

Capítulo 5

Escoamento Superficial

Rita Cabral Guimarães

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

1. Conceitos gerais

De todas as componentes do ciclo hidrológico, o escoamento superficial é talvez a que mais importância tem para o engenheiro. De facto, a maioria dos estudos hidrológicos têm como objectivo final a quantificação do escoamento superficial que servirá de base a projetos de aproveitamento da água para várias finalidades (rega, abastecimento público, etc.).

O escoamento, R , de uma bacia hidrográfica, define-se como a quantidade de água que atravessa uma secção de um curso de água, num determinado intervalo de tempo (ano, mês, dia, etc.). Pode ser expresso em volume (m^3 , hm^3 , km^3) ou em altura de água uniformemente distribuída sobre a área da bacia hidrográfica (mm).

É usual utilizar, em vez do escoamento num dado intervalo de tempo, o correspondente caudal médio, Q , que exprime a relação entre o volume de água, ΔV , que passa numa secção desse curso de água e o respetivo tempo de passagem, Δt . Expressa-se, geralmente, em m^3s^{-1} ou ls^{-1} e é dado por,

$$Q = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (5.1)$$

Para um dado período de tempo pode definir-se:

- Caudal médio diário (num dado dia)
- Caudal médio mensal (num dado mês)
- Caudal médio anual ou módulo anual (num dado ano)
- Caudal médio plurianual ou módulo (num período de vários anos)

Define-se caudal específico, q , como a relação entre o caudal na secção, Q , e a área da região de contribuição, A ,

$$q = \frac{Q}{A} \quad (5.2)$$

O caudal específico é um caudal por unidade de superfície, que permite comparar entre si caudais provenientes de áreas distintas, independentemente das dimensões destas, e que pode ser expresso em $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$, $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{ha}^{-1}$ ou $\text{ls}^{-1}\text{ha}^{-1}$.

2. Processo de escoamento

O escoamento é produzido pela precipitação podendo a precipitação sobre uma determinada área, ser dividida em várias parcelas.

No início, a água pode ser interceptada, pela vegetação ou por obstáculos que a impeçam de atingir o solo. Se a precipitação prossegue, a água atinge a superfície terrestre de onde se evapora, se infiltra ou permanece retida em depressões. Durante este período inicial, o acréscimo de caudal no curso de água é produzido unicamente pela pequena fração da água precipitada diretamente na rede hidrográfica (Quintela, 1992).

A partir do momento que a precipitação caída excede as capacidades relativas aos processos anteriormente descritos, o volume de água excedente escoar-se à superfície do terreno até à linha de água mais próxima, dando origem ao escoamento superficial. As linhas de água de menor secção associam-se noutras de secção sucessivamente maior, que virão por fim, salvo raras exceções (bacias endorreicas), a comunicar com o mar (Lencastre e Franco, 2003).

A retenção superficial refere-se à parcela de água que não se infiltra nem dá origem a escoamento superficial, isto é, refere-se à água interceptada, à água armazenada nas depressões do solo e à que passa ao estado de vapor durante a ocorrência da precipitação (Quintela, 1992).

A detenção superficial refere-se à água do escoamento superficial em trânsito sobre o terreno e representa um armazenamento de água rapidamente variável no tempo (Quintela, 1992).

O processo de formação do escoamento está ilustrado na Figura 5.1.

