



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA RURAL

**APONTAMENTOS PARA AS AULAS DE
HIDROLOGIA**

Carlos Miranda Rodrigues

Madalena Moreira

Rita Cabral Guimarães

ÍNDICE

1	O CICLO HIDROLÓGICO.....	6
1.2	Considerações gerais	6
1.2	Equação clássica da hidrologia	7
1.3	Distribuição da água na Terra	8
1.4	Processos e factores do ciclo hidrológico	9
1.4.1	Processos termodinâmicos.....	9
1.4.2	Processos hidrodinâmicos.....	10
1.5	Intervenção humana no ciclo hidrológico	11
1.6	A água no ordenamento do território	12
1.6.1	Recurso.....	12
1.6.2	Meio receptor.....	12
1.6.3	Ecossistema.....	12
2	A BACIA HIDROGRÁFICA.....	14
2.1	Generalidades	14
2.2	Delimitação da bacia hidrográfica	14
2.3	Características fisiográficas da bacia	15
2.3.1	Características geométricas.....	16
2.3.2	Características do sistema de drenagem.....	17
2.3.3	Características do relevo.....	19
2.3.4	Geologia, solos e coberto vegetal.....	22
3	PRECIPITAÇÃO.....	24
3.1	Generalidades	24
3.2	Classificação das precipitações	25
3.2.1	Convectivas.....	26
3.2.2	Orográficas.....	26
3.2.3	Ciclónicas ou frontais.....	27
3.3	Medição das precipitações	28
3.3.1	Aparelhos de medição da precipitação.....	28
3.3.2	Rede udométrica.....	31
3.3.3	Precipitação em área.....	33
3.4	Distribuição espaço-temporal da precipitação	36
3.4.1	Estruturas espaço-temporais da precipitação.....	37

3.4.2	<i>Tendência da variação espacial.....</i>	38
3.4.3	<i>Postos udométricos virtuais.....</i>	40
3.5	<i>Preenchimento de falhas nos registos</i>	41
3.5.1	<i>Média aritmética.....</i>	42
3.5.2	<i>Rácio médio (U.S. Weather Bureau).....</i>	42
3.5.3	<i>Inverso da distância.....</i>	42
3.5.4	<i>Correlação.....</i>	42
3.5.5	<i>Coeficiente angular.....</i>	43
3.6	<i>Análise da qualidade dos dados</i>	43
3.6.1	<i>Verificação da consistência.....</i>	43
3.6.2	<i>Verificação da homogeneidade.....</i>	46
3.7	<i>Distribuição temporal da precipitação</i>	47
3.7.1	<i>Análise de séries de precipitação anual.....</i>	47
3.7.2	<i>Análise das séries de precipitação mensal.....</i>	49
3.8	<i>Precipitações intensas</i>	50
3.8.1	<i>Introdução.....</i>	50
3.8.2	<i>Curvas de possibilidade udométrica.....</i>	52
3.8.3	<i>Relação entre a precipitação, duração e a área.....</i>	53
3.8.4	<i>Distribuição temporal da precipitação.....</i>	54
4	<i>INTERCEPÇÃO.....</i>	60
4.1	<i>Generalidades</i>	60
4.1	<i>Medição e estimativa da intercepção</i>	60
5	<i>EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....</i>	62
5.1	<i>Definições</i>	62
5.2	<i>Factores intervenientes</i>	63
5.2.1	<i>Factores climáticos.....</i>	63
5.2.2	<i>Factores físicos.....</i>	64
5.2.3	<i>Factores da vegetação.....</i>	64
5.2.4	<i>Factores do solo.....</i>	65
5.3	<i>Medição da evaporação e da evapotranspiração</i>	65
5.3.1	<i>Evaporímetros de tina ou de tanque.....</i>	65
5.3.2	<i>Atmómetros.....</i>	67
5.4	<i>Cálculo da evaporação por meio de balanço hidrológico ...</i>	68
5.5	<i>Medição da evapotranspiração</i>	69
5.6	<i>Cálculo empírico da evapotranspiração</i>	70

5.6.1	<i>Método de Thornthwaite</i>	70
5.6.2	<i>Método de Turc</i>	71
5.6.3	<i>Método de Penman Modificado</i>	72
5.6.4	<i>Método de Penman-Monteith</i>	73
5.7	<i>Conceito de evapotranspiração cultural</i>	77
5.8	<i>Cálculo da evapotranspiração real</i>	77
6	<i>ÁGUA NO SOLO: INFILTRAÇÃO PERCOLAÇÃO E DRENAGEM</i>	79
6.1	<i>Conceitos básicos</i>	79
6.2	<i>Potenciais da água do solo</i>	81
6.3	<i>Movimento da água no solo</i>	81
6.4	<i>Infiltração e o escoamento superficial</i>	81
7	<i>ESCOAMENTO SUPERFÍCIAL</i>	85
7.1	<i>Conceitos gerais</i>	85
7.2	<i>Processo de escoamento</i>	86
7.3	<i>Componentes do escoamento</i>	88
7.4	<i>Factores de escoamento</i>	90
7.5	<i>Medição do escoamento superficial</i>	92
7.5.1	<i>Método da secção-velocidade</i>	93
7.5.2	<i>Método estrutural</i>	95
7.5.3	<i>Curva de vazão</i>	97
7.5.4	<i>Registo dos níveis hidrométricos</i>	99
7.5.5	<i>Rede hidrométrica</i>	99
7.6	<i>Distribuição espacial do escoamento</i>	100
7.7	<i>Distribuição temporal do escoamento</i>	101
7.8	<i>Estimação do escoamento na ausência de medições</i>	105
7.8.1	<i>Valores anuais</i>	105
7.8.2	<i>Valores de duração inferior à anual</i>	106
7.9	<i>Estudo do hidrograma</i>	107
7.9.1	<i>Componentes do hidrograma</i>	107
7.9.2	<i>Separação das componentes do hidrograma</i>	108
7.9.3	<i>Forma do hidrograma</i>	109
7.9.4	<i>Factores que afectam a forma do hidrograma</i>	111
8	<i>BALANÇO HIDROLÓGICO</i>	114
8.5	<i>Definição</i>	114

8.6	Modelo sequencial de balanço de Thornthwaite	115
8.6.1	Introdução.....	115
8.6.2	Metodologia do balanço.....	115
9	ESTUDO DAS CHEIAS.....	118
9.1	Considerações gerais	118
9.2	Factores que influenciam as cheias	118
9.3	Pré-determinação das pontas de cheia	119
9.3.1	Generalidades.....	119
9.3.1	Fórmulas empíricas.....	119
9.3.2	Métodos estatísticos.....	130
9.4	Determinação de hidrogramas de cheia	131
9.4.1	Hidrograma de Giandotti.....	131
9.4.2	Hidrograma unitário.....	131
9.4.3	Hidrogramas unitários sintéticos.....	136
9.5	Cheia máxima provável	139
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	141
	ANEXO 1.....	142
	ESTATÍSTICA E PROBABILIDADE APLICADA À HIDROLOGIA.....	142

1 O CICLO HIDROLÓGICO

1.2 Considerações gerais

O ciclo hidrológico é o conceito fundamental da Hidrologia. Pode ser definido como a parte do sistema climático relativa às propriedades hídricas dos diversos componentes: atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera, quando relacionados pelos processos de evaporação, condensação, precipitação, advecção e escoamento (Figura 1.1).

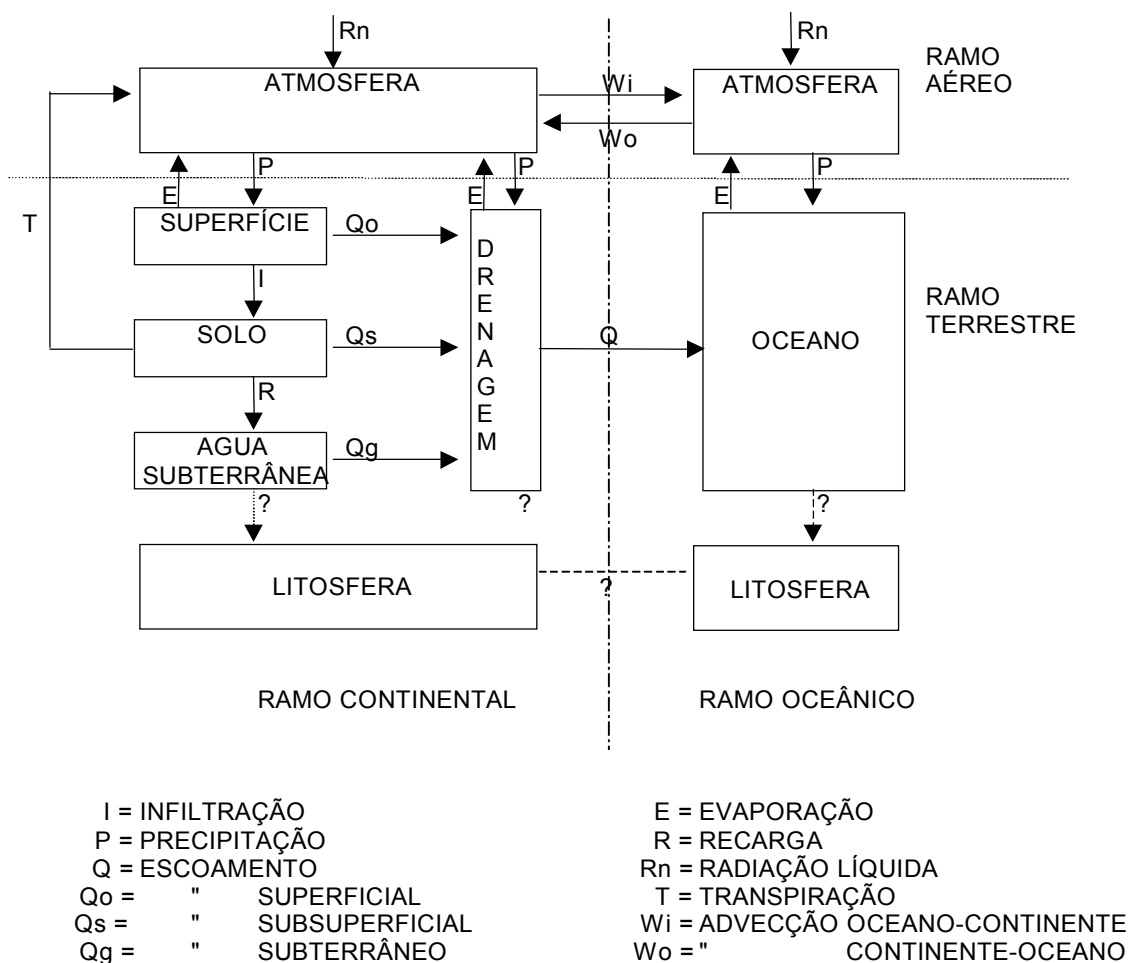


Fig. 1.1 - Representação esquemática dos subsistemas do ciclo hidrológico (CEDEX, 1992)

O termo "ciclo" encerra os conceitos de repetitividade e conectividade dos processos envolvidos e o termo "hidrológico" delimita o campo de intervenção ao estudo da água nas mais diversas formas (sólida, líquida ou gasosa), propriedades (físicas, químicas e por vezes biológicas) e situações de ocorrência (água superficial e água subterrânea).

O ciclo hidrológico é originado e mantido pela radiação solar e modulado pela energia potencial gravítica. O processo segundo o qual a evapotranspiração é seguida pela condensação,

precipitação e escoamento, assegura o abastecimento contínuo de água, que assim constitui um **recurso renovável**.

Os fenômenos naturais que constituem o ciclo hidrológico são:

- Transferência de água, no estado vapor, da superfície do Globo para a atmosfera, por evapotranspiração;
- Transporte de água (líquida, sólida e gasosa) em resultado das circulações locais e/ou gerais da atmosfera;
- Condensação parcial do vapor de água da atmosfera em pequenas partículas líquidas e sólidas, formando as nuvens e nevoeiros;
- Transferência de água (líquida, sólida e gasosa) da atmosfera para o Globo por precipitação e deposição de hidrometeoros;
- Escoamento e retenção na superfície ou infiltração no subsolo da água e consequente formação de cursos de água e lagos, ou lençóis freáticos.

1.2 Equação clássica da hidrologia

Em termos analíticos é possível exprimir o ciclo hidrológico através de uma equação geral de balanço de tal modo que o balanço hidrológico total, para uma dada região se pode traduzir por:

$$P + N + D = \Delta S_o + \Delta S_s + \Delta S_g + r_o + r_s + E \quad (1.1)$$

onde P representa a quantidade de água recebida no Globo por precipitação (chuva e neve), N , traduz a intercepção do nevoeiro e D , a deposição de outros hidrometeoros (orvalho, geada), ΔS_o , ΔS_s e ΔS_g , incluem as variações das quantidades de água correspondentes ao armazenamento superficial, do solo e dos aquíferos, r_o e r_s representam as quantidades de água escoada à superfície e no subsolo e, E , quantifica a água devolvida à atmosfera por evaporação e transpiração.

As componentes r_o e r_s podem ser agrupadas num único termo, R , quando considerados em relação à secção final dos cursos de água. Em tal situação, R representa o escoamento gerado na área a montante de secção considerada e aglutina as componentes superficial e subterrânea.

À escala global os termos N , D , e ΔS_s não têm qualquer significado e não são, por isso, considerados aquando do balanço hidrológico. Nestas condições a equação 1.1 vem bastante simplificada:

$$P = R + E + \Delta S \quad (1.2)$$

em que ΔS agrupa as variações de armazenamento superficial e subterrâneo. Para um período de tempo suficientemente longo (um ou mais anos hidrológicos), as variações de armazenamento podem

desprezar-se em comparação com os restantes termos da equação 1.2, donde:

$$P = R + E \quad (1.3)$$

1.3 Distribuição da água na Terra

O volume médio de água na **atmosfera** é estimado em cerca de 12 500 km³ (0.001 % dos recursos mundiais em água) e, na sua maioria, encontra-se no estado vapor. A condensação deste vapor de água e sua distribuição uniforme à superfície do globo ao nível dos oceanos, representaria uma altura de água precipitada da ordem dos 26 mm (26 l/m²).

A distribuição da água na atmosfera não é homogénea obedecendo a um duplo gradiente já que decresce com a latitude (cerca de 2.6% no Equador, 0.9% a 50° de latitude e só 0.2% no pólos) e com a altitude (70% até aos primeiros 3.5 km, 90% nos primeiros 5 km).

Imediatamente por baixo da atmosfera surge a **hidrosfera**. Esta compreende os mares e oceanos, lagos, zonas húmidas e pantanosas e os cursos de água. A distribuição da água por cada um dos constituintes da hidrosfera é apresentado no Quadro 1.1.

Quadro 1.1 - Água na hidrosfera (UNESCO, 1980)

Hidrosfera	Volume		Altura equivalente (m)
	(km3)	(%)	
Mares e Oceanos	1 338 000 000	99.99	2441.61
Lagos	176 400	0.01	0.32
Pantanos	11 470	-	0.02
Rios	2 120	-	0.0039
Total	1 338 189 990		2441.95

A cifra correspondente aos mares e oceanos, quando comparada com o total dos recursos em água do Globo, representa 96.5%.

A água planetária no estado sólido é individualizada da hidrosfera tomando a designação de **criosfera**. Geralmente é feita a distinção entre a água correspondente aos glaciares e aquela existente em gelos subterrâneos de congelação perpétua. O Quadro 1.2 ilustra a repartição da água da criosfera. Salienta-se ainda, que do montante relativo aos glaciares, 90 % corresponde aos glaciares da Antárctida.

Quadro 1.2 - Água na criosfera (UNESCO, 1980)

Criosfera	Volume		Altura equivalente (m)
	(km3)	(%)	
Glaciares	24 064 100	98.77	4.39
Outras zonas	300 000	1.23	0.55
Total	24 364 100		4.94

A água contida no solo e na rochas faz parte da **litosfera**. Sob o ponto de vista estritamente hidrológico, interessa considerar os primeiros 2.000 metros da crosta terrestre aos quais corresponde um volume de água estimado em 23.400.000 km³ (174 metros de altura equivalente). Metade deste valor corresponde a água doce situada a profundidades inferiores ao 600 metros.

Mais importante em termos hidrológicos é a água do solo já que impõe fortes condicionalismos aos balanços de humidade e calor entre o solo e as suas condições fronteira (ar e aquíferos). Em concreto a humidade do solo exerce marcada influência na taxa de evaporação, no valor do albedo da superfície e na condutividade térmica do solo. O valor da água do solo á escala planetária está estimado em 16.500 km³ (20 mm de altura equivalente).

Por último, pese embora o seu valor ser insignificante quando comparado á escala global, á que considerar a "água biológica", isto é, a água constituinte dos organismos vivos e que constitui a **biosfera**. O seu montante é estimado em cerca de 1.120 km³ (2 mm de altura equivalente).

1.4 Processos e factores do ciclo hidrológico

Os processos mais directamente relacionados com o ciclo hidrológico podem ser objecto de agrupamento em dois grandes grupos: fundamentalmente termodinâmicos, quando relacionados com a evapotranspiração, a condensação, e a advecção, e processos predominantemente hidrodinâmicos, quando relacionados com a precipitação e com a escurrência.

1.4.1 Processos termodinâmicos

Evapotranspiração

O termo evapotranspiração aglutina o conceito de evaporação, compreendendo as trocas de fase líquido-vapor, e o conceito de transpiração como resultado da actividade biológica das plantas e animais. A estimativa do volume de água envolvido, por ano, neste processo tendo em conta a distribuição relativa entre os oceanos e continentes, encontra-se expressa no Quadro 1.3.

Quadro 1.3 - Água evaporada anualmente (UNESCO, 1980)

	Volume		Altura equivalente (m)
	(km ³)	(%)	
Oceanos	505 000	87.52	1.398
Continentes	72 000	12.48	0.483
Total	577 000		1.131

Da análise do Quadro 1.3 ressalta a importância dos oceanos como fonte de vapor de água, proporcionando cerca de 87% do total de água evaporada por ano. Este valor é tanto mais significativo se

tivermos em atenção que a superfície ocupada pelos oceanos, não ultrapassa 71% do total da superfície do da Terra.

Condensação

A condensação é o processo oposto á evaporação e consiste na passagem ao estado líquido do vapor de água com a consequente libertação de calor em resultado da mudança de estado. A ocorrência de condensação é uma condição necessária, mas não suficiente, para que ocorra precipitação.

1.4.2 Processos hidrodinâmicos

Precipitação

Entende-se por precipitação, o processo pelo qual a água, sob a forma líquida ou sólida, atinge a superfície do Globo. Em termos globais o seu valor iguala o da evaporação, embora o Quadro 1.4 permita ressaltar diferenças claras na sua distribuição. De facto, a quantidade de a água precipitada nos oceanos é inferior em 47.000 km³ à correspondente evaporação.

Quadro 1.4 - Valores da precipitação anual (UNESCO, 1980)

	Volume		Altura equivalente (m)
	(km3)	(%)	
Oceanos	458 000	79.38	1.268
Continentes	119 000	20.62	0.799
Total	577000		1.131

A comparação entre os valores da precipitação anual média global (1131 mm) e os volumes de água na atmosfera precipitáveis em cada instante (cerca de 25 mm), permite introduzir o conceito de **período de renovação médio** (PRM) da água atmosférica o qual, corresponde ao tempo, em dias, necessário para a substituição integral da água na atmosfera, ou seja:

$$PRM \text{ da água atmosférica} = 365 \times 25 / 1131 = 8.1 \text{ dias}$$

O valor do PRM pode variar desde os 10 000 anos, no caso da água constituinte dos gelos eternos subterrâneos, até poucas horas no caso da água biológica.

Advecção

A advecção é o processo que condiciona o movimento horizontal das massas de ar. A advecção é responsável pela transferência do excesso da água evaporada sobre a precipitada dos oceanos para os continentes. O seu montante anual anda pelos 47.000 km³.

Escorrência

A água em excesso, nos continentes, em resultado da precipitação e que não é aí utilizada para evaporação ou transpiração, é devolvida aos oceanos por escorrência superficial, subsuperficial e subterrânea.

1.5 Intervenção humana no ciclo hidrológico

É um facto que a água é um recurso renovável por virtude do ciclo hidrológico. Mas trata-se também de um recurso limitado a necessitar de uma criteriosa gestão. Uma vez que em termos globais o volume de água disponível para participar no ciclo hidrológico não varia (excluindo, por ser insignificante, a obtenção de água doce por dessalinização da água dos mares), a intervenção do homem no ciclo hidrológico é tanto mais significativa quanto mais eficiente for a sua acção no sentido de diminuir o tempo necessário à realização de cada ciclo e evitar perdas desnecessárias aumentando, assim, a eficiência do seu uso.

