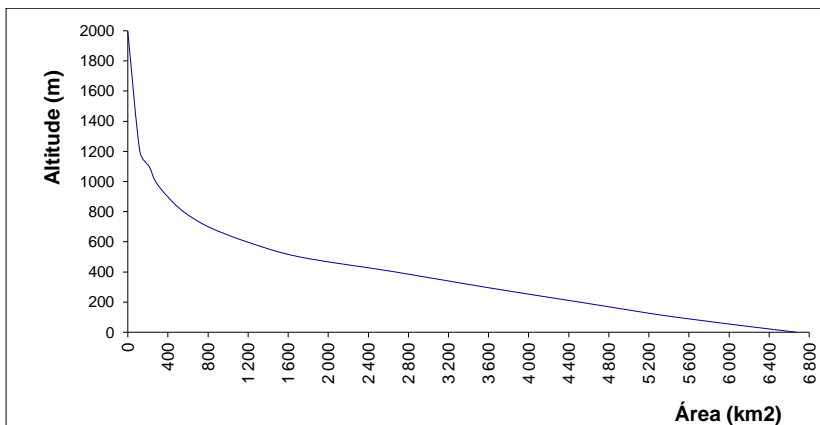


Figura 2.8. Curva hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

Analisando o gráfico da curva hipsométrica podem tirar-se algumas conclusões sobre o relevo da bacia:

- Um “patamar” na curva hipsométrica revela em geral a existência de uma zona plana;

- Duas bacias com iguais altitudes, máxima e mínima, poderão ter curvas hipsométricas nitidamente diferentes, o que se traduz por comportamentos hidrológicos também diferentes;

- Duas bacias poderão ter curvas hipsométricas coincidentes com exceção das zonas extremas, sendo então análogo o comportamento hidrológico;

- A altitude média corresponde à ordenada média da curva hipsométrica

- A altura média é a diferença entre a altitude média e a altitude mínima da bacia.

Atualmente, com recurso à cartografia digital e às ferramentas associadas aos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) é possível obter facilmente cartas hipsométricas das bacias hidrográficas. Nestas cartas representam-se classes de altitudes do terreno, distribuídas pelas áreas que elas ocupam na bacia. Na Figura 2.9 apresenta-se a carta hipsométrica da bacia do Mondego obtida a partir da respetiva carta topográfica.

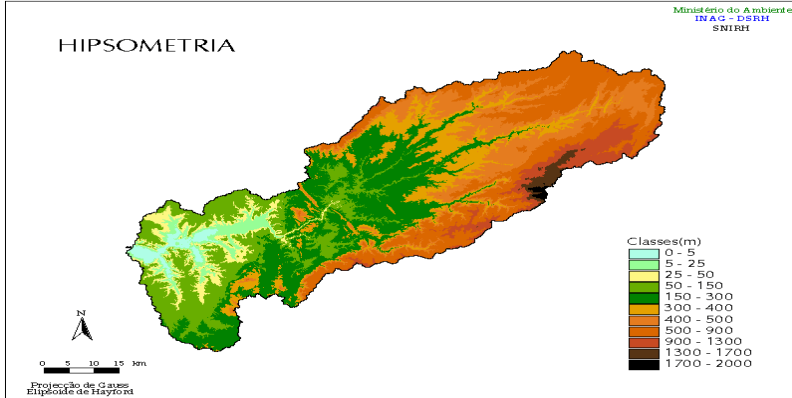


Figura 2.9. Carta hipsométrica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

3.3.4. Retângulo equivalente

Foi introduzido por hidrologistas franceses com o objetivo de melhor comparar a influência das características da bacia sobre o escoamento (Villela e Matos, 1975). Com este método pretende-se aproximar a bacia a um retângulo, definindo-se um retângulo equivalente de comprimento (km) L_e e largura (km) l_e com perímetro (km), P , área (km²), A , e repartição hipsométrica iguais aos da bacia, tal que:

$$\begin{cases} 2(l_e + L_e) = P \\ l_e \times L_e = A \end{cases} \quad (2.8)$$

A resolução deste sistema de equações em ordem a L_e e l_e , permite obter:

$$L_e = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad , \quad [\text{km}] \quad (2.9)$$

$$l_e = \frac{P - \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad . \quad [\text{km}] \quad (2.10)$$

Na Figura 2.10 apresenta-se o retângulo equivalente da bacia do Mondego.