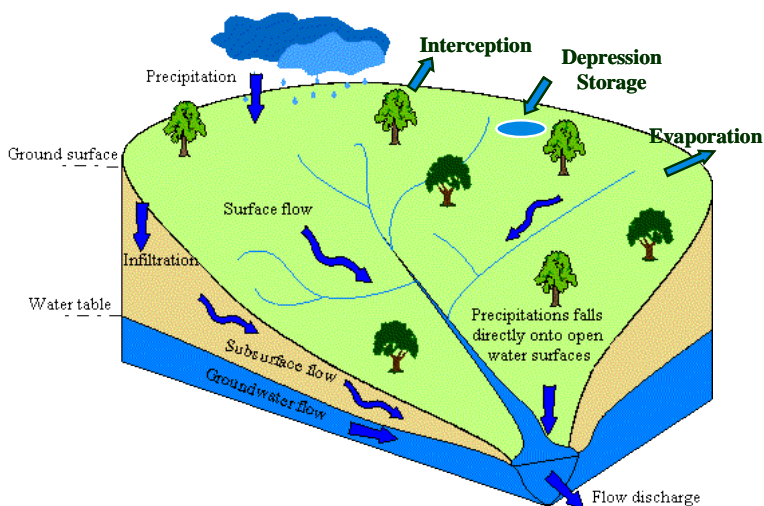


Figura 5.1. Processo de escoamento.

No processo de formação do escoamento distinguem-se as seguintes zonas:

- Manto freático, onde os poros do solo estão completamente preenchidos por água que está à pressão hidrostática. A água desta zona designa-se por água do subsolo ou das reservas subterrâneas.

- Franja capilar, situada imediatamente acima da zona de saturação, onde a água se mantém devido à capilaridade. A espessura desta zona varia em função da textura do solo, sendo maior nos solos argilosos e limosos e menor nos solos arenosos.

- Zona intermédia, situada entre a franja capilar e a zona de água no solo, onde a quantidade de água retida é, pelo menos, igual à capacidade de campo, podendo ser maior se existir água em movimento. A espessura desta camada pode ir até dezenas de metros.

- Zona de água no solo, que vai desde a superfície do solo até à profundidade em que a água pode ser reenviada para a atmosfera (por transpiração das plantas ou evaporação). Por isto, é também designada por zona de evaporação e a sua espessura depende da profundidade das raízes.

Quando a zona de água do solo apresenta deficiência de água em relação à capacidade de campo, toda a água infiltrada fica retida naquela zona. À medida que o teor de água aumenta, a capacidade de infiltração (quantidade de água que se pode infiltrar por unidade de tempo e área) reduz-se, elevando-se, portanto, a quantidade de água que se escoar à superfície, que vai provocar um acréscimo do caudal nos cursos de água.

Quando o teor de água na zona de água no solo atinge a capacidade de campo, a água que se infiltra vai aumentar as reservas subterrâneas, que alimentarão os cursos de água, com desfasamento no tempo. Por outro lado, parte da água infiltrada pode ter movimento com componente horizontal, vindo de novo a atingir a superfície, devido a uma maior permeabilidade no sentido horizontal (Quintela, 1992).

3. Componentes do escoamento

Atendendo ao processo de escoamento descrito atrás, o escoamento que atravessa uma secção de um curso de água é composto, quanto à sua origem, por:

- Escoamento superficial ou escoamento direto. Corresponde à água que atinge a rede hidrográfica caminhando sobre a superfície do terreno, sem se infiltrar. Resulta da precipitação útil, isto é, resulta da fracção da precipitação que, depois de satisfeitos os processos de evaporação, infiltração e retenção superficial na bacia, chega à rede hidrográfica. É a componente mais significativa do escoamento durante os períodos de precipitação intensa, mas assim que esta termina a importância desta componente começa a diminuir até se anular.

- Escoamento subsuperficial, hipodérmico ou intermédio. Corresponde à água infiltrada que volta a aparecer à superfície, sem ter atingido a zona de saturação. Resulta da fracção da precipitação que se infiltra, mas que se escoar a pouca profundidade no terreno (devido à existência de substratos impermeáveis no perfil do solo). Chega aos cursos de água apenas com um ligeiro atraso em relação ao escoamento superficial e termina pouco depois do fim do escoamento superficial.