O controle do ciclo hidrológico pelo homem compreende necessariamente o encarar dos seguintes aspectos: minimizar a evaporação a partir dos continentes; acelerar a evaporação a partir dos oceanos; evitar que haja água a participar no ciclo sem ter produzido o máximo rendimento.

Se bem que no que concerne aos dois primeiros aspectos, a margem de intervenção humana seja muito limitada, a capacidade para tirar partido da passagem da água pelos continentes em proveito próprio, merece mais algumas considerações. De facto, e embora a descarga de água para os oceanos encerre em si uma enorme perda de água utilizável, este processo é sem dúvida aquele em cujo o homem mais tem intervindo através da criação de lagos artificiais.

Os grandes aproveitamentos hidráulicos tiram partido do ciclo hidrológico na medida em que, controlando o escoamento, possibilitam o uso da água para diversos fins: produção de energia, abastecimento de populações e indústrias, rega, controlo de cheias, actividades lúdicas, etc. O reverso desta prática, reside no conseqüente aumento da evaporação em resultado do aumento das superfícies livres evaporantes. Um caso pragmático foi o que aconteceu com a construção da barragem de Assuão, no rio Nilo que possibilitou a redução drástica do caudal afluente ao Mediterrâneo mas, cuja albufeira passou a induzir perdas por evaporação enormes (da ordem dos $24 \times 10^9 \text{ m}^3$ por ano ou seja cerca de 1/4 do caudal médio em regime natural).

O controle do ramo aéreo do ciclo hidrológico tem sido tentado através da indução artificial da precipitação. Este processo consiste na injeção nas nuvens de substâncias (neve carbónica, iodeto de prata etc.) que actuam como núcleos de condensação capturando as moléculas de água, quando a atmosfera está saturada, possibilitando a formação de gotículas cada vez maiores, até darem origem a precipitação. No entanto, até agora

este processo tem dado poucos frutos e portanto pouco tem alterado a velocidade do ciclo hidrológico.

1.6 A água no ordenamento do território

A intervenção do elemento água no ordenamento do território processa-se a três níveis: como **recurso**, como **meio receptor** e como constituinte fundamental do **ecossistema**.

1.6.1 Recurso

A inventariação das disponibilidades hídricas é condição basilar para um apropriado ordenamento do território no sentido do desenvolvimento sustentável. Para além da quantificação dos recursos disponível é fundamental a sua classificação qualitativa em função do uso a que se destina e o conhecimento preciso da sua localização e distribuição espacial. Na caracterização do recurso água é factor essencial a consideração do seu regime de ocorrência e a taxa de renovação quer em termos anuais como em termos interanuais.

1.6.2 Meio receptor

As alterações qualitativas das massas de água resultam da adição de elementos estranhos e da contaminação por bactérias e vírus. Estas alterações provocam impactes ambientais significativos e condicionam a sua utilização.

Por força da sua capacidade de autodepuração, os meios hídricos funcionam como um receptor privilegiado para os desperdícios resultantes da industrialização mais ou menos acentuada das sociedades actuais. Os oceanos acabam, em última instância, por funcionarem como mega estações de tratamento de águas residuais (ETAR) mas, para as quais não é possível retirar tratar periodicamente as lamas. Os elementos nocivos acumulados nos sedimentos (fenóis, metais, detergentes, etc.) acabem por contaminar toda a cadeia alimentar.

A capacidade de depuração dos meios hídricos depende fortemente da sua condição de recurso superficial ou subterrâneo já que apresentam períodos de renovação média muito diferentes. Um acidente de poluição num rio tem um carácter de severidade agudo, se excluirmos os efeitos perversos da poluição dos sedimentos, o qual se traduz por uma recuperação relativamente rápida em resultado da lavagem para os oceanos. Em contrapartida a poluição de um aquífero assume um cariz mais gravoso por ser muito difícil a sua recuperação em resultado da sua reduzida mobilidade traduzida por períodos de renovação média muito elevados (dezenas a centenas de anos).

1.6.3 Ecossistema

A importância da água como suporte dos ecossistemas é por demais conhecida. Qualquer uso que dela se faça deve pressupor a não

adulteração das suas características físicas, químicas e ecológicas por forma a preservar o biota aquático.

No meio aquático, as bactérias convertem a matéria orgânica em inorgânica cuja forma é utilizada pelas algas para o seu desenvolvimento. Estas por sua vez alimentam o zooplâncton, constituinte principal da dieta dos peixes., os quais, por sua vez, constituem uma importante fonte de proteína para o homem.

2 A BACIA HIDROGRÁFICA

2.1 Generalidades

Por *bacia hidrográfica* de um curso de água entende-se a área de captação natural da água precipitada, cujo escoamento converge para uma secção única de saída - **secção de referência**.

A precipitação que cai sobre as vertentes tende a infiltrar-se totalmente no solo até á sua saturação superficial. A taxa de infiltração decresce e, se a precipitação não cessar, começa a ser cada vez maior o escoamento superficial em direcção á rede hidrográfica. Esta, por sua vez, encarregar-se-á de transportar a água até á secção de saída. Na secção de referência o hidrograma resultante incorpora, para além do escoamento superficial, também a contribuição subterrânea, em regra desfasada no tempo relativamente á ocorrência da precipitação. Na Figura 2.1 apresenta-se, a titulo de exemplo, a *bacia hidrográfica do rio Mondego* com realce para a sua rede hidrográfica.



Fig. 2.1 - Bacia do rio Mondego

2.2 Delimitação da bacia hidrográfica

Em terrenos impermeáveis ou impermeabilizados pela acção do homem, os limites das bacias hidrográficas coincidem com as linhas de cumeada (ou de festo, ou de separação de águas). Em solos permeáveis, a existências de escoamentos subterrâneos torna a delimitação das bacias menos linear. Nas situações em que se verifique a existência no subsolo de formações cársicas ou de origem vulcânica, a linha de contorno topograficamente definida - linha de separação de águas superficial - pode diferir consideravelmente da linha de separação de águas subterrânea (Figura 2.2.).

Em bacias de reduzida dimensão, o acréscimo para escoamento das bacias adjacentes em resultado da não coincidência entre as linhas de separação de águas superficial e subterrânea, pode ser

percentualmente significativo. Nas grandes bacias, a importância dos acréscimos ou decréscimos de escoamento resultantes desta forma é geralmente pequena.

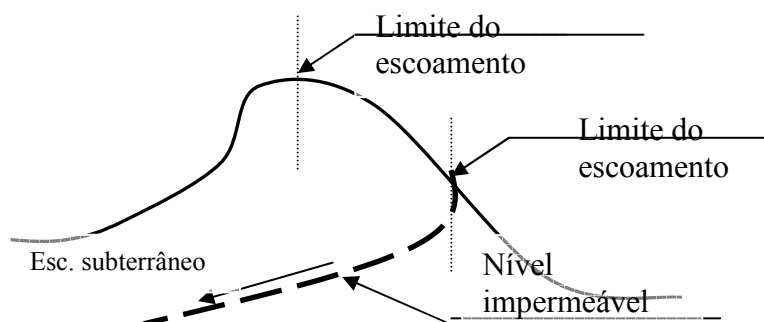


Fig. 2.2 - Limites dos escoamentos superficial e subterrâneo

Em termos práticos, por uma questão de facilidade, a delimitação das bacias hidrográficas faz-se com recurso apenas á topografia dos terrenos. Nesse processo há que respeitar um conjunto de regras, a saber:

- a) Escolher uma escala adequada - como ordem de grandeza, pode admitir-se que para uma bacia com 1000 km² de área, a escala 1:25 000 será adequada, para bacias menores, a escala 1:10 000 e maiores, a escala 1:50 000.
- b) A linha de contorno (ou divisória) deve cortar perpendicularmente as curvas de nível.
- c) Na passagem de uma curva de nível para outra, se a altitude aumenta, então a linha de contorno corta a curva de nível pela sua parte convexa, se a altitude diminui, as curvas de nível são cortadas pela sua parte côncava.
- d) A linha divisória não pode cruzar os cursos de água, salvo no local da secção de referência da bacia.

2.3 Características fisiográficas da bacia

Consideram-se características fisiográficas de uma bacia hidrográfica aqueles elementos que podem ser retirados a partir de cartas, fotografias aéreas ou imagens de satélite. Hidrologicamente interessa caracterizar a bacia em termos geométricos, relativamente ao sistema de drenagem e do relevo, e no que concerne a outros aspectos igualmente condicionantes do comportamento hidrológico da bacia como, por exemplo, a sua constituição geológica, o tipo de solos presentes e cobertura vegetal predominante. A caracterização assim efectuada permite encontrar afinidades entre as diferentes bacias hidrográficas e conseqüentemente regionalizar alguns dados e parâmetros hidrológicos.

2.3.1 Características geométricas

A principal característica geométrica a considerar é a **área de drenagem**, A . Esta deve resultar da projecção horizontal da bacia uma vez definidos os respectivos contornos. A área é normalmente expressa em km^2 ou hectares.

A caracterização da **forma** das bacias hidrográficas prende-se com a sua maior ou menor propensão a concentrar o escoamento superficial em resposta à ocorrência de precipitações intensas. Numa bacia arredondada a ocorrência de eventos de cheias é mais acentuada já que a forma favorece a maior concentração do escoamento, em contraponto ao que se passa se a bacia for alongada. No sentido de quantificar a forma das bacias, pode recorrer-se a alguns índices quantitativos:

- a) **índice de compacidade (ou índice de Gravelius)**, K_c - relação entre o perímetro da bacia, P , e o perímetro de uma bacia com igual área, A , mas, com forma circular. A área e o perímetro da bacia circular serão respectivamente, $A = \pi r^2$ e $P = 2\pi r$, logo:

$$K_c = 0.282 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{com } P \text{ (km); } A \text{ (km}^2\text{)} \quad (2.1)$$

Este coeficiente é adimensional não dependendo o seu valor do tamanho da bacia. No mínimo é igual á unidade o que corresponderia estarmos em presença de uma bacia circular. Por isso, e em igualdade dos restantes factores, a tendência para grandes cheias é mais marcada em bacias com K_c próximos da unidade. Valores de K_c iguais ou inferiores a 1.13 traduzem, geralmente, bacias arredondadas.

- b) **factor de forma**, K_f - traduz a relação entre a largura média, l , e o comprimento da bacia, L . A largura média da bacia é definida pela razão entre o comprimento da bacia e a sua área, A . Assim, K_f será:

$$K_f = \frac{l}{L} = \frac{A}{L^2} \quad (2.2)$$

Uma bacia com um factor de forma baixo encontra-se menos sujeita á ocorrência de cheias, que outra do mesmo tamanho, mas com um factor de forma maior, já que na bacia alongada a probabilidade de ocorrência de chuvas intensas cobrindo a totalidade da bacia é pequena. Por outro lado, em tal bacia, a contribuição de cada uma dos afluentes chega ao curso de água principal e conseqüentemente á secção de referência, em tempos desencontrados atenuando, assim, os picos de escoamento. No limite K_f será igual a um, correspondendo a uma bacia quadrada.

2.3.2 Características do sistema de drenagem

2.3.2.1 Constância do escoamento

Os cursos de água podem ser classificados em três grandes categorias, tendo em conta o seu regime de escoamento: **efémeros, intermitentes e perenes**.

Um curso de água diz-se efémero quando transporta apenas escoamento superficial, em resposta a um evento de precipitação. Os períodos de escoamento são curtos e ocorrem durante ou imediatamente após a ocorrência da chuvada. Não há qualquer contribuição subterrânea para o escoamento porque as subidas do nível freático nunca atingem o leito (Figura 2.3a).

Intermitentes é a classificação que recebem aqueles cursos de água que geralmente escoam durante a estação húmida, mas acabam por secar no período estival. Durante o período das chuvas o nível freático sobe acima do nível inferior do leito escoando, por isso, água de origem subterrânea e superficial. Durante a época seca, o nível freático desce para além do nível do leito, o escoamento acaba por cessar, ocorrendo apenas em resultado de chuvadas pontuais (Figura 2.3b).

Os cursos de água perenes escoam água durante todo o ano. Nas nossas condições, onde praticamente não chove durante a estação seca, o escoamento é mantido graças às reservas subterrâneas, que vão alimentando continuamente o curso de águas, mesmo durante as secas mais severas (Figura 2.3c).

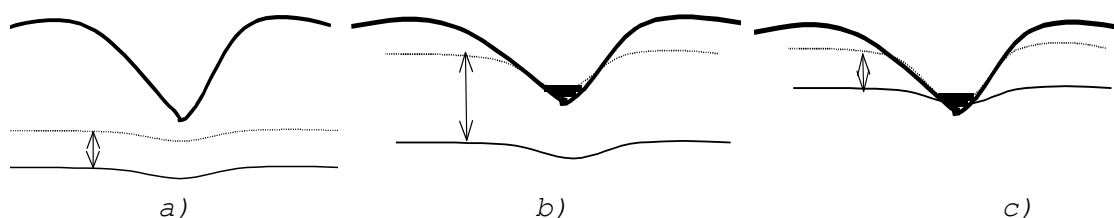


Fig. 2.3 - Regime de escoamento dos cursos de água

2.3.2.2 Classificação dos cursos de água

A necessidade de rápida localização e identificação dos cursos de água constituintes da rede hidrográfica de uma região ou País, tem levado ao estabelecimento de classificações que traduzam o seu grau de ramificação ou bifurcação.

Existem muitas e variadas maneiras de classificar as linhas de água. Em Portugal é utilizada uma classificação decimal proposta pela extinta Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos que agrupa o País em sete regiões hidrográficas classificadas com único número de um dígito - 1 a 7. Os rios principais dentro da região são classificados com dois números,

o primeiro relativo á região e o segundo, com dois dígitos, atribuído a cada rio principal dentro de região (rios principais de uma região desaguam no mar). Aos afluentes de primeira ordem de cada rio principal, é acrescentado um terceiro número par, se corresponderem a afluentes da margem direita ou ímpar, para os afluentes da margem esquerda e assim sucessivamente de jusante para montante (DGRAH, 1980).

Ex.: A classificação decimal do rio Corvo é 7.01.11.01 e corresponde a localiza-lo na região hidrográfica 7 (Mondego e Vouga), na bacia hidrográfica do rio principal 01 (rio Mondego), na décima primeira sub-bacia da margem esquerda do rio Mondego 11 (rio Ceira), como o primeiro afluente esquerdo do rio Ceira 01. Esta classificação foi estabelecida para a escala 1:250 000 no pressuposto de classificar apenas as bacias com áreas superiores a 5 km², já que as de menor área, salvo algumas exceções pontuais, têm reduzido interesse hidrológico.

2.3.2.3 Densidade de drenagem

Caracterizar a rede de drenagem de uma bacia hidrográfica passa também por quantifica-la na sua extensão. Esta quantificação faz-se com recurso a um índice que relaciona o comprimento total, L_t , dos cursos de água, (sejam eles perenes, intermitentes ou efémeros) com a respectiva área de drenagem, A . A este índice dá-se o nome de densidade de drenagem D_r :

$$D_r = \frac{L_t}{A} \quad (2.3)$$

A densidade de drenagem fornece uma boa indicação da eficiência da drenagem natural da bacia. Em termos genéricos, os valores da densidade de drenagem variam entre 0.5 km/km², para bacias mal drenadas, e 3.5 km/km² ou mais, para bacias excepcionalmente drenadas. Estas últimas, e em igualdade dos restantes factores, acabam por corresponder a bacias com maior tendência para a ocorrência de cheias, ao favorecerem o transporte da água em detrimento da infiltração.

2.3.2.4 Extensão média do escoamento superficial

O percurso médio do escoamento superficial, \bar{P}_s , numa bacia, traduz a distância média, em km, que a água da chuva tem que percorrer até atingir o curso de água mais próximo. O seu valor é aproximadamente um quarto do inverso da densidade de drenagem:

$$\bar{P}_s = \frac{A}{4L_t} \approx \frac{1}{4D_r} \quad (2.4)$$

2.3.3 Características do relevo

2.3.3.1 Hipsometria

A caracterização hipsométrica uma bacia hidrográfica passa pela quantificação das áreas por classes de altitudes, estabelecendo, assim, a distribuição das respectivas frequências altimétricas. O modo mais usual de fazer esta caracterização consiste em graficamente, representar a função $A = f(Z)$ a qual traduz a área da bacia acima da altitude Z , expressa em unidades de área ou em percentagem da área total - **curva hipsométrica da bacia** (Figura 2.4).

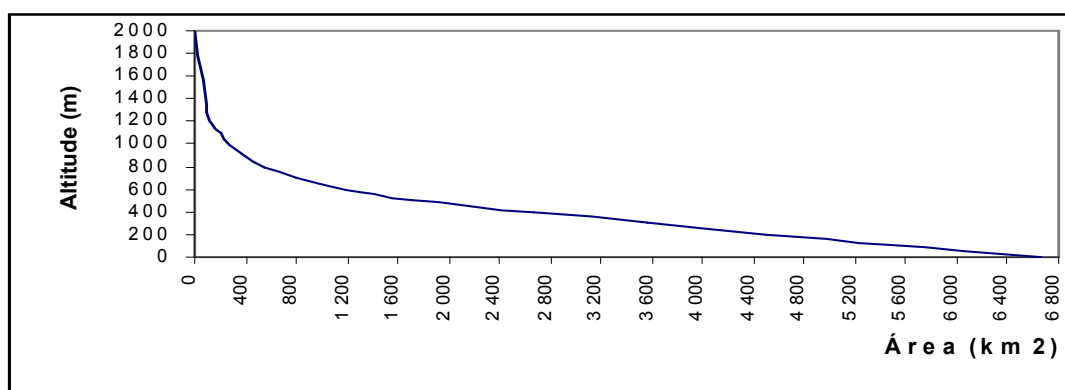


Fig. 2.4 Curva hipsométrica da bacia do Mondego

Actualmente, com recurso á cartografia digital e ás ferramentas associadas aos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), o estudo da hipsometria dos terrenos passou a ser facilitado devido á existência de cartografia hipsométrica. A título de exemplo veja-se a Fig. 2.5 obtida a partir da carta topográfica da bacia hidrográfica do rio Mondego.

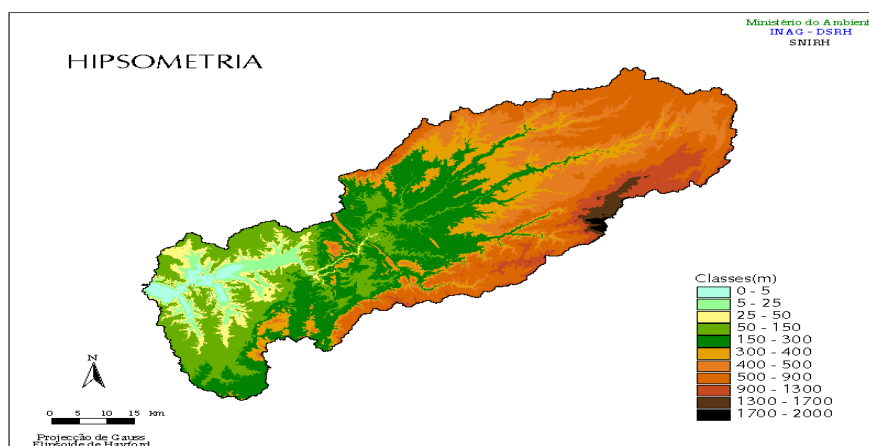


Fig. 2.5 Carta hipsométrica da bacia do Mondego

2.3.3.2 Altitude e altura média

A altitude média, \bar{Z} (m), resulta do somatório dos produtos da altitude média entre duas curvas de nível consecutivas, \bar{Z}_i , e do valor da respectiva área, A_i , pelo valor da área total da bacia, A :

$$\bar{Z} = \frac{\sum \bar{Z}_i A_i}{A} \quad (2.5)$$

Da mesma forma se define a altura média, \bar{H} , considerando nesse caso a referência de origem das alturas, a cota da secção de referência da bacia, Z_{min} . Assim temos:

$$\bar{H} = \frac{\sum \bar{H}_i A_i}{A} = \bar{Z} - Z_{min} \quad (2.6)$$

2.3.3.3 Perfil longitudinal

O perfil longitudinal do curso de água relaciona, em cada ponto, as cotas do seu leito com a distância do ponto á foz. No traçado gráfico do perfil longitudinal é usual assinalar os "acidentes" mais relevantes (barragens, e açudes, confluências, etc.). Na Figura 2.6 é apresentado o perfil longitudinal do rio Mondego.