No retângulo equivalente traçam-se as várias curvas de nível paralelas à largura do retângulo, e distanciadas de tal maneira que as áreas parciais delimitadas pelas curvas de nível no retângulo sejam proporcionais às áreas correspondentes na própria bacia. Para traçar as

curvas de nível no retângulo, torna-se necessário determinar a distância (L_{ei}) que separa as retas de cota Z_{i-1} e Z_i . Sabendo a área (A_i) limitada pelas duas retas, vem que, $A_i = L_{ei} \times l_e \Rightarrow L_{ei} = \frac{A_i}{l_e}$.

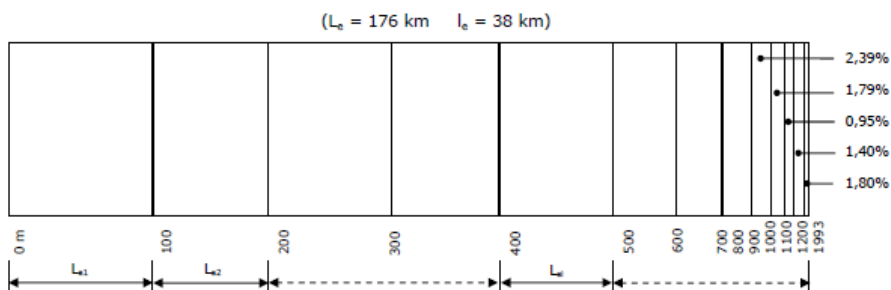


Figura 2.10. Retângulo equivalente da bacia do Mondego (Adaptado de Lencastre e Franco, 2003)

Só é possível definir retângulo equivalente para $P/\sqrt{A} \geq 4$. No caso limite de ser $P/\sqrt{A} = 4$ os lados do retângulo são iguais, definindo-se, neste caso, um quadrado equivalente.

3.3.5. Índice de declive da bacia

A determinação do declive médio da bacia encontra-se hoje facilitada com recurso aos SIG. As ferramentas SIG possibilitam a obtenção do Modelo Digital do Terreno (MDT) e a partir daí, determinar um valor de declive associado a cada uma das malhas constituintes do MDT. O declive médio da bacia pode, então, ser determinado estatisticamente a partir daqueles valores.

Na ausência das ferramentas atrás referidas, podem definir-se vários índices de declive para a bacia. Um destes índices de declive, I_d , é dado por,

$$I_d = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left[(Z_i - Z_{i-1}) \times \frac{A_i}{A} \right]}{1000 \times L_e}}, \quad (2.11)$$

onde, $(Z_i - Z_{i-1})$ representa a diferença de cotas (m) entre duas curvas de nível consecutivas, A_i é a área (km^2) entre duas curvas de nível

consecutivas, A é a área da bacia (km^2), L_e é o lado maior (km) do retângulo equivalente e n é o número de curvas de nível que atravessam a bacia.

3.3.6. Perfil longitudinal do curso de água

O perfil longitudinal do curso de água relaciona as altitudes do seu leito com as distâncias à foz. Na Figura 2.11 apresenta-se o perfil longitudinal do rio Leça.

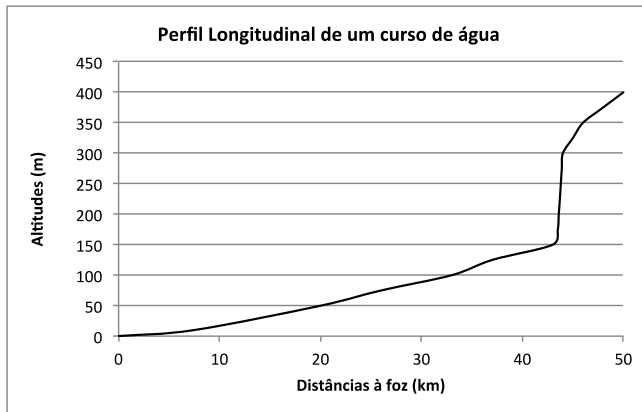


Figura 2.11. Perfil longitudinal de um curso de água.

3.3.7. Declive médio do curso de água

A velocidade do escoamento de um rio depende do declive do seu leito e quanto maior for este declive maior será a velocidade de escoamento.