- Escoamento subterrâneo ou de base. Corresponde à água infiltrada que atingiu a zona de saturação. Resulta da parcela da precipitação que foi sujeita a processos de infiltração profunda, e representa a contribuição para o escoamento superficial das reservas hídricas subterrâneas acumuladas nas formações geológicas por onde passa o curso de água. Esta componente tem pouca importância durante os períodos de precipitação intensa, mas representa a totalidade do escoamento assim que as outras componentes se esgotam.

- Escoamento resultante da precipitação sobre a rede hidrográfica. A importância deste escoamento depende da densidade da rede hidrográfica.

4. Fatores do escoamento

Os fatores que influenciam o escoamento numa secção de um curso de água podem classificar-se em dois grupos: climáticos e fisiográficos (Quintela, 1992).

4. 1. Fatores climáticos

Os fatores climáticos podem ainda ser divididos em fatores devidos à precipitação e fatores que condicionam a evapotranspiração.

Fatores relativos à precipitação

Os fatores relativos à precipitação são a forma, a intensidade, a duração e a distribuição, no tempo e no espaço, da precipitação:

- Uma precipitação na forma líquida pode dar origem imediata ao escoamento no curso de água, ao contrário de uma precipitação sob a forma de neve que produzirá escoamento com desfasamento no tempo.

- Só haverá escoamento superficial se a intensidade da precipitação exceder a capacidade de infiltração.

- O aumento da duração da precipitação faz com que diminua gradualmente a capacidade de infiltração (já que aumenta o teor de água no solo) e conseqüentemente faz com que aumente o escoamento.

- A distribuição da precipitação no tempo (época de ocorrência e intervalo entre fenómenos de precipitação) condiciona o teor de água do solo e a disponibilidade de água para a evaporação e transpiração.

Fatores condicionantes da evapotranspiração

A evapotranspiração é responsável pela perda de água para o escoamento e é condicionada pela temperatura, radiação solar, vento, humidade do ar, pressão atmosférica, natureza da superfície evaporante, teor de água no solo e espécie e distribuição da vegetação.

4. 2. Fatores fisiográficos

Os fatores fisiográficos resultam das características da bacia hidrográfica:

- Características geométricas: Área e forma da bacia tem grande influência na formação das cheias e, portanto, nos valores específicos (por unidade de área) do caudal de ponta de cheia e pequena influência no valor do escoamento anual, expresso em altura de água uniforme sobre a bacia.

- Características do sistema de drenagem: A densidade de drenagem influencia a forma das cheias e o escoamento anual, pois dela depende o percurso superficial sobre o terreno e, portanto, a maior ou menor oportunidade para a infiltração e evapotranspiração.

- Características de relevo: O relevo influencia a infiltração e, portanto, o escoamento superficial, o teor de água no solo, que por sua vez influencia a evapotranspiração e a alimentação das reservas subterrâneas. Por outro lado, a orientação da bacia tem influência na exposição aos ventos e à radiação solar condicionando a evapotranspiração.

- Características do solo, vegetação e geologia: Do tipo de solo, depende a capacidade de infiltração, que é função da dimensão e distribuição dos poros do solo e da sua estabilidade. A vegetação tem como efeito interceptar parte da água precipitada, retardar o escoamento superficial, dando-lhe mais tempo para se infiltrar, e proteger o solo da erosão hídrica. As raízes tornam o solo permeável à infiltração da água. As condições geológicas influenciam a estrutura do solo, a possibilidade de infiltração de água no solo e a constituição das reservas subterrâneas que alimentam os cursos de água nos períodos sem precipitação.

5. Medição do escoamento de superfície

O escoamento é a única componente do ciclo hidrológico que pode ser medida na totalidade, todas as outras componentes só podem ser quantificadas por amostragem.

Existem diversos métodos para a medição de caudais sendo os mais utilizados, em cursos de água naturais, o método da “secção-velocidade” e o método “estrutural”.