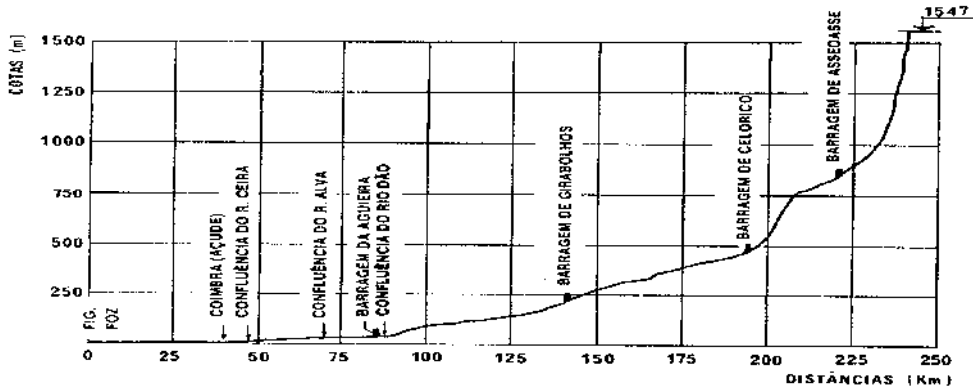


Fig. 2.6 Perfil longitudinal do rio Mondego (Lencastre, 1984)

2.3.3.4 Declive médio do rio

Este valor é obtido tendo em conta a diferença de altitudes (ou alturas), ΔZ entre o ponto mais elevado e o ponto mais baixo do curso de água principal e o seu comprimento total, L :

$$D_m = \frac{\Delta Z}{1000L} \quad (2.7)$$

com ΔZ em metros e L em km.

2.3.3.5 Índice de declive da bacia

A determinação da declividade média da bacia encontra-se hoje facilitada com recurso aos SIG e à cartografia digital. As ferramentas SIG, possibilitam a obtenção do Modelo Digital do Terreno (MDT), a partir dos elementos topográficos e da rede hidrográfica, e 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 de meios para realização do procedimento supra referido existem, definidos na bibliografia, alguns índices de declive para a bacia desde que, previamente, se determine o correspondente **rectângulo equivalente**.

O rectângulo equivalente de uma bacia hidrográfica é definido como o rectângulo cuja área e perímetro coincidem com a área e perímetro da bacia. O comprimento, L_e , e a largura, l_e , do rectângulo equivalente de uma bacia de área A e perímetro P , obtêm-se a partir do seguinte sistema de equações:

$$L_e l_e = A$$

$$2 (L_e + l_e) = P$$

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

$$L_e = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad (2.8)$$

$$l_e = \frac{P - \sqrt{P^2 - 16A}}{4} \quad (2.9)$$

Na Figura 2.7 apresenta-se o rectângulo equivalente do bacia do Mondego.

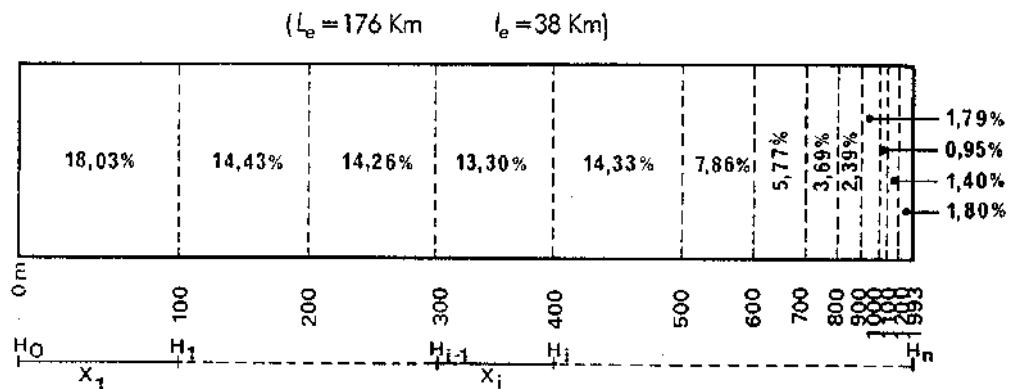


Fig. 2.7 Rectângulo equivalente da bacia do Mondego (Lencastre, 1984)

Paralelamente ao lado menor do rectângulo encontram-se traçadas as curvas de nível. A distância, X_i , que separa duas curvas de nível consecutivas, é directamente proporcional á área, a_i , entre elas, tal que:

$$x_i = \frac{a_i}{l_e} \quad (2.10)$$

Conhecido o rectângulo equivalente da bacia, o índice de declive, I_d , pode ser obtido por:

$$I_d = \sqrt{\frac{\sum \Delta Z_i \times \frac{A_i}{A}}{1000 \times L_e}} \quad (2.11)$$

onde ΔZ_i e A_i representam, respectivamente, a diferença de altitude e a área entre duas curvas de nível consecutivas. O valor de ΔZ_i é constante e igual à equidistância, á excepção do primeiro valor, que corresponderá á diferença entre o ponto de cota mais baixa e a primeira curva de nível, e do último valor, relativo á diferença entre o ponto de maior cota e a última curva de nível da bacia.

2.3.4 Geologia, solos e coberto vegetal

As características geológicas da bacia condicionam fortemente a geração da rede de drenagem, 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 factores, 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, com hidrogramas caracterizados por picos acentuados em resposta ás chuvadas, quando a permeabilidade é baixa.

As características dos solos que mais condicionam o movimento da água na bacia são as suas capacidade de infiltração (geralmente crescente com a granulometria) e a capacidade de retenção (geralmente crescente com a diminuição da granulometria).

A consideração do coberto vegetal da bacia e do uso do solo, factores que condicionam fortemente o escoamento e a infiltração, tem também grande importância na análise do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas.

Nas Figuras 2.8, a 2.10 representam-se, para a bacia do Mondego, as cartas de solos, do coberto vegetal e das principais unidade hidrogeológicas.

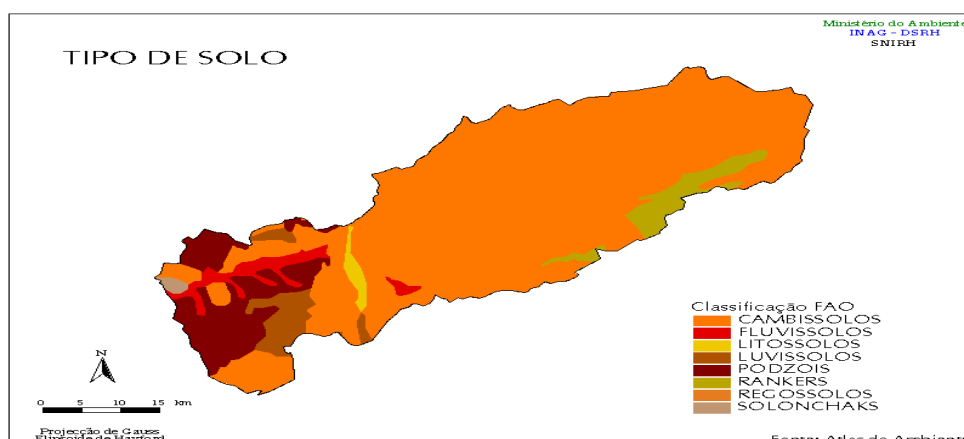


Fig. 2.8 Solos da bacia do Mondego

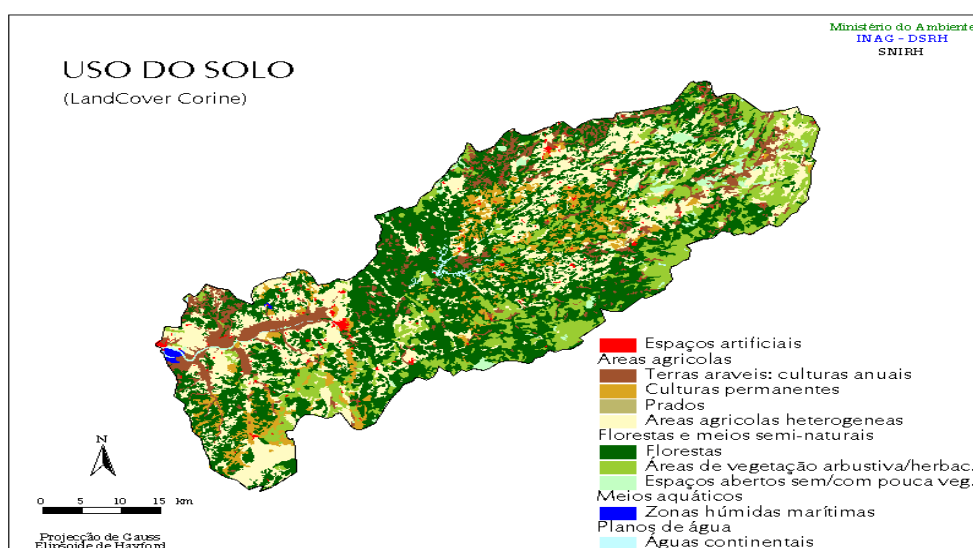


Fig. 2.9 Coberto vegetal da bacia do Mondego

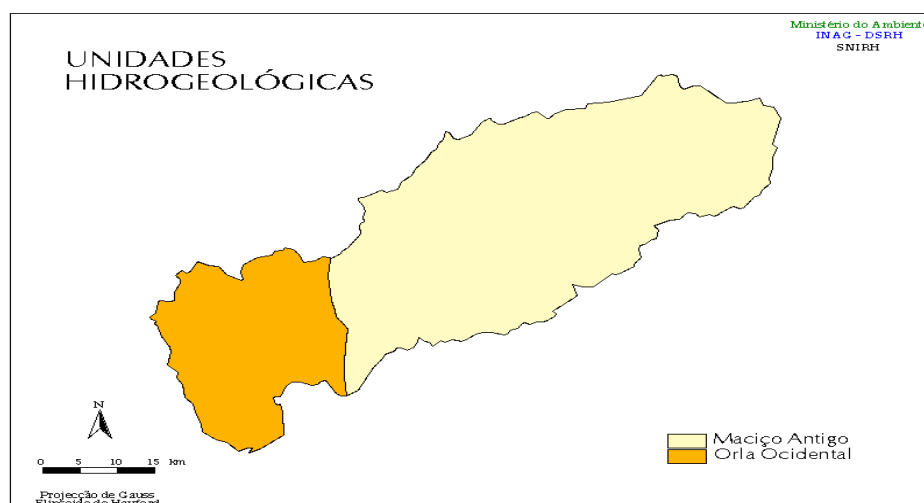


Fig. 2.10 Principais unidades hidrogeológicas da bacia do Mondego

3 PRECIPITAÇÃO

3.1 Generalidades

Por precipitação entende-se toda a água meteórica que, provindo do vapor de água da atmosfera, atinge a superfície do Globo. Por água meteórica, deve entender-se aquela constituinte da chuva, chuvisco, aguaceiro, neve, granizo, orvalho e geada. Pela sua importância no gerar do escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante em hidrologia.

A quantidade de precipitação numa região é fundamental para a determinação, entre outros, das necessidades de rega de culturas ou do abastecimento doméstico e industrial. A intensidade de precipitação é importante para a determinação das pontas de cheia e determinante nos estudos de erosão.

As características principais da precipitação são o seu total, a duração e o modo como se distribui no espaço e no tempo. A quantidade de precipitação só tem significado quando associados a uma duração. Por exemplo valores de 100 mm podem representar pouco para num mês da estação húmida, mas já é bastante se ocorrer num dia e uma excepcionalidade se verificado numa hora.

A ocorrência de precipitação é um fenómeno puramente aleatório que não possibilita previsões com grande antecedência. Por isso, o tratamento dos dados de precipitação passa, na maioria dos casos, por aplicação de técnicas de inferência estatística no sentido de estimar a magnitude dos eventos pluviosos em função de uma dada probabilidade de ocorrência.

Para que haja precipitação, é necessário que ocorra um desequilíbrio térmico ao nível das nuvens provocado pela condensação do vapor de água, sempre que a temperatura desça a baixo do ponto de saturação da massa de ar. Todavia, a condensação, só por si, não conduz a um aumento das gotas de água ao ponto de se verificar o seu desprendimento e queda, pela acção da gravidade. É necessário que ocorra em simultâneo a fusão sucessiva das micro gotas, que vão assim aumentando de tamanho - **processo de coalescência directa**.

Para que a chuvada se efective com uma duração determinada, é fundamental a convergência horizontal do vapor de água no sentido das camadas atmosféricas sob as nuvens. Deste modo, a água líquida é acumulada junto á nuvem para posterior reposição das perdas, á medida que esta vai precipitando. Se o mecanismo de convergência horizontal diminui ou eventualmente troca de sentido (divergência), a precipitação reduz-se ou cessa, podendo no caso de haver divergência, verificar-se um fenómeno de dissipação da nuvem.

A Figura 3.1 procura esquematizar o mecanismo de precipitação acima descrito.

MECANISMO DA PRECIPITAÇÃO

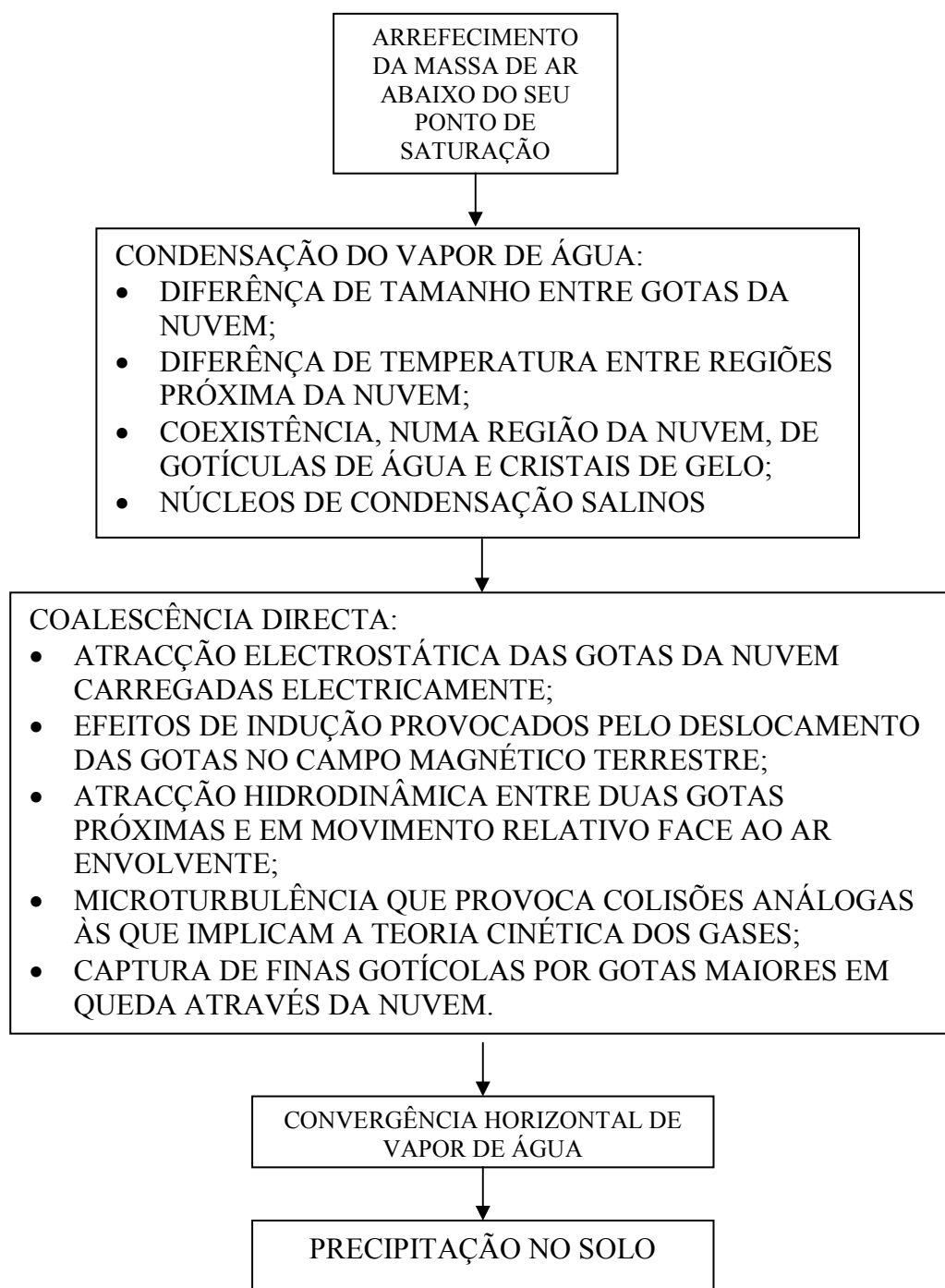


Fig. 3.1 - Sequência dos processos envolvidos no mecanismo da precipitação (Rodrigues, 1986)

3.2 Classificação das precipitações

Dependendo do mecanismo que condiciona a elevação do ar húmido até camadas mais frias da atmosfera, assim as precipitações são classificadas em **convectivas**, **orográficas** e **frontais** ou **ciclónicas**.

3.2.1 Convectivas

As precipitações convectivas são aquelas que têm origem fruto do aquecimento directo de uma massa de ar sobre a superfície terrestre (Figura 3.2). Regista-se então, uma brusca ascensão de ar menos denso que atingirá a sua temperatura de condensação com a conseqüente formação das nuvens e, muitas vezes, originando precipitação.

As chuvadas convectivas são características das regiões tropicais ocorrendo também nas nossas condições durante o Verão. São geralmente chuvas de grande intensidade e reduzida duração, muito localizadas e normalmente acompanhadas de trovoadas. A sua ocorrência conduz a inundações nas bacias hidrográficas de reduzida dimensão.

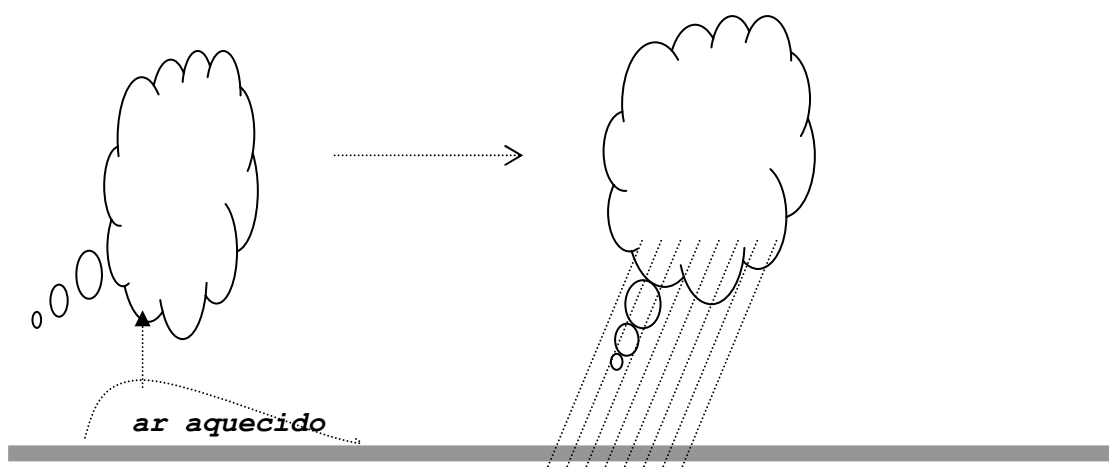


Fig. 3.2 - Processo convectivo da precipitação

3.2.2 Orográficas

Tal como o seu próprio nome induz, a orografia tem acção preponderante na sua génese. Ocorrem quando, impelida pelo vento, uma massa de ar encontra uma cadeia montanhosa que a obriga a ascender por deslizamento sobre as vertentes até arrefecer abaixo do ponto de saturação formando as nuvens e posteriormente, dando origem á precipitação (Figura 3.3).

As precipitações de origem orográfica traduzem-se por chuvadas de reduzida intensidade embora possam prevalecer por largos períodos de tempo.

As encostas orientadas a barlavento (voltadas ao vento) acabam por registar valores de precipitação bastante elevados quando comparados com as encostas de sotavento, porque a maior parte da humidade é descarregada durante a ascensão. Este facto leva a que a sotavento se criem, em certos casos, zonas semi-áridas - efeito da chamada sombra pluviométrica - porque ao chegarem a tais zonas, as massas de ar encontram-se já exauridas da humidade.