O declive médio do curso de água, D_m , obtém-se dividindo a diferença total de elevação do leito pela extensão horizontal do curso de água. Isto é,

$$D_m = \frac{Z_{nas} - Z_{min}}{1000 \times L}, \quad (2.12)$$

onde Z_{nas} é a altitude (m) da nascente, Z_{min} é a altitude (m) da secção de referência e L é o comprimento (km) do curso de água.

3.4. Tempo de concentração

O tempo de concentração de uma bacia, T_c , é o tempo necessário para que a gota de água caída no ponto hidráulicamente mais afastado da

bacia chegue à secção de referência da bacia. Assim, iniciando a contagem dos tempos no início da chuvada, se esta cobrir toda a bacia, o tempo de concentração é o tempo necessário para que toda a sua área contribua para o escoamento superficial na secção de saída (Villela e Matos, 1975).

O tempo de concentração pode ser obtido experimentalmente ou pode ser estimado utilizando fórmulas empíricas. Dentro das inúmeras fórmulas para determinar o tempo de concentração podem referir-se as que se apresentam no Quadro 2.1 e que frequentemente se utilizam em Portugal.

Quadro 2.1. Fórmulas para cálculo do tempo de concentração (Almeida *et al.*, 2014)

Nome	Equação	Comentários
Giandotti	$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L}{0,80\sqrt{\bar{H}}} \quad (2.13)$	Deduzida utilizando dados de bacias naturais do norte e centro de Itália com áreas entre 170 - 70.000 km ² . Quando aplicado a bacias pequenas o tempo de concentração é sobrestimado.
Temez	$T_c = 0,3 \left(\frac{L}{D_m^{0,25}} \right)^{0,76} \quad (2.14)$	Deduzida utilizando dados de bacias naturais de Espanha com áreas até 3000 km ² .
Kirpich	$T_c = 0,0663 \frac{L^{0,77}}{D_m^{0,385}} \quad (2.15)$	Deduzida utilizando dados de 7 bacias rurais do Tennessee (EUA) com áreas entre 0,005 - 0,453 km ² e com declives médios entre 3 - 10%.
Ven Te Chow	$T_c = 0,1602 \frac{L^{0,64}}{D_m^{0,32}} \quad (2.16)$	Deduzida utilizando dados de 20 bacias rurais dos Estados Unidos da América com áreas entre 0,01 - 18,5 km ² e com declives médios entre 0,5 - 9%.

Nota: T_c é o tempo de concentração (h), A é a área da bacia (km²), L é o comprimento da bacia (km), \bar{H} é a altura média da bacia (m) e D_m é o declive médio do curso de água principal (mm⁻¹).

3.5. Geologia, solos e coberto vegetal

As características geológicas da bacia condicionam o tipo de solo presente e consequentemente a distribuição e o movimento da água na bacia. O regime de escoamento da bacia, em igualdade de outros fatores, é tanto mais constante quanto maior for a permeabilidade dos seus solos e formações geológicas (porque é favorecido o armazenamento nos aquíferos) e, pelo contrário, mais irregular, quando a permeabilidade é baixa. As características dos solos que mais condicionam o movimento da água na bacia são as suas capacidades de infiltração e de retenção.

A consideração do coberto vegetal da bacia e do uso do solo, fatores que condicionam fortemente o escoamento e a infiltração, tem também grande importância na análise do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas. Assim, por exemplo, a presença de florestas favorece a infiltração e reduz a velocidade do escoamento superficial, enquanto que, pelo contrário, um solo coberto com culturas anuais apresenta menor infiltração de água no solo e maior velocidade do escoamento.

4. Exercícios

4.1. A bacia hidrográfica da Ribeira dos Quartos apresenta os seguintes dados topográficos:

Área (A)	34,8 km ²
Perímetro (P)	27,4 km
Comprimento (L)	12,9 km
Comprimento total das linhas de água (L_t)	132,0 km
Altitude máxima (Z_{max})	267 m
Altitude mínima (Z_{min})	196 m
Altitude da nascente (Z_{nas})	253 m

Curva de nível (m)	Área limitada pela Curva de nível (km ²)
196	0,0
200	2,3
225	15,6
250	32,4
267	34,8