5.1. Método da secção - velocidade

O método da secção - velocidade baseia-se na medição da superfície, A , duma secção transversal do curso de água, e da velocidade média, V , através dessa secção, sendo o valor do caudal, Q , dado por,

$$Q = VA \quad (5.3)$$

Usualmente, divide-se a secção em partes, e determina-se para cada uma delas o respetivo caudal, Q_i . O caudal total da secção, Q , obtém-se por somatório dos valores referentes a cada uma das partes,

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i \quad (5.4)$$

Geralmente, efetuam-se sondagens em diversas verticais na secção transversal, juntamente com a medição das distâncias dessas verticais a um ponto de referência localizado numa das margens, de modo a obter-se um perfil transversal da secção (Figura 5.2), e medem-se as velocidades em pontos dessas mesmas verticais.

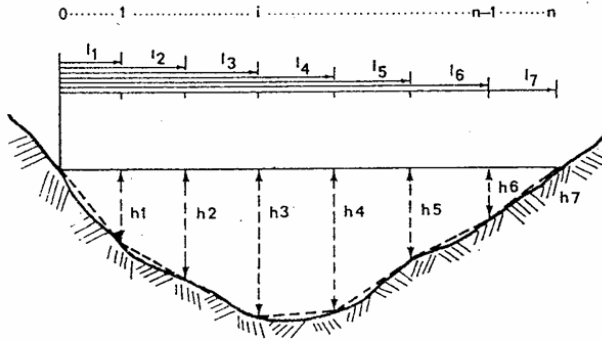


Figura 5.2. Levantamento do perfil de uma secção transversal de um curso de água, por sondagem (Lencastre e Franco, 2003).

A determinação do caudal da secção é feita do seguinte modo: determina-se, em cada vertical, a média das velocidades medidas a diferentes profundidades, \bar{V}_i , e estima-se o caudal da secção a partir da seguinte equação, que resulta do desenvolvimento da equação 5.4:

$$Q = \sum_{i=0}^{n-1} \left(\frac{\bar{V}_i + \bar{V}_{i+1}}{2} \right) \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) (l_{i+1} - l_i) \quad (5.5)$$

onde h_i e l_i representam, respetivamente, a profundidade na vertical e a correspondente distância à origem e n representa o número de verticais em que foi dividida a secção.

A determinação da velocidade média, \bar{V}_i , em cada vertical, de altura h_i , pode ser feita recorrendo-se ao método dos dois pontos ou ao método do ponto único.

No método dos dois pontos, efetuam-se medições da velocidade a 0,2 e 0,8 de profundidade em cada vertical, assumindo-se que a velocidade média em cada vertical é dada por,

$$\bar{V}_i = \frac{1}{2} (V_{0.2h_i} + V_{0.8h_i}) \quad (5.6)$$

onde $V_{0.2h_i}$ e $V_{0.8h_i}$ são, respetivamente, as velocidades medidas a 0,2 e 0,8 de profundidade na vertical i .

No método do ponto único, efetua-se uma medição da velocidade a 0,6 de profundidade em cada vertical, assumindo-se que a velocidade média em cada vertical é dada por,

$$\bar{V}_i = V_{0.6h_i} \quad (5.7)$$

onde $V_{0.6h_i}$ é a velocidade medida a 0,6 de profundidade na vertical i .

Para medir a velocidade da água em cada vertical, utilizam-se os molinetes (Figura 5.3). Estes, são instrumentos providos de uma hélice montada num eixo horizontal. Esta hélice gira sobre pressão dinâmica da água, sendo a velocidade média num dado ponto da corrente obtida através do número de rotações por segundo, que é contabilizado num contador de rotações. A relação entre o número de rotações do molinete e a velocidade da água é determinada em ensaios prévios de calibragem em laboratório, movendo-se o molinete a uma determinada velocidade, na água parada. A equação de calibragem chama-se curva característica do molinete e é do tipo,

$$V = a + bn \quad (5.8)$$

em que V é a velocidade da água, n é o número de rotações do molinete num determinado espaço de tempo e a e b são duas constantes características de cada aparelho.