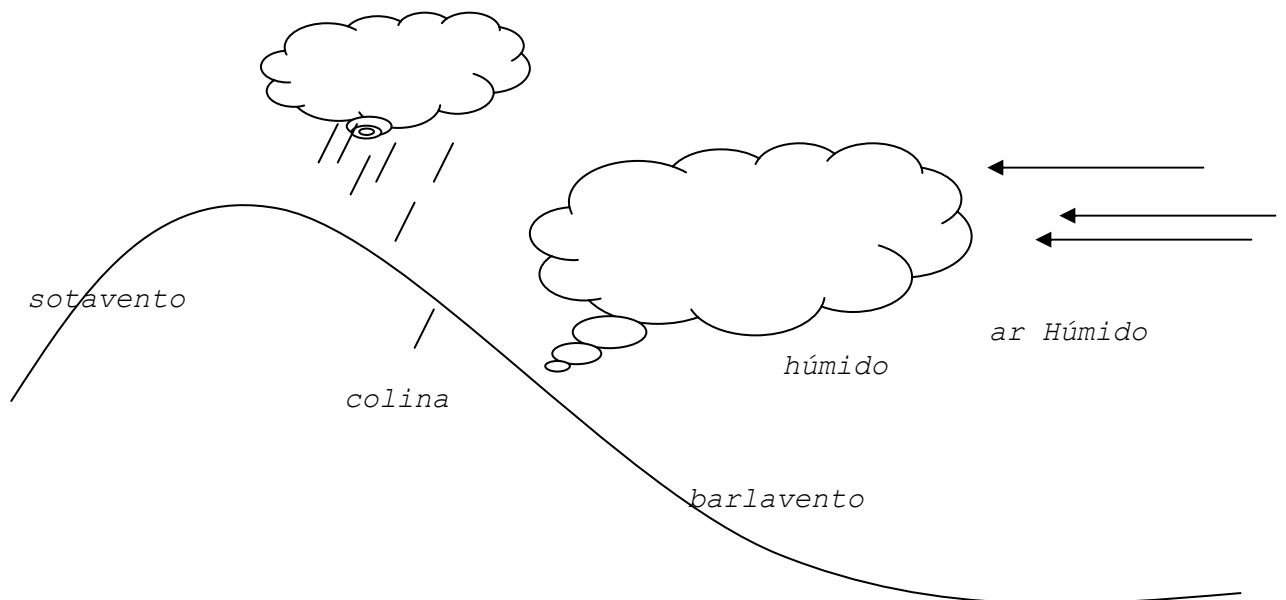


Fig. 3.3 - Processo orográfico da precipitação

3.2.3 Ciclónicas ou frontais

São precipitações associadas à passagem de perturbações ciclónicas podendo a ascensão do ar ser provocada por uma depressão barométrica ou pelo contacto entre duas massas de ar, uma quente e outra fria (Figura 3.4).

As chuvas de origem ciclónica ou frontal são de grande duração, com intensidades médias, mas afectando grandes áreas. Por vezes são acompanhadas por ventos fortes de circulação ciclónica. A sua grande duração acaba por conduzir, muitas vezes, à formação de cheias em grandes bacias.

No território português as precipitações ciclónicas encontram-se condicionadas pela depressão que no Inverno tende a formar-se na região dos Açores, em oposição ao centro de altas pressões - anticiclone dos Açores - característico do período estival.

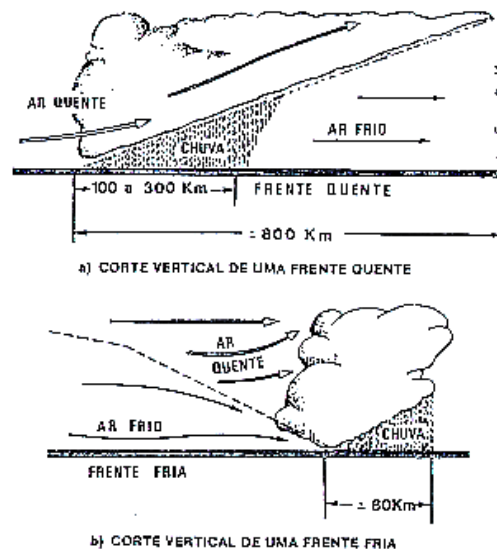


Fig. 3.4 Processo frontal de precipitações (Lencastre, 1984)

3.3 Medição das precipitações

Qualquer superfície que retenha a água da chuva pode, na prática, servir para a quantificar o montante de precipitação verificado num determinado local. Quanto se divide o total precipitado pelo tempo de duração daquele evento, obtemos a intensidade da respectiva chuvada.

A quantidade de precipitação, P , é expressa em milímetros (mm) e traduz a quantidade de precipitação correspondente a um volume de um litro por um metro quadrado de superfície ($1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha} = 1000 \text{ m}^3/\text{km}^2$). A intensidade média de precipitação, i_m , é normalmente expressa em milímetros por hora (mm/h) tal que:

$$i_m = \Delta P / \Delta t \quad (3.1)$$

com ΔP e Δt representando, respectivamente, o total precipitado (mm) num determinado intervalo de tempo (horas). Numa situação limite, traduzida pela aproximação a zero da duração da chuvada, podemos definir uma intensidade instantânea de precipitação, i :

$$i = \partial P / \partial t \quad (3.2)$$

3.3.1 Aparelhos de medição da precipitação

A necessidade de comparação dos valores de precipitação entre os diversos locais, levou á padronização dos equipamentos de medida. Surgiram, assim, os udómetros ou pluviómetros padronizados. Estes aparelhos possibilitam a medição discreta da precipitação. São normalmente constituídos por:

- anel circular que limita a área de recepção;
- funil cuja projecção constitui a superfície receptora (100 a 1000 cm^2);
- recipiente para acumulação de água;
- proveta graduada.

Na Figura 3.5, apresentam-se desenhos esquemáticos de equipamentos clássicos para medição de precipitações comuns em Portugal.

As medições de rotina num udómetro são realizadas diariamente ás 9:00 horas TMG. Nestas condições os valores diariamente registados são os acumulados nas 24 horas anteriores e o parâmetro medido é a precipitação diária. Em situações excepcionais e quando se pretende obter quantidades ou intensidades de precipitação inferiores ás diárias, o intervalo entre observações dos udómetros pode ser encurtado.

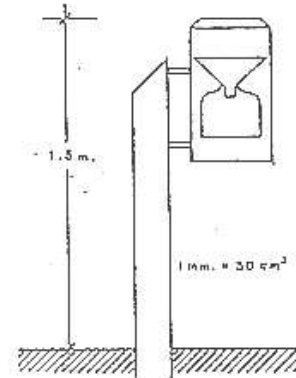
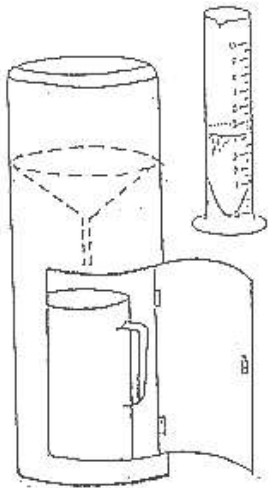


Fig. 3.5 - Udómetros

Os registos contínuos da precipitação [$P = P(t)$] são obtidos com recurso aos udógrafos ou pluviógrafos. Nestes aparelhos, a proveta de medida é substituída por mecanismos de registo gráfico, das quantidades de precipitação (relógio, tambor, aparo). Os mais comuns são os de bóia sifão e os basculantes cujos o princípios de funcionamento se procuram ilustrar nas Figuras 3.6 e 3.7.

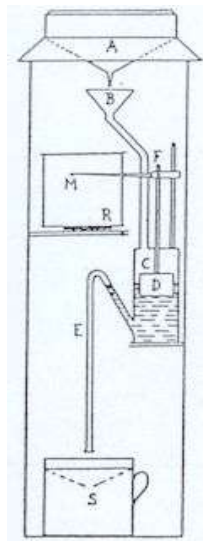


Fig. 3.6 - Udógrafo de bóia e sifão

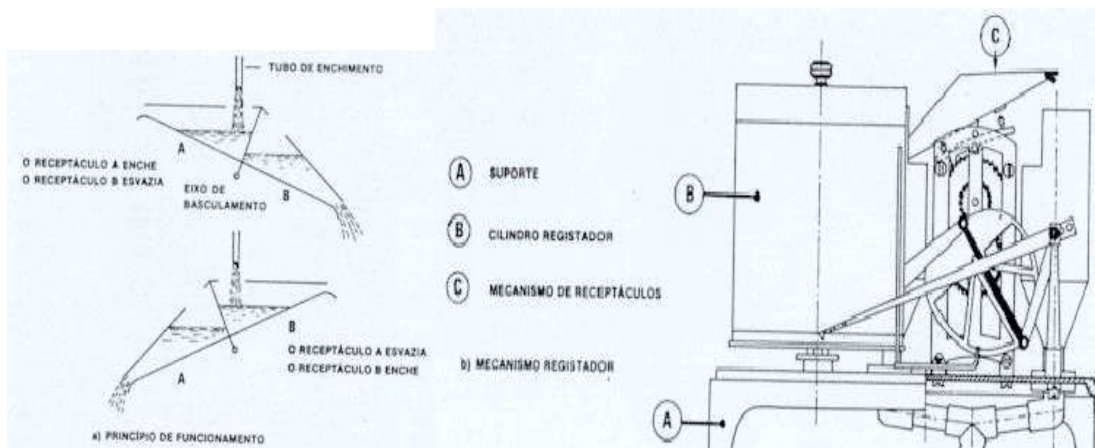


Fig. 3.7 - Udógrafo de báscula

O registo gráfico de um udógrafo toma o nome de udograma. Na Figura 3.8 apresenta-se o registo gráfico de um udógrafo de bóia sifão relativo ao temporal de 15 a 17 de Novembro de 1967 na região de Lisboa. Registe-se que este temporal levou á ocorrência de inundações graves na bacia do Alenquer e Tranção com dezenas de vítimas mortais.

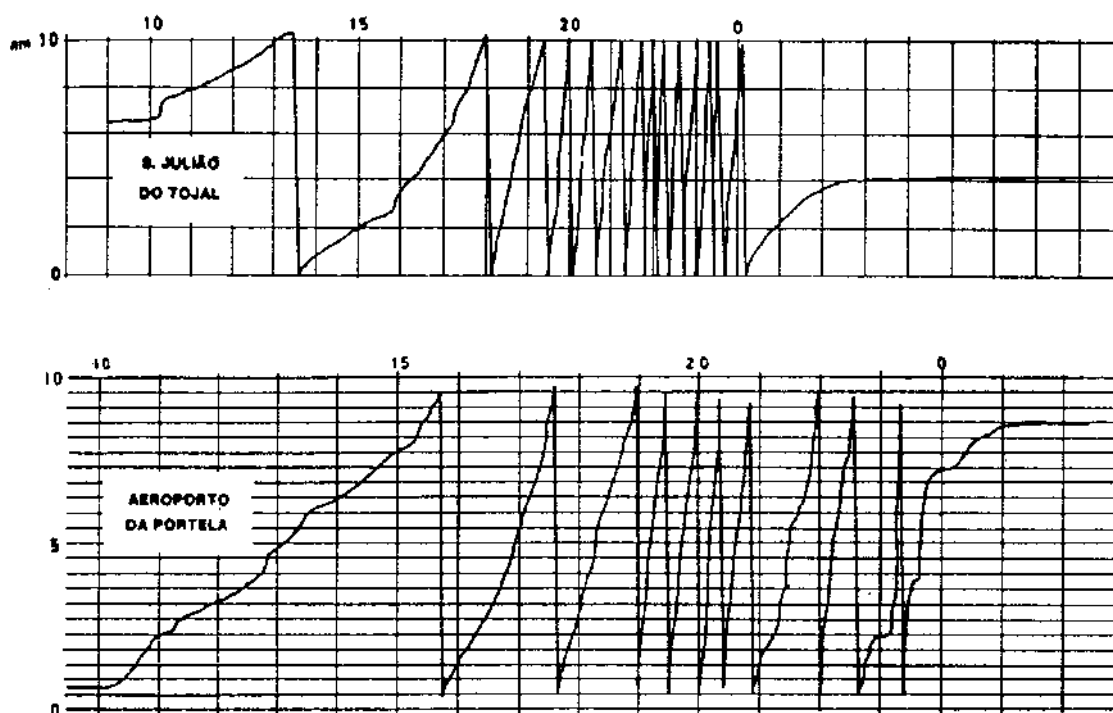


Fig. 3.8 - Udograma do temporal de Novembro de 1967: estação de S. Julião do Tojal. (Lencastre, 1984)

O tratamento dos dados de precipitação medidos pelos udógrafos é um processo muito demorado e trabalhoso, uma vez que obriga á leitura dos respectivos udogramas através de mesas e de programas próprios de digitalização.

Actualmente, com o advento das novas tecnologias, os udómetros vem munidos com sistemas de aquisição de dados (data logger) que disponibilizam a informação já no formato digital, quer localmente quer remotamente, quando acoplados a um sistema de teletransmissão (rádio, telefone, GSM, satélite, etc.). Os registos podem, então ser descarregados directamente nas bases de dados, sem necessidade de prévio processamento.

A Figura 3.9, apresenta um exemplo de udómetro automático com registo analógico/digital, e que cada vez mais vem substituindo os udómetros e udógrafos clássicos.



Fig. 3.9 - Udómetro automático

3.3.2 Rede udométrica

O conjunto de aparelhos de medida da precipitação associados a uma região constitui a rede udométrica. A densidade da rede udométrica (n.º de udómetros por 1000 km²) depende dos objectivos que presidem a sua instalação. Assim, quando se pretende apenas a caracterização meteorológica ou climática da região, a densidade utilizada é menor que aquela necessária para uma correcta caracterização hidrológica dos locais. Como exemplo refira-se o que se passa com a rede do Instituto de Meteorologia (IM), com cerca de 100 postos udométricos, suficientes para caracterizar, em termos meteorológicos o País, quando comparada com a rede udométrica da responsabilidade das Direcções Regionais do Ambiente e Ordenamento do Território (DRAOT) e Instituto da Água (INAG), fundamental para a caracterização das disponibilidades hídricas e que, por isso, é constituída por cerca de 700 postos.

A Figura 3.10, mostra a distribuição espacial da totalidade dos postos de determinação da precipitação constituintes da rede udométrica actualmente em operação em Portugal continental. A densidade média da rede é de 10/1000km².

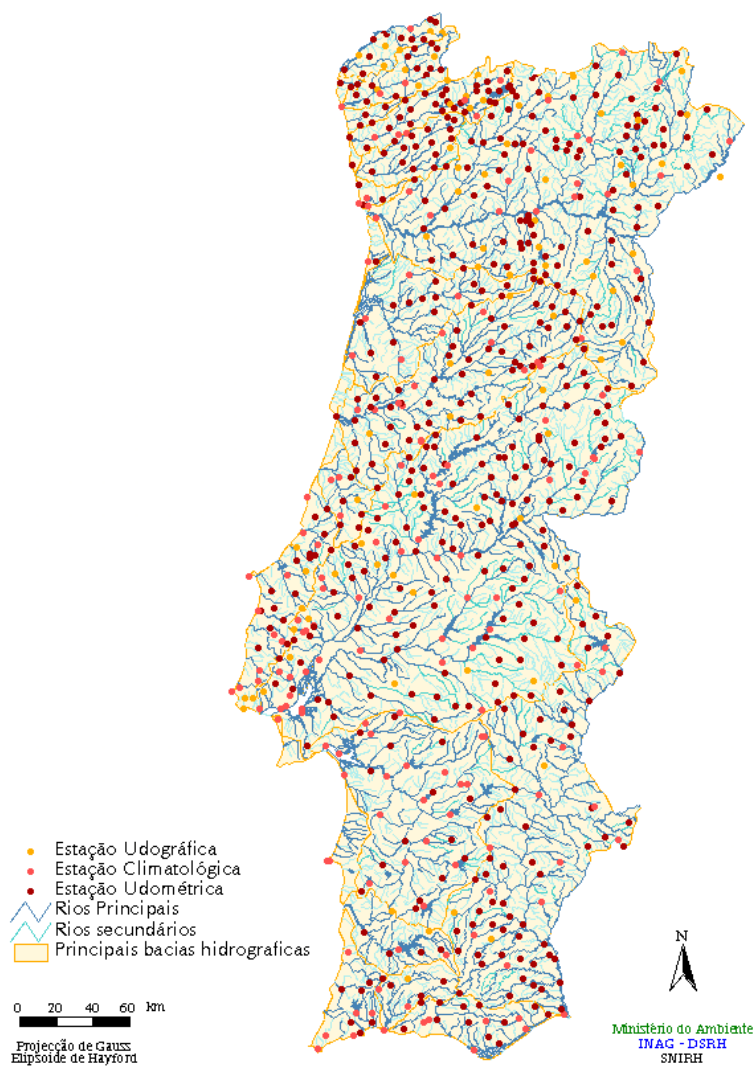


Fig. 3.10 - Rede udométrica do continente

A instalação de cada um dos udómetros no locais definidos pela rede, obedece a um conjunto de regras padrão. Os locais de instalação devem estar desimpedidos de obstáculos que, de algum modo, possam influenciar as quantidades de precipitação captadas pela área de recepção do udómetro. Salvo exceções, a altura da boca do udómetro, em relação ao terreno, não deve ser superior a 1.5 metros, nem inferior a 0.5 metros. A distância aos obstáculos mais próximos deve ser, no mínimo, 2 vezes superior à altura do respectivo obstáculo (Figura 3.11).

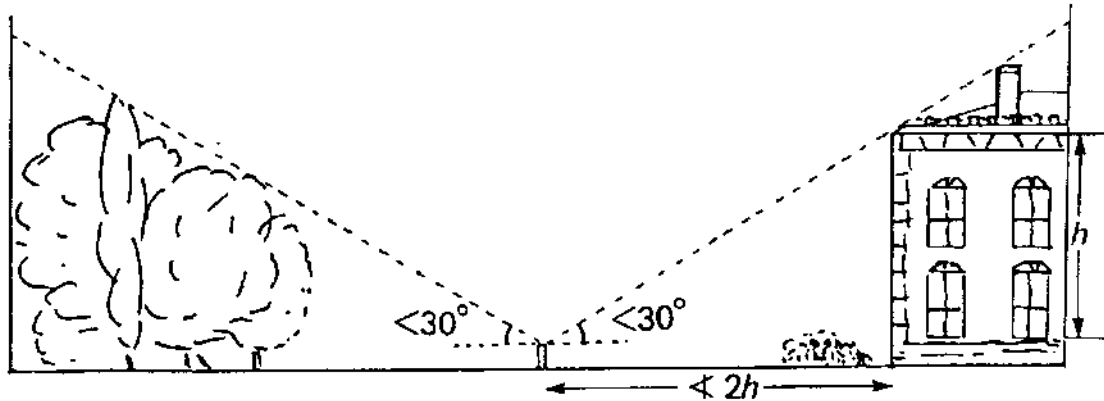


Fig. 3.11 - Directivas mínimas para a localização de uma estação udométrica.

3.3.3 Precipitação em área

Os udómetros medem a precipitação registada no seu local de implantação. Constituem assim, medições pontuais daquele parâmetro. As medições em área são também possíveis com recurso aos satélites e radares meteorológicos.

Através da informação obtida por satélite, é possível observar o deslocamento das grandes massas de ar na atmosfera e estimar fenómenos convectivos resultantes da transformação hipotética do vapor de água existente numa coluna da atmosfera, em água líquida, associada a uma determinada área.

Com recurso ao radar, é possível caracterizar eventos de precipitação mais em pormenor e de forma contínua, tanto no espaço como no tempo. O radar fornece uma medida volumétrica da precipitação, com grande detalhe espacial tanto na direcção horizontal como vertical. O recurso a esta ferramenta para quantificação da precipitação em área necessita de prévia calibração a partir da rede udométrica.

Uma das principais vantagens que advêm da utilização do radar em termos hidrológicos, reside na possibilidade de prever, por antecipação de alguma horas, a ocorrência de precipitação, estimar a sua magnitude e o sentido de deslocamento das superfícies frontais. A Figura 3.12 mostra uma imagem de radar relativa a um evento pluvioso, obtida a partir de um radar instalado na zona do aeroporto da Portela em Lisboa.