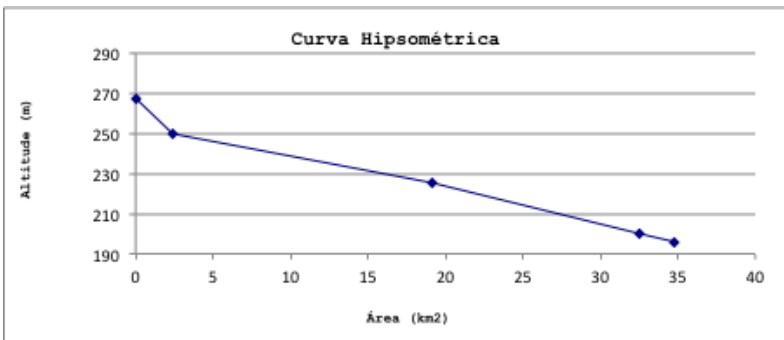
Curva de nível (m)	Comprimento da linha de água até à curva de nível (km)
196	0
200	4,0
225	8,1
250	12,8
253	12,9

Calcular/determinar as seguintes características fisiográficas:

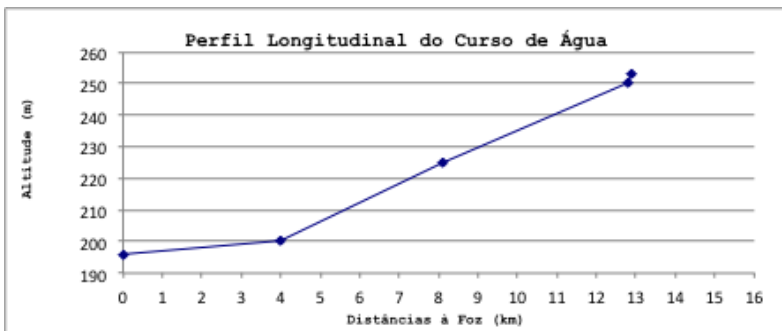
- a) Coeficiente de compacidade e fator de forma;
- b) Altitude média e altura média;
- c) Curva hipsométrica;
- d) Perfil longitudinal do curso de água;
- e) Declive médio do rio;
- f) Retângulo equivalente;
- g) Índice de declive;
- h) Densidade de drenagem;
- i) Tempo de concentração da bacia.

Soluções:

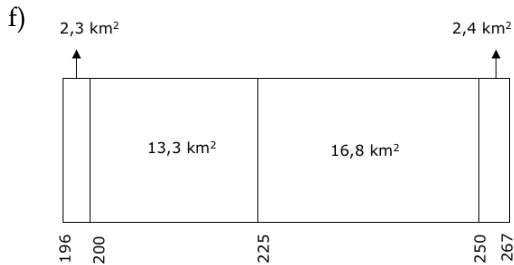
- a) $K_c = 1,31$ e $K_f = 0,21$
- b) $\bar{Z} = 226,78 m$ e $\bar{H} = 30,78 m$
- c)



d)



e) $D_m = 0,0044$



g) $I_d = 0,042$

h) $D_r = 3,79 \text{ kmkm}^{-2}$

i) $T_c(\text{Giandotti}) = 9,68 \text{ h}$; $T_c(\text{Kirpiche}) = 3,83 \text{ h}$; $T_c(\text{Temez}) = 5,87 \text{ h}$; $T_c(\text{Ven Te Chow}) = 4,67 \text{ h}$; $T_c \text{ da Bacia} = 6,01 \text{ h}$.

5. Referências bibliográficas

- Almeida, I; Almeida, A.; Anache, J.; Steffen, J.; Sobrinho, T. (2014). Estimation on time concentration of overland flow in watershed: A review. *Geociências*, UNESP, 33(4), 661-671.
- Chow Ven Te; Maidment D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- DGRAH (1981). Índice Hidrográfico e Classificação Decimal dos Cursos de Água de Portugal, *Ministério da Habitação e Obras Públicas*, Lisboa.
- Horton R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology, in Chow, Ven Te; Maidment, D. R; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, ISBN 972-8152-59-0, Lisboa.
- Strahler A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, section 4 - II, in Chow, Ven Te; Maidment, D. R; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, ISBN 978-0071001748, New York.
- Viessman Jr. W.; Knapp J. W.; Lewis G. L. and Harbaugh T. E. (1977). *Introduction to Hydrology*, Second edition, Harper and Row, New York.
- Villela S. M. e Mattos A. (1975). *Hidrologia Aplicada*, McGraw-Hill, São Paulo.