Figura 5.3. Molinete de hélice e contador de rotações.

A velocidade da água pode também ser medida com aparelhos denominados ADCP (Acoustic Doppler Current Profile). Estes aparelhos funcionam por efeito Doppler (Figura 5.4) e emitem ondas acústicas de frequência conhecida. Quando estas ondas encontram partículas em suspensão (que existem na água e que se movem com a corrente), são refletidas com outra frequência. A diferença entre a frequência do sinal refletido e a frequência do sinal emitido é proporcional à velocidade das partículas (efeito Doppler) e portanto à velocidade da própria corrente.



Figura 5.4. Acoustic Doppler Current Profile.

5.2. Método estrutural

O método estrutural baseia-se na utilização estruturas hidráulicas, normalmente descarregadores, mas por vezes também canais e comportas, para medição dos caudais fluviais. A utilização destas estruturas hidráulicas na medição de caudais tem em conta a relação que existe entre o caudal e o nível de água a montante da estrutura (ou entre o caudal e os níveis a montante e a jusante)

Os descarregadores, estruturas destinadas a serem galgadas pela água, são as estruturas hidráulicas mais utilizadas para medição dos caudais e podem ser classificados em (Figura 5.5):

- Soleira delgada, quando a parte da soleira que está em contacto com a água tem dimensões desprezáveis em relação à altura da lâmina descarregadora. Estes descarregadores são utilizados unicamente como medidores de caudais;

- Soleira espessa, nos outros casos. Normalmente, estes descarregadores fazem parte de estruturas hidráulicas com outras finalidades (barragens, etc), mas também podem ser utilizados como medidores de caudais.

O caudal que passa no descarregador pode ser obtido por,

$$Q = \mu L \sqrt{2gh}^{3/2} \quad (5.9)$$

em que Q é o caudal que passa no descarregador, μ é o coeficiente de vazão (varia com o tipo de descarregador, nos casos mais correntes varia entre 0,35 e 0,45), L é o comprimento, g é a aceleração da gravidade e h é a carga hidráulica - diferença de nível entre a linha de energia a montante e a soleira descarregadora (longe da zona de chamada junto ao descarregador, a linha de energia coincide com a superfície livre).

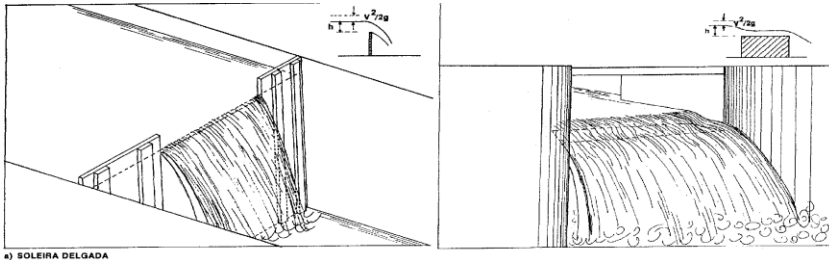


Figura 5.5. Descarregadores de soleira delgada (a) e soleira espessa (b). (Lencastre e Franco, 2003).

6. Curva de Vazão

A curva de vazão, relação biunívoca entre o caudal escoado numa determinada secção e a correspondente altura de água, permite determinar o caudal escoado numa secção a partir do conhecimento da altura de água nessa secção. A curva de vazão obtém-se experimentalmente a partir do conjunto de pares de valores resultantes da medição do caudal e da medição da altura de água.

Analiticamente, as curvas de vazão podem ser representadas por,

$$Q = a(h + h_0)^b \quad (5.10)$$

onde Q é o caudal, h é a altura hidrométrica, h_0 é a altura do zero da escala hidrométrica em relação ao nível de água a que corresponde o caudal nulo, que em geral é a cota mais baixa da secção, isto é o fundo do leito (h_0 é positiva se o zero da escala ficar acima do nível do caudal nulo e negativa no caso contrário), a e b são parâmetros característicos da secção, a determinar experimentalmente.