A precipitação em área pode, todavia, ser estimada a partir dos dados pontuais recolhidos nas estações udométricas e udográficas. Pode-se recorrer a uma média simples dos valores dos postos contidos na área em causa, ou então, ponderar a influência de cada posto tendo em conta a sua distribuição espacial.

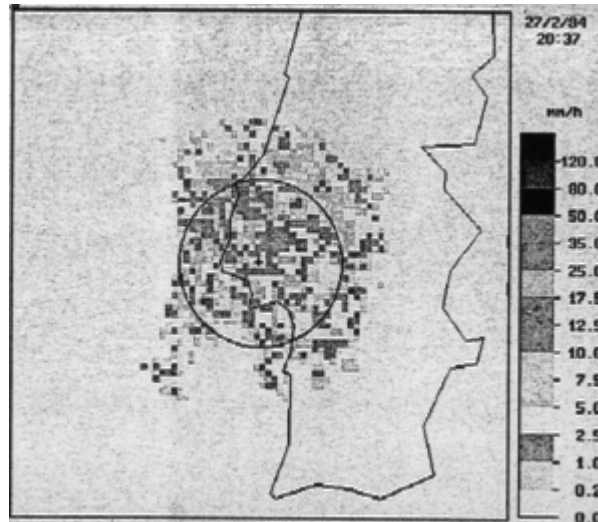


Fig. 3.12 - Padrões de precipitação obtidos através do radar

O recurso a uma média simples só é justificável quando não é exigido rigor de cálculo, quando a rede udométrica é uniformemente distribuída no espaço relativamente á área em questão e, nas condições de as precipitações médias de cada posto não diferirem significativamente.

Preferencialmente, deve ser sempre ponderada a influência que cada posto exerce na área em estudo. A precipitação ponderada é então, obtida por:

$$P = \sum_1^N k_i p_i \quad (3.3)$$

com $k_i = \frac{a_i}{A}$

em que P , traduz a precipitação na área, A , em análise, N , o número de postos influentes, k_i o factor de ponderação do posto i , p_i a precipitação no posto i , a_i , a área de influência do posto i ;

O factor de ponderação de cada posto pode ser obtido por vários métodos com destaque para: método dos polígonos de Thiessen, método das isoietas e método dos polígonos de Thiessen modificados.

Método dos polígonos de Thiessen

Este método- baseia-se no pressuposto de atribuir o mesmo valor de precipitação registado no udómetro, a todos os pontos cuja distância a aquele udómetro é menor que a qualquer outro da rede. As áreas de influencia são obtidas a partir de uma malha de polígonos formados pelas mediatrizes dos lados dos triângulos com vértices nos postos udométricos(Figura 3.13). O polígono que contém um posto udométrico, limita a área de influência desse

posto, dentro da qual se considera a precipitação uniforme e igual á que nele se regista. O valor de k_i para cada posto udométrico, resulta da razão entre a área do polígono de influência e a área total.

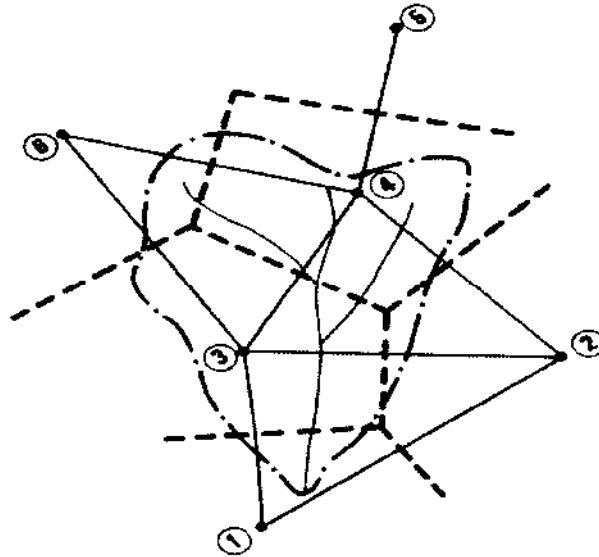


Fig. 3.13 - Traçado dos polígonos de Thiessen

Método da isoietas

o recurso a este método, obriga ao traçado de linhas de igual valor de precipitação durante um determinado intervalo de tempo - isoietas (Figura. 3.14). O valor de k_i é então, obtido pela razão entre a área entre duas isoietas consecutivas e a área total, p_i , resulta da média entre duas isoietas contíguas.

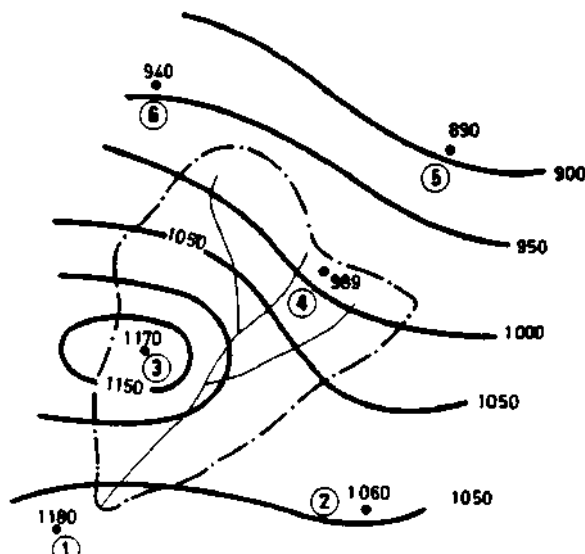


Fig. 3.14 - Isoietas num dado ano hidrológico

Método dos polígonos de Thiessen modificado

Trata-se de um método misto relativamente aos anteriores, no qual o valor de k_i é multiplicado por um factor modificador, w_i , que resulta da razão entre a precipitação média sobre o polígono de influência da estação i a uma escala superior, deduzida pelo método das isoietas, r_i' , e precipitação média na estação i a uma escala superior, r_i , tal que:

$$w_i = \frac{r_i'}{r_i} . \quad (3.4)$$

3.4 Distribuição espaço-temporal da precipitação

A distribuição da precipitação, tanto no espaço como no tempo, está longe de ser uniforme. As variações observadas têm carácter eventual, quando associadas a uma escala temporal pequena (horária, diária ou semanal) condicionadas por condições climáticas locais, ou carácter sistemático, condicionadas pelo clima global, onde a escala temporal será totalizadora das precedentes (mensal, semestral, anual ou multianual).

A Figura 3.15 esquematiza as variações espaço-temporais da precipitação e os principais factores condicionantes do carácter eventual ou sistemático da precipitação.

		VARIACÕES DA PRECIPITAÇÃO	
		EVENTUAIS	SISTEMÁTICAS
ESCALA	ESPACIAL	Local	Global
	TEMPORAL	Sub-horária Horária Diária Semanal	Mensal Semestral Anual Multianual
FACTORES CONDICIONANTES PRINCIPAIS	GEOGRÁFICOS	Altitude Afastamento do Mar Orientação das vertentes e sua pendente	Latitude
	METEOROLÓGICOS	Deslocação das massas de ar Vento	Circulação Geral da Atmosfera
	FÍSICOS	Temperatura Pressão	Radiação Solar

Fig. 3.15 - Variações espaço-temporais da precipitação

3.4.1 Estruturas espaço-temporais da precipitação

Na Figura 3.16 são expostas cinco regularidades estruturais da precipitação. As suas características espaço-temporais são:

- áreas sinópticas, com extensões superiores a 10^4 km² e persistência de um a vários dias;
- as áreas de grande meso escala, com extensões de 10^3 a 10^4 km² e duração de vários dias, podendo existir até seis em simultâneo dentro de uma área sinóptica;
- áreas de pequena meso escala, com extensões de 10^2 a 10^3 km² e duração de poucas horas, existindo dentro das anteriores;
- cachos de células convectivas, existindo dentro e fora das áreas anteriores, com áreas idênticas;
- células convectivas, com áreas de 10 a 30 km², dependendo do tipo de chuvada.

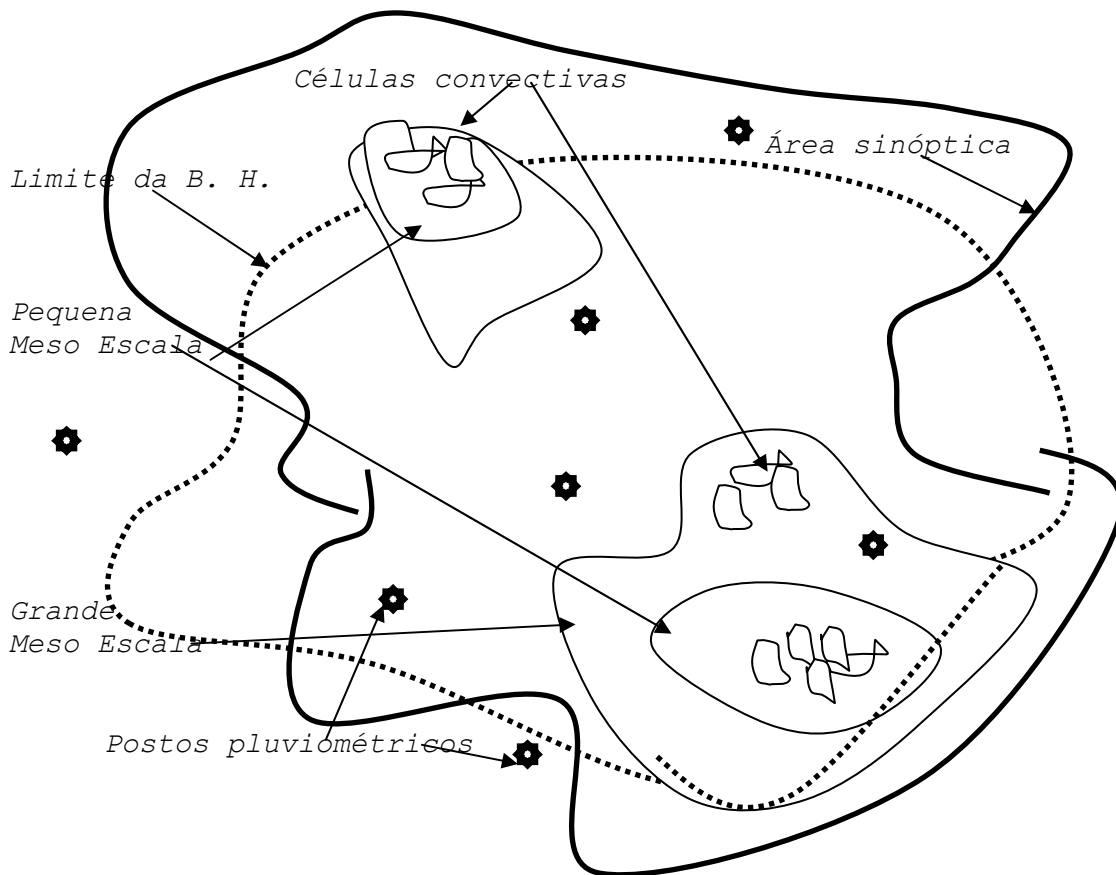


Fig. 3.16 Estruturação hierárquica dos sistemas de precipitação

A intensidade de precipitação aumenta e a sua duração diminui, á medida que se desce na escala hierárquica:

Escala sinóptica → **Meso escala** → **Convectiva**

3.4.2 Tendência da variação espacial

A precipitação numa dada região cresce com a altitude até valores da ordem dos 2000 a 3000 metros. Este efeito é mais notório numa cadeia de montanhas que num pico isolado e resulta das precipitações de origem orográficas, já anteriormente referidas. Com o aumento da altitude diminui, em termos relativos, a precipitação na forma de chuva e passa a ter mais importância a precipitação na forma sólida, normalmente neve. Define-se, então, o **coeficiente de nevões** como o valor percentual de precipitação na forma de neve em relação ao total precipitado em ano médio. Embora com reduzido interesse nas nossas condições, apresentam-se no Quadro 3.1, valores usuais para o coeficiente de nevões em função da altitude.

Quadro 3.1 Valores do coeficiente de nevões

<u>Altitude (m)</u>	<u>Coef. nevões (%)</u>
500	10
1000	20
2000	50
3000	85

A inclinação e orientação das encostas exerce forte influência no modo como a precipitação se distribui no espaço. A pluviosidade tende a ser maior a barlavento que a sotavento devido ao efeito orográfico.

Em igualdade de altitude e orientação de encosta, a pluviosidade diminui com o afastamento ao mar.

Embora na prática não se tomem geralmente em conta estas variações, podem ser cometidos erros apreciáveis no registo dos valores, principalmente quando relativos a pontos de medição isolados e os intervalos de tempo são reduzidos.

Algum aumento de rigor pode ser obtido corrigindo os valores medidos, em vertentes inclinadas, através do coeficiente r , determinado por:

$$r = 1 \pm \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \theta} \cos \mu \quad 3.4)$$

em que α , representa a pendente do terreno, θ , a inclinação da trajectória das gotas em relação à horizontal e μ , o ângulo entre o plano das trajectórias das gotas e o plano que contém a linha de maior declive do terreno.

A diferenciação espacial da precipitação com a altitude, aconselha que o traçado das isoietas seja realizado com base na interpolação linear com a altitude e não com a distância que separa os postos udométricos, como é prática comum.

Na Figura 3.17, esquematiza-se o traçado das isolinhas de precipitação por interpolação linear com a distância e com a

altitude. Verificamos que neste último caso o desenho das isoietas é mais consentâneo com a realidade pois, é de esperar que a precipitação pouco varie na zona plana até a sopé da elevação e, então aí, começar a aumentar em concordância com o aumento de altitude. Este facto não é evidenciado quando a interpolação se faz com base na apenas na distância entre os postos.

A distância ao mar tem também influencia na forma como a pluviosidade se distribui. Em igualdade de altitude e orientação, a precipitação tende a ser maior nas zonas costeiras do que no interior do território.

Por último refira-se que a experiência tende a confirmar a influência das vastas manchas arborizadas como forte condicionador dos valores de precipitação, sendo um caso flagrante a forte pluviosidade registada na região amazónica e em outras regiões do Sudoeste Asiático.

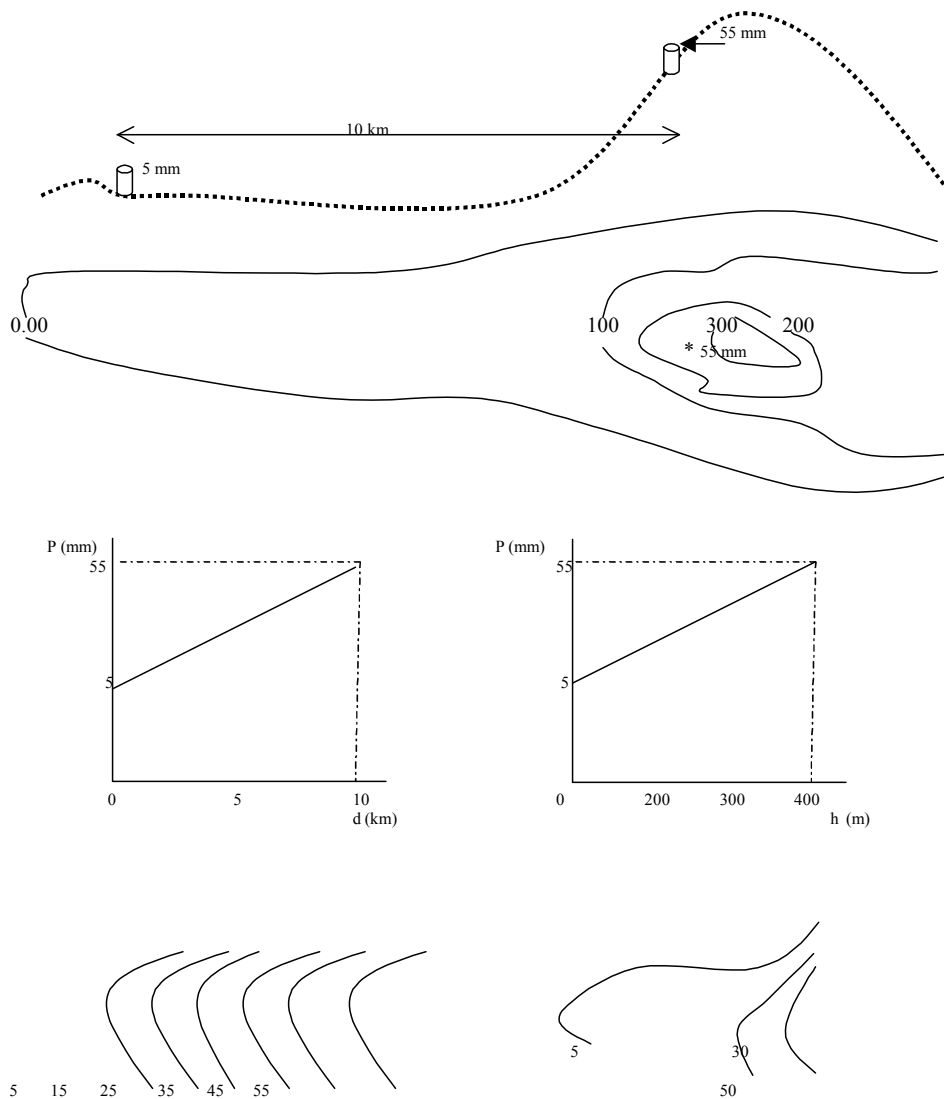


Fig. 3.17 - Modalidades usadas no traçado das isolinhas de precipitação

Na carta de isolinhas dos valores médios de precipitação anual em Portugal (Figura 3.18), são evidentes os efeitos da altitude na precipitação, bem como, em especial na região alentejana, o efeito da distância ao mar.

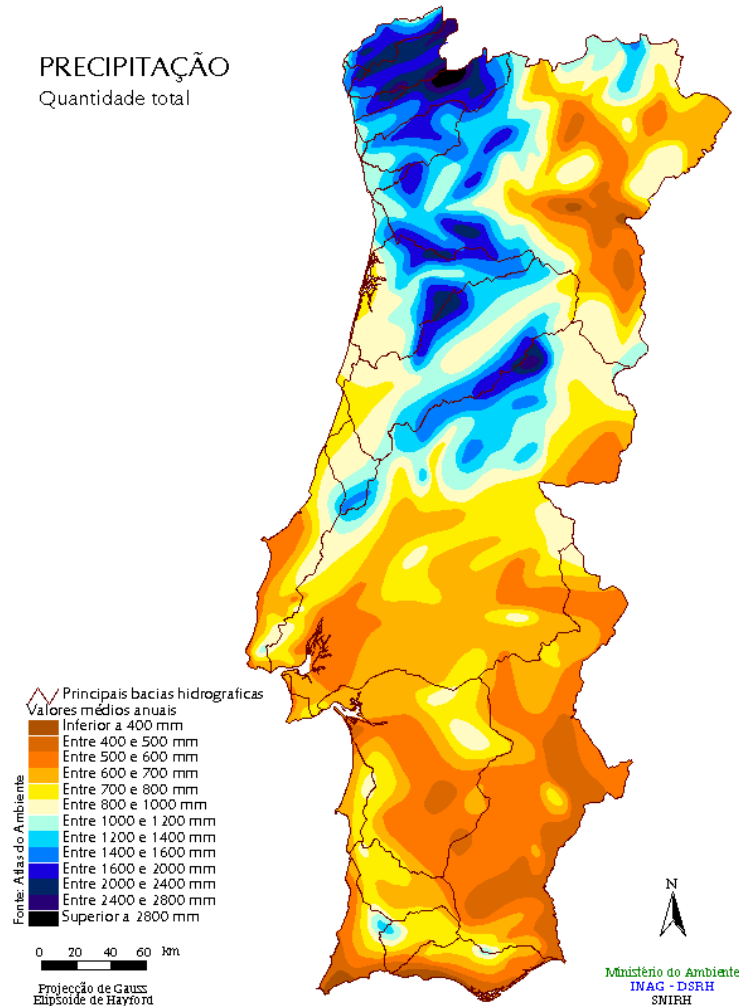


Fig. 3.18 - Isoietas da precipitação média anual em Portugal Continental

3.4.3 Postos udométricos virtuais.

Com o objectivo de possibilitar uma melhor definição das isoietas, tendo em conta o relevo, é necessário por vezes determinar valores pontuais de precipitação em locais onde não existem medições pluviométricas. Os dados assim obtidos permitem constituir séries de valores associados aquele ponto em concreto, os quais podem sofrer tratamento posterior como se tratasse de mais um posto udométrico da rede.

A criação de postos udométricos virtuais é uma prática corrente quando se procede ao desenho automático das isoietas através de programas computacionais. Nessas condições é necessário atribuir informação pluviométrica geo-referenciada aos locais de

indefinição da rede (limites da área, zonas altas, vertentes de encosta sem registos, etc.).

A metodologia para a definição dos postos virtuais passa por:

- desenhar as isoietas com base nos postos de precipitação existentes;
- comparar a carta de isoietas com a carta altimétrica no sentido de detectar inconsistências devido à deficiente cobertura da rede pluviométrica;
- definição dos pontos para os quais se justifica a criação de estações virtuais e determinação da sua altitude;
- estimar a precipitação média anual nas estações virtuais, P_v , com base na informação dos postos vizinhos, através de uma relação linear precipitação-altitude:

$$\bar{P}_v = a + Alt_i \times b \quad (3.5)$$

onde Alt_i , representa a altitude do posto virtual e a e b são parâmetros da regressão;

- desagregar as precipitações anual média em precipitações anuais, utilizando o método do inverso da distância:

$$\frac{(P_v)_i}{\bar{P}_v} = \sum_{n=1}^N A_n \frac{(P_n)_i}{\bar{P}_n} \quad (3.6)$$

onde:

- $(P_v)_i$ - precipitação anual, na estação virtual, no ano i ;
- \bar{P}_v - precipitação média anual, na estação virtual, no período em estudo;
- N - número de postos utilizados;
- $(P_n)_i$ - precipitação anual, no posto n , no ano i ;
- \bar{P}_n - precipitação média anual, no posto n , no período em estudo;
- A_n - coeficiente de ponderação que traduz o inverso da distância que separa a estação virtual dos restantes postos: $(1/r_{n-v})$

3.5 Preenchimento de falhas nos registos

Salvo raras exceções as séries de precipitação comportam falhas de registos. Para completar os registos associados a uma estação da rede pode recorrer-se aos dados disponíveis nas estações vizinhas com regime similar de funcionamento. Este problema pode ser resolvido pela utilização de vários métodos: média aritmética, rácio médio, inverso da distância, correlação e determinação do coeficiente angular entre uma ou várias séries.

3.5.1 Média aritmética

É um método pouco fiável a menos que, aplicado em regiões onde a variação espacial da precipitação anual seja pequena. A sua formulação consiste:

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i \quad (3.7)$$

em que P_x corresponde ao valor a calcular P_i o valor de precipitação em cada um dos n postos considerados, para o mesmo período do valor em falta.

3.5.2 Rácio médio (U.S. Weather Bureau)

Consiste de uma média ponderada por um factor correspondente á razão entre a média anual da série com falha, \bar{P}_x e a correspondente média anual de cada uma das n séries consideradas, \bar{P}_i :

$$P_x = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_i} P_i \right) \quad (3.8)$$

3.5.3 Inverso da distância

Pondera as observações em três postos vizinhos, P_1 , P_2 e P_3 , pelo inverso das respectivas distâncias ao posto considerado, r_1 , r_2 e r_3

$$P_x = \bar{P}_x \left[\frac{1}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3}} \left(\frac{P_1}{\bar{P}_1} * \frac{1}{r_1} + \frac{P_2}{\bar{P}_2} * \frac{1}{r_2} + \frac{P_3}{\bar{P}_3} * \frac{1}{r_3} \right) \right] \quad (3.9)$$

3.5.4 Correlação

Neste método, estabelece-se uma relação linear entre os dados da estação incompleta e as n estações da região:

$$P_x = \sum_{i=1}^n a_{xi} P_i \quad (3.9)$$

onde P_x corresponde ao valor a estimar, P_i , o valor observado na estação i . a_{xi} , representa o coeficiente de correlação entre as estações x e i , e n o número de estações vizinhas.

3.5.5 Coeficiente angular

Enunciado no ponto seguinte quando se falar no método das duplas acumuladas

3.6 Análise da qualidade dos dados

As séries de dados de precipitação necessitam de ser validadas quanto á sua consistência e homogeneidade. Séries revelando inconsistências nos seus registos devem ser corrigidas ou, eventualmente, eliminadas nas caracterizações posteriores da precipitação. As inconsistências verificadas nos registos anuais relativas a um posto udométrico, repercutem-se também ás outras escalas temporais (mês, dia, hora, etc).

3.6.1 Verificação da consistência

Uma série diz-se consistente se o seu comportamento não for anómalo relativamente ao comportamento observado nas séries da sua vizinhança. As inconsistências resultam associadas a alterações no equipamento de medição, alterações do local do posto ou devidas à substituição do observador responsável pela estação. Para verificação da consistência é usual recorrer-se à determinação das médias móveis e ao ensaio dos valores duplamente acumulados, ou seja, ao método das duplas acumuladas. Este último método possibilita a correcção dos dados relativos aos períodos inconsistentes, se tal se tornar necessário.

A) Médias móveis

Dada uma série, $y_1, y_2, y_3, y_4, \dots$, define-se média móvel de ordem N à sequência das médias aritméticas obtidas por:

$$\frac{y_1 + y_2 + \dots + y_N}{N}; \frac{y_2 + y_3 + \dots + y_{N+1}}{N}; \frac{y_3 + y_4 + \dots + y_{N+2}}{N}; \dots \quad (3.10)$$

O recurso ás médias móveis permite reduzir as, normalmente grandes, variações dos dados ao longo do tempo, atenuando assim, as flutuações. Se as séries em análise forem consistentes então, o andamento das respectivas médias móveis é similar.

Para verificação da consistência dos registos anuais da precipitação é recomendado o uso de médias móveis de ordem 10 (10 anos, portanto). Na Figura 3.18 representam-se, a título de exemplo, as média móveis das séries anuais registadas nos postos de precipitação da bacia da ribeira de Oeiras (Alcaria Longa; S. Barnabé e Almodôvar), onde é notório a falta de consistência nos registos do posto de Almodôvar.

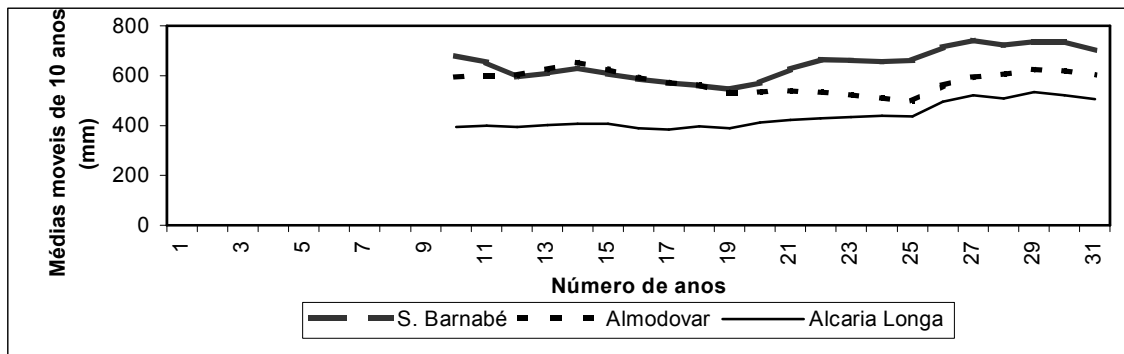


Fig. 3.18 - Média móveis

B) Duplas acumulações

Passa pela representação gráfica dos pares de pontos obtidos pelas acumulações sucessivas de duas séries de dados obtidos no mesmo intervalo de tempo. Se as séries assim contrastadas forem consistentes então, os valores duplamente acumulados distribuem-se em torno de uma recta cujo declive representa a constante de proporcionalidade entre as séries. A Figura 3.19, representa o gráfico duplamente acumulado para avaliação da consistência da série A. A série B é relativa a um posto consistente ou resulta do somatório dos valores (ou médias) postos vizinhos de A que apresentem média anual estabilizada.

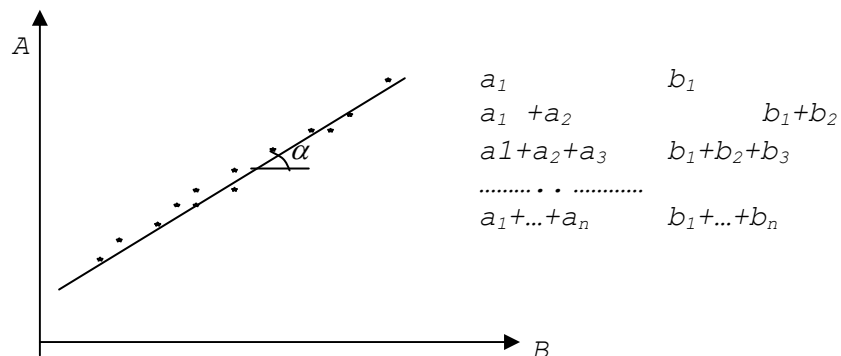


Fig. 3.19 - Gráfico de valores duplamente acumulados

A inconsistência das séries resultam de anomalias nos registos, muitas das quais podem e devem ser corrigidas. As situações anómalas mais frequentes são:

- i) existência de um erro sistemático - não é possível o ajuste dos valores a uma única recta (Figura 3.20) porque a partir de uma determinada data, os valores da série A passaram a ser sistematicamente menores. Várias causas podem estar na origem deste erro mas, as mais comuns estão associadas a uma alteração do local de implantação do posto ou mesmo, resultam da instalação de novo equipamento de medida por substituição do anterior. Os valores errados podem ser corrigidos se multiplicados por um factor de correcção c , tal que:

$$c = \frac{\text{tg}\alpha}{\text{tg}\beta} \tag{3.11}$$

onde $tg\alpha$, representa o coeficiente angular no intervalo de tempo tomado como referência e $tg\beta$, o coeficiente angular correspondente às observações a ajustar.

O coeficiente angular ou de proporcionalidade entre séries consistentes, pode também ser usado para a determinação de registos em falta numa das séries desde que se faça:

$$P_x = tg\alpha \times P_i \quad (3.12)$$

onde P_i representa o valor medido e P_x o valor em falta.

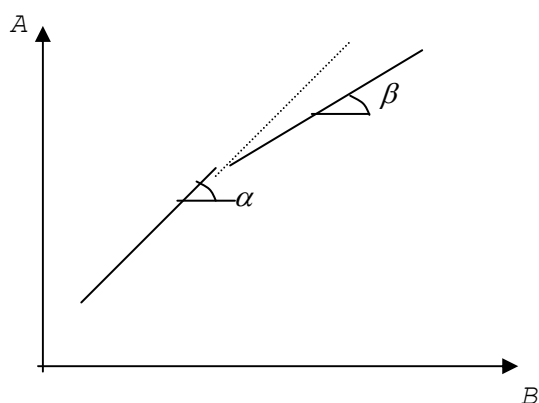


Fig. 3.20 - Registo de um erro sistemático as série A

- ii) erro sistemático corrigido - neste caso verifica-se que os valores se ajustam a três rectas com a particularidade da primeira e terceira serem paralelas (Figura 3.21). Este facto denota a existência de um erro sistemático que acabou por ser corrigido. Nestas condições, haverá necessidade de corrigir apenas os dados relativos a período intermédio, para o qual o erro sistemático persistiu.

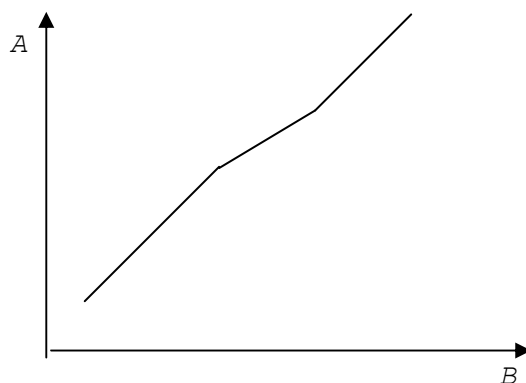


Fig. 3.21 - Erro sistemático corrigido na série A

- iii) desajuste relativamente à proporcionalidade do período - os valores duplamente acumulados ajustam-se a várias rectas devido à existência de valores aberrantes em uma das séries

(Figura 3.22). Em cada caso particular, deve ser estudada a hipótese de retirar os valores aberrantes (outlayers) ou, eventualmente, eliminar do estudo a série.

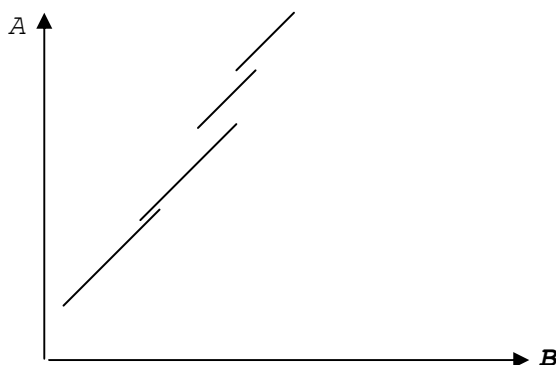


Fig. 3.22 Existência de valores aberrantes na série A

3.6.2 Verificação da homogeneidade

Uma série é homogênea se os factores que a influenciam se mantiverem constantes ao longo do período de observações. As quebras de homogeneidade podem ser provocadas, por exemplo, por alteração na localização da estação, alterações climáticas, etc.

A homogeneidade e a consistência das séries hidrológicas são conceitos muito idênticos, pelo que a verificação da consistência pelos métodos já referidos constitui, só por si uma razoável garantia de que séries consistentes são homogêneas. Todavia existe um conjunto vasto de teste estatísticos para verificação da homogeneidade. Destes, e a título de exemplo, destacamos dois: teste dos chorrilhos e teste do desvio da média cumulado.

A) Teste dos chorrilhos

Este teste consiste na determinação da estatística Z_1 e em testar a hipótese de esta possuir uma distribuição normal reduzida, comparando o seu valor com o valor crítico para um determinado nível de confiança (normalmente 1.645 para um nível de confiança de 95%).

A distribuição é considerada homogênea, para um determinado nível de confiança quando Z_1 é menor que o valor crítico. O valor de Z_1 é determinado por:

$$Z_1 = \frac{\left| r - \frac{N+1}{2} \right|}{\sqrt{\frac{N-1}{4}}} \quad (3.13)$$

onde r é o número total de chorrilhos, ou seja, número de valores acima e abaixo do valor da mediana da série com N elementos.

Os conceitos de distribuição normal reduzida, nível de confiança e mediana são abordados no Anexo I.

B) Teste do desvio da média acumulado

Consiste na determinação da estatística P , a qual mede o máximo desvio da média acumulado. Valores elevados de P implicam uma sequência de valores sistematicamente acima ou abaixo do valor médio da série o que pode levar a inferir que a série não é homogênea. O valor de P é obtido por:

$$P = \max_{0 \leq k \leq N} \left| \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - \bar{X})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2}} \right| \quad (3.14)$$

Os valores críticos relacionados com P para um nível de confiança de 95% estão traduzidos no quadro 3.1 em função do número de elementos da série.

Quadro 3.1 - Valores críticos de $P/N^{1/2}$ para O nível de confiança de 95%.

N	$P/N^{1/2}$
10	1.14
20	1.22
30	1.24
40	1.26
50	1.27
100	1.29
∞	1.36

3.7 Distribuição temporal da precipitação

Os conceitos estatísticos aqui referidos neste ponto, são objecto de aprofundamento no Anexo I.

3.7.1 Análise de séries de precipitação anual

Na análise das séries de precipitação anual convirá começar por testar a sua qualidade incluindo a reconstituição dos dados da série e a verificação da sua consistência, de acordo com a técnicas já mencionadas nos pontos 3.5 e 3.6. Idealmente, cada posto deve ser contrastado com os postos vizinhos tidos estáveis em termos de média.

Para uma rápida identificação dos postos com média estável, pode-se recorrer á representação gráfica das médias anuais acumuladas (Figura 3.23). A análise do gráfico obtido fornece indicação quanto ao número mínimo de anos necessários ao estudo de caracterização (cerca de 15 anos, neste caso).

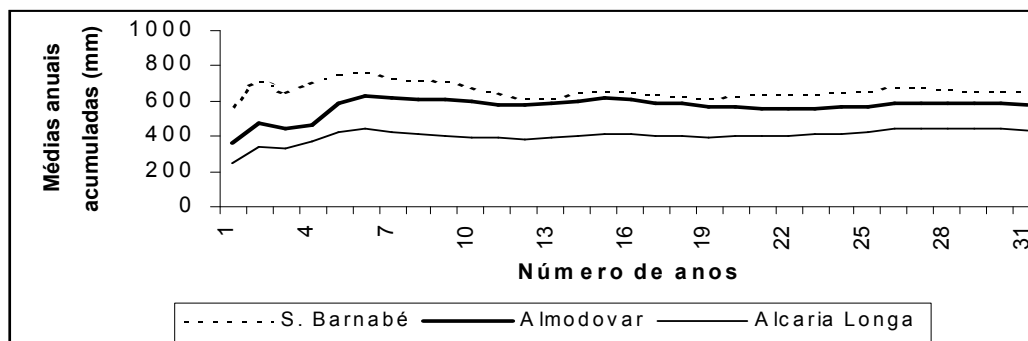


Fig. 3.23 - Médias anuais acumuladas

A caracterização propriamente dita das séries anuais, resume-se na determinação dos quatro primeiros momentos estatísticos (média, desvio padrão, coeficiente de assimetria e coeficiente de achatamento ou curtose) e na identificação da função densidade de probabilidade que melhor se ajusta aos valores observados em cada posto bem como do coeficiente de variação da amostra. A selecção da função teórica pode, numa primeira análise, ser obtida através a determinação do histograma e a avaliação do ajustamento à função teórica, poderá ser determinado através de testes estatísticos onde o do qui-quadrado é mais potente.

Nesta fase da caracterização é possível determinar a precipitação associada a um determinado período de retorno, T , desde que se determine, na função estatística ajustada, o valor correspondente á probabilidade de $1/T$. Nestas condições, o valor de T será:

$$T = \frac{1}{G(X)} = \frac{1}{1 - F(X)} \quad (3.15)$$

onde $F(X)$ traduz a probabilidade de não excedência, ou seja, corresponde à probabilidade de um determinado valor de precipitação não ser superado $F(X)=P(X \leq x)$, e $G(X)$ a probabilidade de excedência tal que: $G(X) = 1 - F(X)$.

Mesmo antes do ajustamento dos dados da série a uma distribuição de probabilidade teórica (distribuição Normal nas séries anuais), a o valor de $F(X)$ pode ser obtido empiricamente, como uma probabilidade de posição, pela aplicação da expressão de Weibull:

$$F(X) = \frac{m}{N+1} \quad (3.16)$$

onde m corresponde à posição de cada valor da série quando agrupados segundo uma ordenação crescente e N o número total dos elementos da série.

3.7.2 Análise das séries de precipitação mensal

A caracterização sumária da precipitação mensal é feita com recurso a diagramas cronológico dos valores médios de cada mês, a diagramas classificado de frequências relativas (probabilidades), pela representação gráfica dos valores máximos e mínimos da série (Figura 3.26) e determinando o coeficiente de variação da precipitação mensal.

- i) Diagrama cronológico dos valores médios - consiste na representação gráfica da média de cada mês, determinada para o período de estudo.
- ii) Diagrama classificado de frequências - passa pela representação da frequência com que os valores são ultrapassados em cada um dos meses da amostra.
- iii) Representação gráfica dos valores máximos e mínimos - representação gráfica dos máximos e mínimos registados no período para cada mês da série.
- iv) Coeficiente de variação mensal - é uma medida da variabilidade mensal da precipitação dentro do ano e pode ser definido como:

$$Cv_{mensal} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{12} (P_i - \bar{P})^2}}{\frac{12}{\bar{P}}} \quad (3.17)$$

Em que P_i é o valor da precipitação em cada mês e P a precipitação média mensal do ano em análise. Este coeficiente permite evidenciar que a regularidade do ano médio é muito superior à regularidade média dos anos do respectivo período (Quadro 3.3).