Na Figura 5.6 apresenta-se a curva de vazão do rio Xarrama na secção da estação hidrométrica de Torrão do Alentejo, determinada no ano de 1977/78.

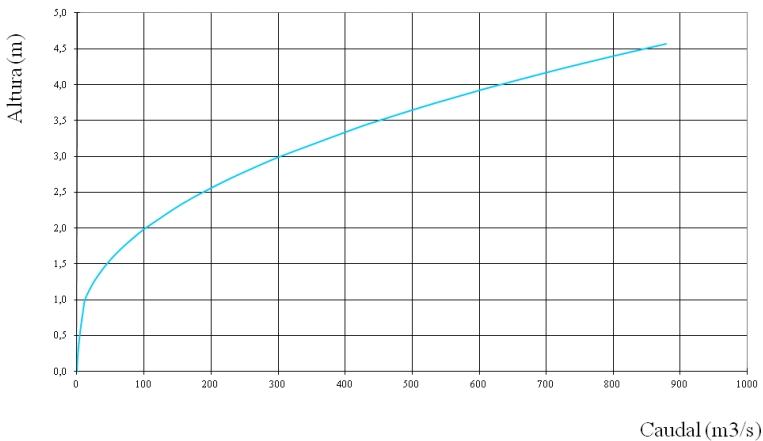


Figura 5.6. Curva de vazão do rio Xarrama (fonte CCDR - Alentejo).

A curva de vazão estabelecida para uma determinada secção de um curso de água deve ser atualizada com alguma frequência, uma vez que os leitos dos cursos de água estão em constante transformação devido a processos de erosão e de sedimentação. Assim, é essencial efetuar

medições periódicas do caudal e da altura de água na secção e atualizar a respectiva curva de vazão determinada anteriormente.

7. Registo dos níveis hidrométricos

Os valores da altura hidrométrica podem ser obtidos de forma descontínua, através da observação visual de um limnímetro (escala hidrométrica) (Figura 5.7 a) ou de forma contínua através de um aparelho registador designado por limnígrafo (Figura 5.7 b). Estes são constituídos por um mecanismo de medição do nível da água na secção e por um mecanismo que permite o registo das variações do nível da água numa folha de papel a que se chama limnigrama. Hoje em dia utilizam-se as sondas de nível associadas a registadores e descarregadores de dados automáticos (Figura 5.7 c).

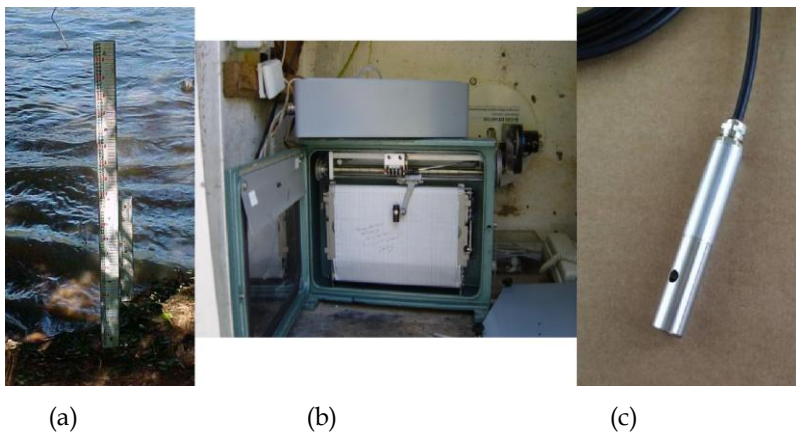


Figura 5.7. a) Limnímetro, b) limnígrafo, c) sonda de nível

7.1. Estabelecimento de uma rede hidrométrica

Designa-se por estação hidrométrica uma secção de um curso de água onde se efetua um registo periódico de níveis, e onde se definiu uma curva de vazão para conversão dos respectivos valores em caudais. As estações hidrométricas podem ser convencionais se utilizam limnímetros ou limnígrafos para a medição das alturas hidrométricas ou automáticas se o registo das alturas de água se faz de forma automática utilizando as sondas de nível.