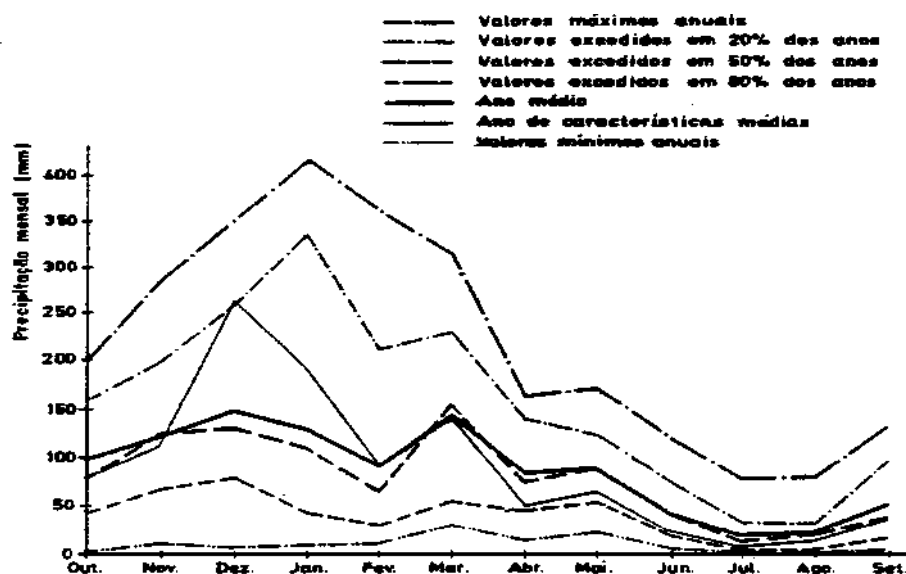


Fig. 3.24 - Distribuição mensal das precipitações na bacia do Mondego em Ponte de Tábua (DGRAH, 1984)

Quadro 3.3 Parâmetro da distribuição da precipitação anual e mensal em quatro bacias portuguesas (DGRAH, 1984)

Bacia	Período	Precipitação anual			Coeficiente de variação da precipitação mensal	
		Média \bar{x} (mm)	Desvio-padrão s (mm)	Coeficiente de variação C_v (%)	Média (%)	Ano médio (%)
Rio Paiva em Castro Daire	1944/45-60/61	1482	479	32	92	57
Rio Mondego em Ponte de Tábua	1937/38-59/60	1054	307	29	86	52
Ribeira de Odívelas em Odívelas	1940/41-59/60	614	170	28	91	63
Ribeira de Raia em Cabeção	1935/36-53/54	670	192	29	92	57

3.8 Precipitações intensas

3.8.1 Introdução

Por precipitações intensas devem ser entendidas as chuvas de grande intensidade, com duração desde dias a poucos minutos (10 a 5 min), cujo cálculo é fundamental ao dimensionamento de obras hidráulicas (sistemas de drenagem, diques de protecção contra cheias, descarregadores de barragem, etc.), na medida em que condicionam directamente o valor do caudal máximo de uma cheia (caudal de ponta).

O estudo das precipitações intensas é também fundamental para a análise da susceptibilidade dos solos á erosão.

A análise dos valores máximos de precipitação associados a uma duração evidencia acentuadas diferenças nos valores extremos da precipitação. A título de exemplo apresenta-se a Figura 3.25, onde é possível avaliar a distribuição espacial em Portugal, das precipitações horárias máximas históricas.

Os valores mais elevados foram verificados na Serra de Monchique (cerca de 90 mm), mas também em Évora, junto á foz do Guadiana e na região da Serra da Estrela, foram registados valor excepcionais (cerca de 75 mm).

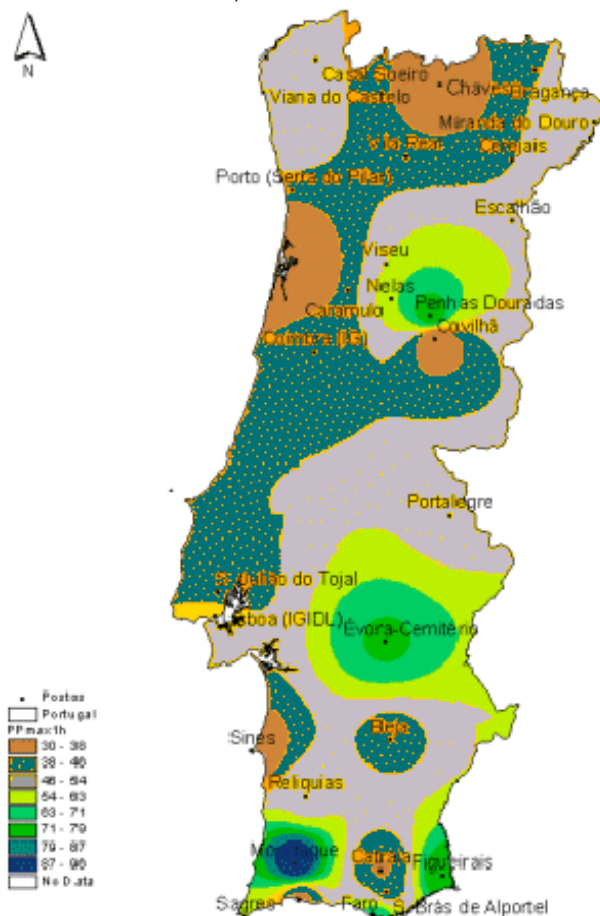


Fig. 3.25 - Isolinhas das precipitações horárias máximas históricas

As chuvadas intensas são caracterizadas por três parâmetros:

- i) **Duração** - A análise da precipitação segundo a sua duração, é fundamental para o dimensionamento das obras hidráulicas onde a determinação dos caudais de cheia é requerida. O período de tempo a considerar pode variar desde poucos minutos (colectores de águas pluviais) a algumas horas (obras em rios com pequenas bacias

hidrográficas) ou, até mesmo, alguns dias (obras em rios com grandes bacias hidrográficas).

ii) Intensidade - Já se referiu que a intensidade traduz quociente entre a altura de chuva e o tempo de duração do evento.

iii) Frequência - Representa a probabilidade de ocorrência de uma chuvada conhecida a sua duração e intensidade, normalmente expressa em termos de período de retorno, (T).

3.8.2 Curvas de possibilidade udométrica

A caracterização das precipitações intensas pode ser realizado de duas maneiras: uma puramente descritiva; outra recorrendo ao tratamento estatístico dos dados.

Na forma descritiva são identificados, na série de dados, os valores relativos ao primeiro máximo na unidade de tempo em análise e em unidades de tempo múltiplas, ajustando-se-lhe depois, uma função do tipo $h = at^n$, onde h é altura em milímetros, t o tempo e a e n são constantes características de cada local obtidas pelo método dos mínimos quadrados após logaritmização ($\log h = \log a + n \log t$), e corresponde à implantação dos valores máximos de precipitação associados à duração segundo uma recta traçada em papel logaritmo. A função $h = h(t)$ é designada por **curva de possibilidade udométrica** (altura-duração-frequência).

Na abordagem estatística, os máximos de precipitação em cada intervalo de tempo, começam por ser ajustados a uma lei de densidade de probabilidade (normalmente a lei de Gumbel), para depois se ajustar a curva de possibilidade udométrica, aos valores gerados para cada frequência e duração. As curvas assim obtidas acabam por ser uma derivação das curvas de altura-duração-frequência, e são conhecidas como **curvas IDF** (intensidade-duração-frequência):

$$i = \frac{h}{t} = \frac{at^n}{t} = at^{n-1} \quad (3.18)$$

em que a intensidade da precipitação, i (mm/h) é função decrescente da duração t (min.), supondo constante o período de retorno.

No Quadro 3.4, apresentam-se os parâmetros das curvas IDF para cinco períodos de retorno, resultantes da análise estatística das séries de precipitação de quatro postos udográficos (Universidade de Aveiro, Lisboa - IGIDL, Évora-Cemitério e Faro-Aeroporto) e na Figura 3.26 o correspondente traçado gráfico.

Quadro 3.4 - Parâmetros das curvas IDF (Brandão, 1995)

Parâmetros	Posto udográfico	Período de retorno (anos)					
		100	50	20	10	5	2
a	Aveiro	421	385	337	301	263	205
	Lisboa	594	532	450	386	320	221
	Évora	584	533	465	412	357	272
	Faro	728	636	561	487	411	295
b = (n-1)	Aveiro	-0.621	-0.620	-0.619	-0.617	-0.616	-0.612
	Lisboa	-0.638	-0.636	-0.631	-0.627	-0.621	-0.607
	Évora	-0.636	-0.638	-0.642	-0.645	-0.650	-0.662
	Faro	-0.636	-0.638	-0.640	-0.643	-0.647	-0.657

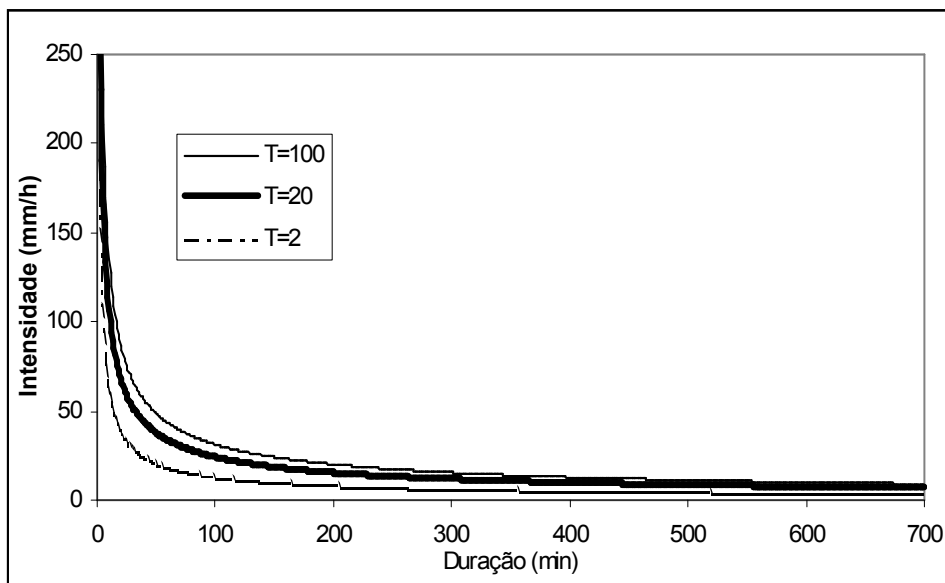


Fig. 3.26 - Curvas IDF relativas ao Quadro 3.4

3.8.3 Relação entre a precipitação, duração e a área

A relação entre a precipitação, a duração e a área é, genericamente, traduzida por uma função exponencial do tipo:

$$P_A = P_o e^{-kA^n} \quad (3.19)$$

onde P_A representa a precipitação ponderada em mm, P_o é a precipitação pontual, em mm, A é a área em km^2 , e k e n são constantes regionais positivas e inferiores à unidade dependentes da duração da chuvada. Da análise desta relação é possível concluir:

- a relação P_A/P_o diminui com o aumento da área;
- a relação P_A/P_o com a área atenua-se quando cresce a duração;

Estas relações , traduzidas na Figura 3.27, fornecem estimativas médias de reduções, no espaço, da precipitação registada num ponto, onde se agregam distintos tipos de precipitação. A análise em separado para cada tipo de precipitação, conduziria necessariamente a maiores afastamentos entre o valor pontual e espacial á medida que os fenómenos convectivos fossem predominantes em relação ao ciclónicos.

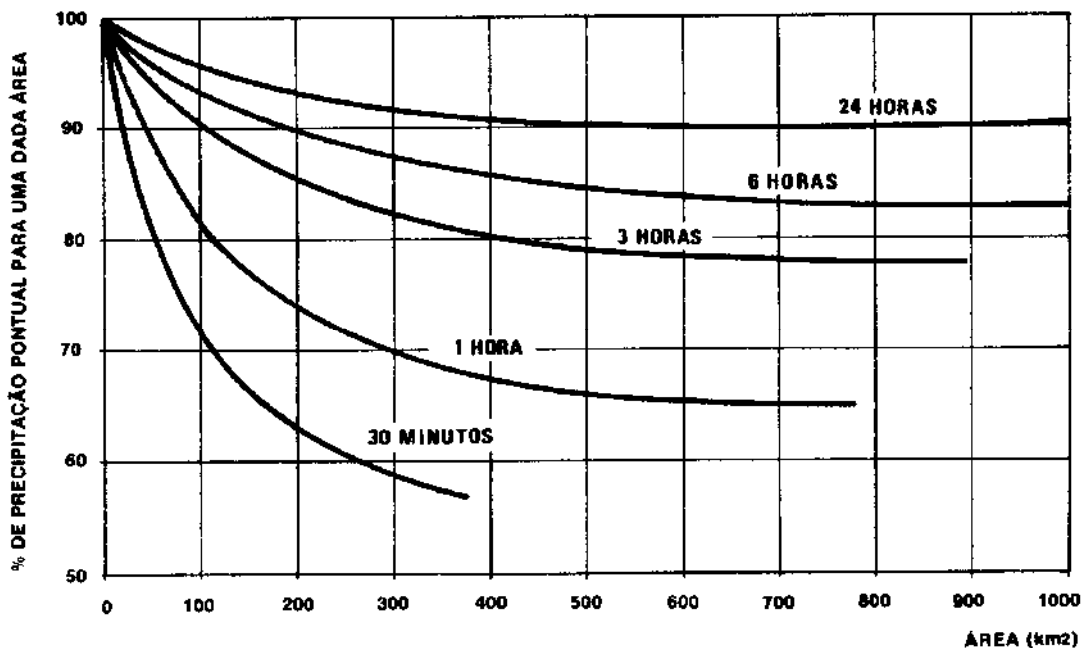


Fig. 3.27 - Variações da precipitação com a área

3.8.4 Distribuição temporal da precipitação

As curvas de possibilidade udométrica fornecem apenas, para uma duração da chuvada, a altura de precipitação para um dado período de retorno sem indicações sobre a forma como se distribui no tempo da chuvada, a precipitação.

A distribuição no tempo do total precipitado, permite definir o hietograma (gráfico da variação temporal da precipitação) de projecto fundamental para a determinação dos hidrogramas de cheia, objecto de referência no ponto 9.

A forma mais simples, mas também menos realista, de distribuir a precipitação no tempo, consiste em assumir uma distribuição uniforme do volume precipitado durante a duração da chuvada. Nestas condições o hietograma resultante tem intensidade constante pelo que a quantidade de precipitação resulta do produto da duração pela correspondente intensidade. Todavia, e na sequência do que foi referido em 3.5.2, é de supor que a intensidade de precipitação decresça com a duração, obrigando à decomposição do volume precipitado ao longo da chuvada de forma não constante.

A distribuição temporal da precipitação pode ser realizada segundo três metodologias distintas:

- recorrendo a **hietogramas**, em que cada ordenada representa a precipitação ou a intensidade ocorrida em cada incremento de tempo;
- através da **curva cumulativa da precipitação**, tal que cada ordenada indica a precipitação ocorrida até ao instante considerado;
- recurso às **curvas de Huff** - onde cada ordenada representa a fracção da precipitação total da chuvada até ao instante considerado.

Para efeitos desta disciplina vamos considerar duas metodologias para decomposição do volume precipitado, uma recorrendo às curvas IDF, outra tendo por base os registos udográficos.

i) Recorrendo às curvas I-D-F

Chow et al. (1988) sugere o uso do método dos blocos alternados na construção do hietograma. Nesta metodologia, a precipitação ocorrida em n número de intervalos de tempo sucessivos de duração Δt , é especificada numa duração total de $D = n\Delta t$. O método obedece aos seguintes procedimentos:

1. Escolha do período de retorno.
2. Obtenção, a partir das I-D-F, das intensidades para cada duração Δt , $2\Delta t$, $3\Delta t$., $n\Delta t$, e correspondente precipitação.
3. Estimar as diferenças entre intervalos de tempo sucessivos, com o objectivo de determinar a precipitação em cada intervalo Δt - Quadro 3.5.
4. Ordenar aquelas precipitações de modo a centrar o maior valor e alternar os valores à direita e à esquerda, por ordem decrescente - Figura 3.28 a)

Quadro 3.5 - Obtenção do hietograma pelo método dos blocos alternados relativo ao período de retorno de 100 anos, com 2 horas de duração em Évora-Cemitério

Duração (min)	Intensidade (mm/h)	Tempo (min)	Precipitação (mm)		
			Acumulada	Incremento	Hietograma I
10	135.02	0-10	22.50	22.50	4.90
20	86.89	10-20	36.99	14.48	5.56
30	67.14	20-30	48.17	11.19	6.53
40	55.91	30-40	57.49	9.32	8.09
50	48.51	40-50	65.58	8.09	11.19
60	43.20	50-60	72.78	7.20	22.50
70	39.17	60-70	79.31	6.53	14.48
80	35.98	70-80	85.30	6.00	9.32
90	33.38	80-90	90.87	5.56	7.20
100	31.22	90-100	96.07	5.20	6.00
110	29.38	100-110	100.97	4.90	5.20
120	27.80	110-120	105.60	4.63	4.63

Ainda recorrendo às IDF, a precipitação pode ser especificada de forma a considerar uma sucessões decrescente ou crescente das intensidades ao longo da respectiva duração.

A primeira situação (Figura 3.28 b) é mais realista já que está de acordo a evolução da generalidade dos fenómenos pluviosos (a diminuição da quantidade precipitada em cada intervalo de tempo, Δt , é directamente proporcional à duração da chuvada). Todavia, há que ter presente, que nesta situação a maior quantidade de precipitação ocorre no período onde é maior a infiltrabilidade do solo, o que se traduz em termos de menor precipitação efectiva e consequentemente menores picos de cheia.

A situação traduzida na Figura 3.28 c, é menos comum mas, o seu uso pode ser justificado, em termos de projecto, por sobre valorizar as quantidades de precipitação ocorridas no final das chuvadas, numa altura em que o solo se encontra já saturado e em que praticamente toda a precipitação vai contribuir para o escoamento, originando, por isso, picos de cheia mais significativos, e consequentemente, um dimensionamento das estruturas hidráulicas do lado da segurança.

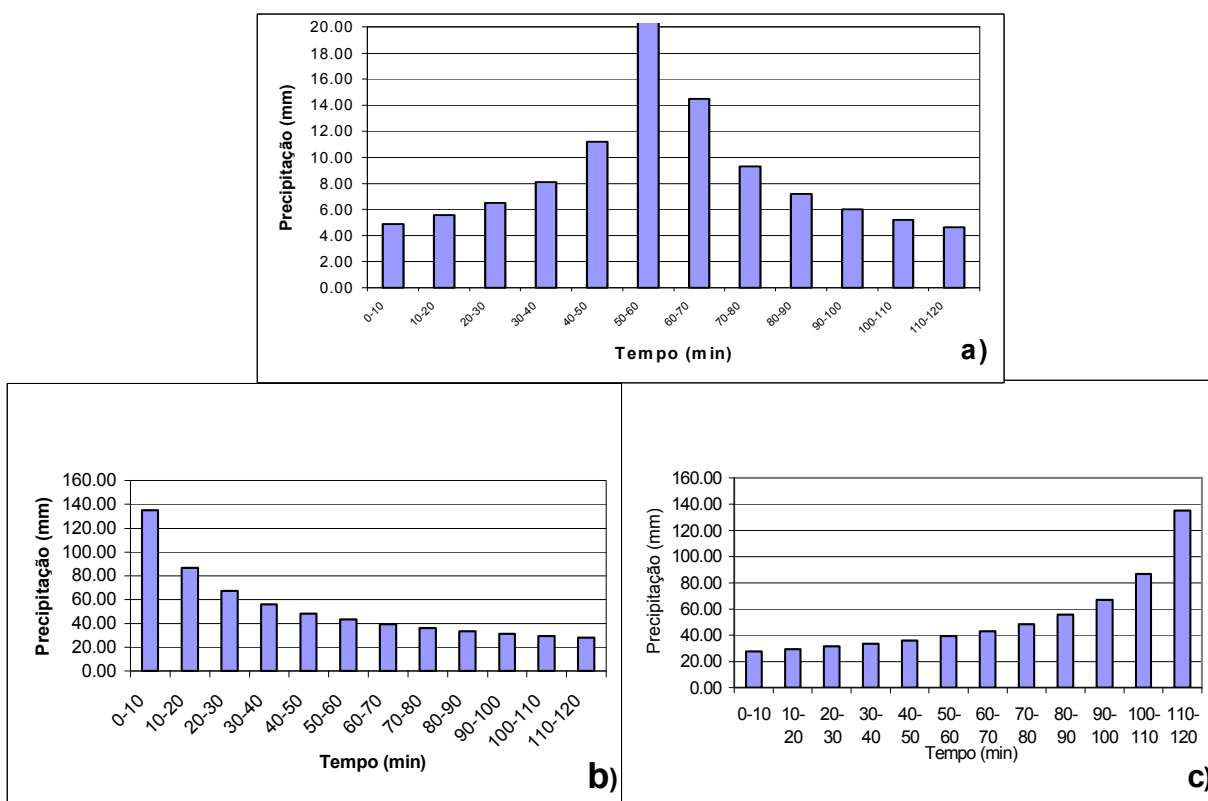


Fig. 3.28 - Obtenção dos hietogramas de projecto através das IDF

ii) Recorrendo aos registos de estações udográficas

Estes modelos tem por base a análise estatística de uma grande número de acontecimentos pluviosos. De entre os vários trabalhos realizados neste âmbito destacam-se as, entre nós muito utilizadas, distribuições temporais de Huff - Figura 3.29.