O conjunto de estações hidrométricas de uma região ou país constitui a respectiva rede hidrométrica. As finalidades gerais das observações efectuadas numa rede hidrométrica são:

- Obtenção de dados para planeamento (planeamento e projeto de obras hidráulicas e modelização de uma bacia hidrográfica). Para este propósito é fundamental a existência de sucessões históricas de observações hidrométricas, isto é, de registos de medições efectuadas ao longo de um certo período de tempo. Uma sucessão de dados hidrométricos, para ser realmente boa, necessita de ter pelo menos 20 anos de observações, ou ainda mais, quando se tratar de bacias de regime muito irregular. É, por isso, clara a necessidade de se instalar uma rede hidrométrica básica, mesmo quando não exista a necessidade imediata de proceder a estudos hidrológicos.

- Obtenção de dados operacionais (Gestão em tempo real de um sistema fluvial). Estes dados destinam-se a permitir a tomada de decisões em períodos de tempo muito curtos, nomeadamente em situações de alarme ou emergência, pelo que é tão importante a rapidez na sua transmissão como a qualidade da sua medição. A obtenção destes dados encontra-se associada ao desenvolvimento dos modernos sistemas de telemetria, que compreendem, além das estações hidrométricas, um sistema de comunicações automático das informações nelas obtidas, via rádio ou telefone, para uma central de comando do sistema, onde são tomadas as decisões que dizem respeito à abertura ou fecho de comportas, ao lançamento de avisos de cheia, etc.

7.2. Estimação do escoamento na ausência de medições hidrométricas

A estimação do escoamento de superfície, na ausência de dados hidrométricos, pode ser efectuada indirectamente através de vários métodos. Para estimar valores anuais utiliza-se frequentemente o método da regressão linear de Precipitação/Escoamento.

A partir de medições da precipitação na bacia hidrográfica definida pela secção em causa, recorre-se a uma regressão estatística escoamento/precipitação determinada para outra secção, na mesma bacia ou noutra vizinha e que se considere aplicável à secção em causa. Em geral admite-se que esta regressão é traduzida pela equação:

$$R = a + bP \quad (5.11)$$

em que R e P são os valores anuais, respectivamente, do escoamento na secção e da precipitação na bacia por ela definida, nas mesmas unidades de altura de água, usualmente mm; a e b são os parâmetros de regressão.

8. Exemplos de aplicação

8.1 - Numa secção de um curso de água obtiveram-se os seguintes resultados durante a determinação do respetivo caudal pelo método da secção-velocidade. Determinar o caudal que se escoou na secção durante a medição.

Quadro 5.1 - Método da secção-velocidade. (Lencastre e Franco, 2003).

Vertical	Distância à origem (m)	Profundidade na vertical (m)	Velocidades (ms ⁻¹)	
1	0	0	0	0
2	1	0,86	0,44	1,07
3	2	1,25	0,98	1,54
4	3	0,93	0,52	1,11
5	4	0,64	0,28	0,42
6	4,4	0	0	0

8.2 - Determine o escoamento médio anual (em hm³) duma bacia hidrográfica sabendo que a precipitação média anual é de 500mm e que a relação escoamento/precipitação é dada por: $R = -120 + 0,21P$.

9. Referências Bibliográficas

Chow Ven Te; Maidment D. R; Mays L. W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York.

Lencastre A. e Franco F. M. (2003). *Lições de Hidrologia*, Fundação Armando Lencastre, Lisboa.

Quintela A. C. (1992). *Hidráulica aplicada. Parte I - Hidrologia e Recursos Hídricos*. Instituto Superior Técnico. Lisboa.

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.