A definição das distribuições temporais de Huff recorre às seguintes fases:

1. Leitura dos udogramas em cada 5, 15 ou 30 minutos (a duração depende do tipo de registo existente).
2. Identificação de acontecimentos pluviosos independentes (aqueles em que se verifique uma separação em relação ao precedente e ao seguinte de pelo menos 6 horas).
3. Elaborar uma curva de distribuição temporal de precipitação onde a precipitação e duração vêm expressas em percentagem.
4. Agrupar os acontecimentos pluviosos em quatro grupos consoante a localização temporal da precipitação máxima acumulada estiver no 1º, 2º, 3º ou 4º quartil da duração total.
5. Desenho, para cada quartil, das várias curvas de distribuição temporal de precipitação, consoante a sua probabilidade de ocorrência.

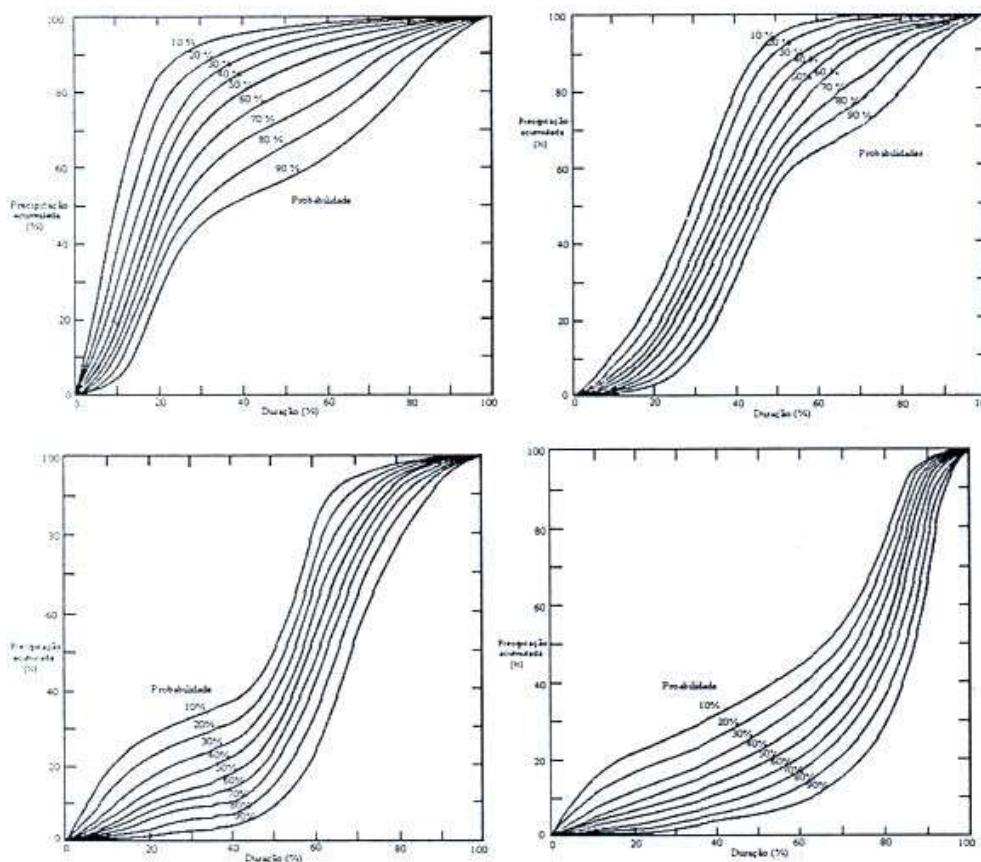


Fig. 3.29 - Hietogramas cumulativos adimensionais das distribuições temporais de Huff (Chow, 1988)

O Quadro 3.6 corresponde á tradução numérica das curvas de DTP de Huff do 1º quartil.

Quadro 3.6 - Valores das curvas DTP do 1º quartil correspondentes às probabilidades de ocorrência de 10, 50 e 90%

Prob. excedência(%)	Duração(%)										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
10	00	51.3	79.2	87.8	92.3	96.7	99.2	99.4	99.7	99.7	100.0
50	00	18.5	50.1	71.5	80.2	88.0	90.1	93.0	95.5	98.0	100.0
90	00	10.0	33.5	46.0	51.8	57.5	63.0	71.5	82.0	92.5	100.0

A escolha da probabilidade a considerar para efeitos de cálculo dos caudais de cheia de projecto depende da maior ou menor segurança requerida. Assim, para muitos casos, a utilização de uma distribuição com probabilidade média de 50%, é suficiente, sendo, no entanto, mais apropriado, no cálculo de caudais extremos, considerar a probabilidade extrema de 10%.

As DTP mais desfavoráveis correspondem ao 4º quartil, pois resultam da análise de séries de precipitações intensas, em que a maior intensidade ocorre no último quarto da duração do evento pluvioso. Nestas condições, é maior a quantidade de precipitação não infiltrada o que conduz, necessariamente, a volumes e pontas de cheia superiores.

Seguindo a metodologia proposta por Huff, vários autores determinaram DTP para vários locais do nosso país. Como exemplo apresentam-se as DTP obtidas por Brandão, 1995, para Évora-Cemitério e Faro-Aeroporto (Figuras 3.30 e 3.31). Da sua análise é possível verificar que para atingir 50% da precipitação total em Évora, é necessário decorrer 23%, 39%, 29% e 74% da duração total, respectivamente, para o 1º, 2º, 3º e 4º quartil, evidenciando, deste modo, a ocorrência da precipitação máxima acumulada cada vez mais próxima do final do evento. Este comportamento verifica-se também o caso de Faro.

No Quadro 3.7 apresenta-se a discretização das DTP para as curvas medianas (50% de probabilidade de excedência) para os locais referidos.

Quadro 3.7 - Discretização da mediana das curvas DTP para Évora e Faro

Quartil	Local	Duração										
		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1º	Évora	0	20	46	60	68	74	79	87	94	99	100
	Faro	0	24	50	67	75	81	88	91	94	98	100
2º	Évora	0	4	13	30	51	71	78	84	92	98	100
	Faro	0	5	12	35	55	76	81	89	95	98	100
3º	Évora	0	3	10	15	21	28	51	75	91	97	100
	Faro	0	2	6	19	23	30	47	77	87	97	100
4º	Évora	0	3	7	13	17	25	30	42	60	81	100
	Faro	0	3	8	12	20	31	39	43	53	81	100

Unidades: %

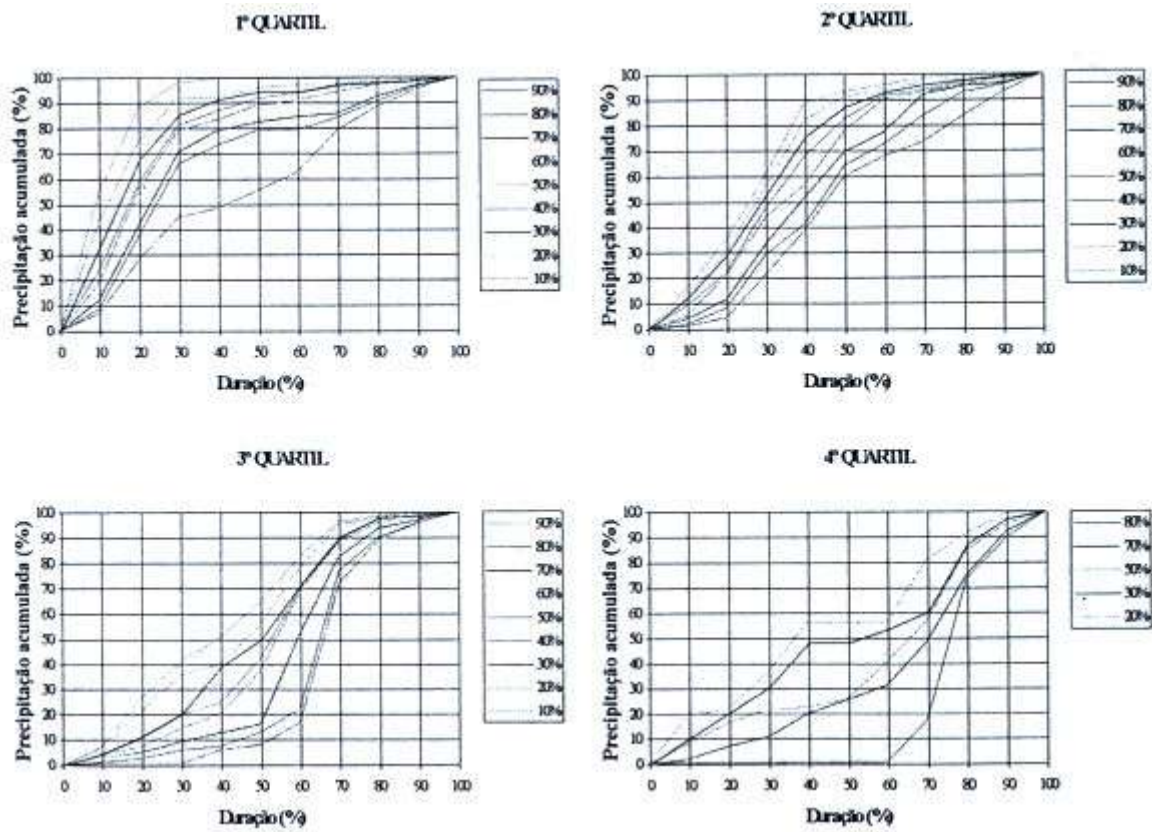


Fig. 3.30 - Curvas de Huff para Évora-Cemitério

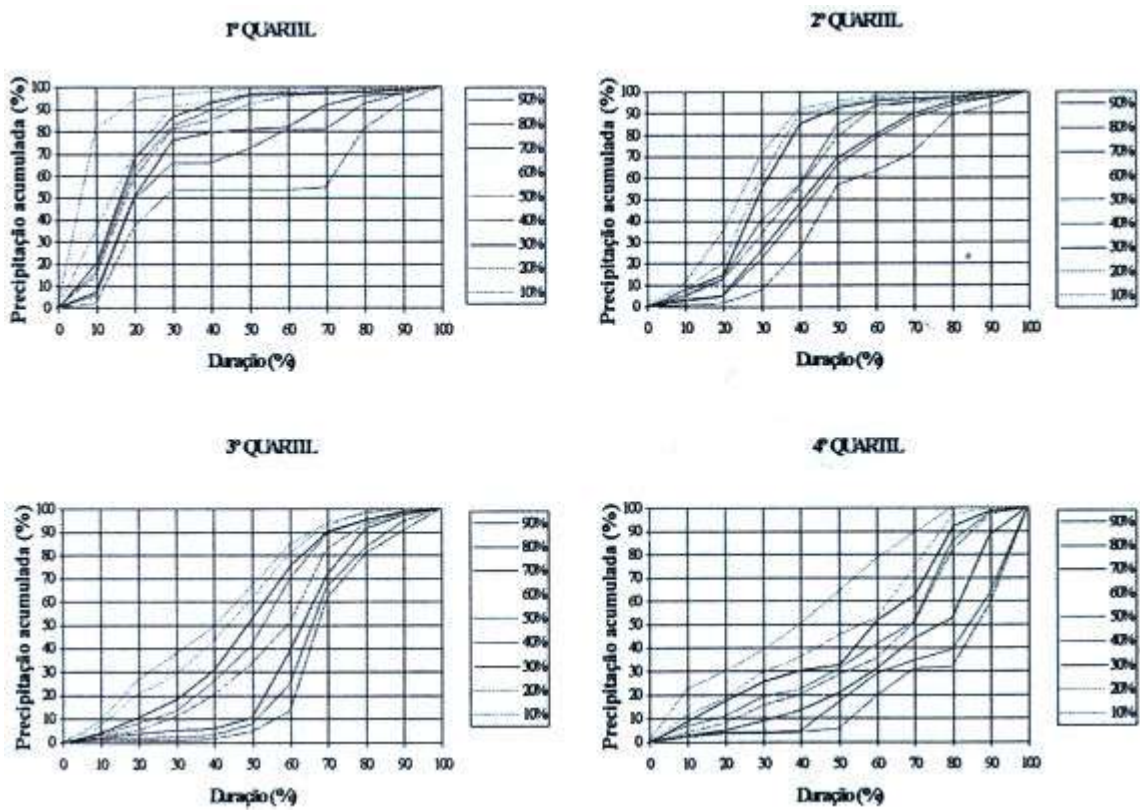


Fig. 3.31 - Curvas de Huff para Faro-Aeroporto

4 INTERCEPÇÃO

4.1 Generalidades

Durante a ocorrência de um evento de precipitação, uma fracção da água precipitada acaba por ficar retida na vegetação, acabando por retornar à atmosfera antes de contribuir para a escorrência superficial ou infiltração no solo. Este efeito de intercepção das precipitações induzido pelo coberto vegetal tem poucas implicações na redução dos escoamentos resultantes das grandes chuvadas, mas é importante na redução da energia cinética das gotas da chuva, contribuindo para a diminuição da acção erosiva durante as chuvadas intensas.

A quantidade de precipitação interceptada depende das características da precipitação e da natureza da cobertura do terreno. Nas zonas urbanizadas não é desprezível a fracção da precipitação retida nos telhados, estradas, parques de estacionamento e outras superfícies impermeabilizadas. Numa zona coberta por vegetação a água é interceptada por duas vias: intercepção pelo copado e intercepção pela manta morta junto ao solo.

A maior parte da água interceptada pelas copas das árvores, volta à atmosfera pela acção da evaporação. Todavia o efeito continuado da queda de precipitação conduz a que, uma vez preenchida a capacidade de retenção do copado, a totalidade da água penetre ou escorra pelos troncos até à manta morta. Parte desta terá oportunidade de evaporar e a restante escorre ou infiltra-se no solo.

4.1 Medição e estimativa da intercepção

Como não é possível a medição directa da intercepção, a sua estimativa é feita com base na quantificação da precipitação total, P ; na determinação da penetração T , e na avaliação do escoamento nos troncos e da variação do teor de humidade da manta morta, ΔL .

A precipitação total é medida através de udómetros colocados acima da zona de influência das copas. Por outro lado, udómetros colocados sob o copado possibilitam a determinação da penetração. A diferença entre estes dois valores, dá-nos uma estimativa da quantidade de água retida pelo copado.

O escoamento pelos troncos, pode ser medido recorrendo à colocação de colares de captação em torno dos troncos, os quais recolhem e desviam a água para recipientes graduados. A intercepção pela manta morta é estimada a partir de medições periódicas da sua humidade.

A intercepção total, J pode assim, ser obtida por:

$$J = P - (T + S - L) \quad (4.1)$$

Os resultados de varias experiências relativos à medição em simultâneo da precipitação total, penetração e do escoamento dos troncos, para diversos tipos de chuvadas, quer em florestas de resinosas como em florestas de folhosas, parecem apontar para as seguintes conclusões:

- as folhas das resinosas tendem a interceptar mais água que as folhosas, por apresentarem uma maior superfície específica e serem, regra geral, de folha persistente, ao contrário da folha larga e caduca das folhosas;
- o escoamento pelos troncos, assume reduzida importância quando comparado com a penetração através do copado;
- a idade e densidade dos povoamentos florestais condicionam a capacidade de interceptação do coberto vegetal;
- o valor da interceptação anual é usualmente menor nas plantas herbáceas anuais que nas floresta em virtude das significativas mudanças sazonais do seu estágio de desenvolvimento. Todavia, no seu máximo estágio de desenvolvimento vegetativo, as herbáceas podem ser responsáveis pela interceptação de 10 a 20 % de cada chuvada.

5 EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

5.1 Definições

Designa-se por **evaporação (E)** o processo de passagem da água do estado líquido ao estado gasoso a qualquer temperatura inferior ao ponto de ebulição. A passagem do estado sólido ao estado gasoso designa-se por **sublimação**, no entanto, no balanço hidrológico a sublimação é computada globalmente com a evaporação. A mudança do estado sólido ou líquido para o estado gasoso dá-se quando a energia cinética das moléculas que constituem a substância aumenta, exigindo por isso, para se fazer com temperatura constante, consumo de uma certa quantidade de energia. Esta quantidade de energia por unidade de massa da substância é o chamado calor de vaporização.

Evaporação que ocorreria se a água não constitui-se um factor limitante e a pressão de vapor da superfície evaporante fosse a da saturação é designada por evaporação potencial (E_p).

Designa-se por **transpiração (T)** a evaporação da água absorvida pelas plantas e por elas eliminadas nos diferentes processos biológicos (Lencastre, 1984), isto é, a passagem de vapor de água das plantas para a atmosfera. A passagem da água absorvida pelas plantas para a atmosfera dá-se, principalmente, através dos estomas (poros existentes na parte inferior das folhas). Os estomas abrem-se com a luz solar, permitindo a difusão do dióxido de carbono para o interior das folhas, a água contida nas células passa para os espaços intercelulares, onde é vaporizada e, quando os poros estão abertos escapa-se para a atmosfera, sendo a água transpirada substituída pela água que as raízes vão buscar ao solo.

O conjunto destes dois processos constitui a **evapotranspiração (Et)**, que inclui portanto, a transpiração das plantas e a evaporação do meio circundante (superfície do terreno, água das valas, rios, lagos, etc). A evapotranspiração constitui, assim, toda a "perda de água que ocorreria em condições de solo perfeitamente abastecido de água para uso da vegetação" (Thornthwaite, 1944) ou seja, traduz a evaporação a partir de uma ampla superfície de cultivo, que cobre o solo na totalidade, exerce uma resistência mínima ao fluxo de água, sendo esta uma factor não limitante.

Segundo Quintela, 1984, as designações de evaporação e evapotranspiração são usadas para referir quer os processos de transferência de água para a atmosfera, quer as respectivas quantidades, que se exprimem em altura de água sobre a superfície (mm).

Chama-se **evapotranspiração potencial (E_{t_p})** à quantidade de água que poderá passar para a atmosfera, directamente e/ou através das plantas, se a humidade do existente no solo estiver sempre disponível em quantidade suficiente, isto é se não houver deficiência de alimentação em água para o referido processo. A evapotranspiração assim definida depende do tipo de cobertura

vegetal e do seu grau de desenvolvimento. Para a evapotranspiração potencial se apresentar como uma grandeza climática, tem de ser referida em relação a uma superfície particular. Penman, citado por Quintela, 1984, sugere que a definição original seja modificada para incluir a especificação de que a superfície do solo seja completamente coberta por relva. Nestas condições a evapotranspiração potencial é independente do tipo de cultura e designa-se por **evapotranspiração de referência (E_t_o)**. A evapotranspiração referenciada a uma cultura particular diz-se evapotranspiração cultural (E_t_c) e resulta de multiplicar E_t_o pelo coeficiente cultural, k_c , da cultura.

A **evapotranspiração real (E_t_r)** corresponde à quantidade de água verdadeiramente perdida pelo solo, dependendo das condições atmosféricas, do conteúdo de água no solo e das características da vegetação.

A evapotranspiração abrange uma grande parte da água retirada duma bacia hidrográfica, pelo que é importante a sua consideração do ponto de vista hidrológico. As estimativas da evapotranspiração são indispensáveis para a previsão das necessidades de água em projectos de rega.

O aumento dos lagos artificiais torna cada vez mais significativa a parcela do balanço hidrológico que resulta da evaporação dos lagos. Assim, antes do estabelecimento de uma nova albufeira, haverá que considerar o aumento da evaporação anual proveniente do acréscimo de novas superfícies aquáticas. Estimativas das perdas de água por evaporação em albufeiras são necessárias para a definição da sua capacidade e condições de exploração nomeadamente quanto à satisfação dos consumos previstos.

5.2 Factores intervenientes

Os factores que mais condicionam a evaporação são de dois tipos, climáticos e físicos. Os condicionantes da evapotranspiração para além dos climáticos, assumem particular importância os relacionados com as características próprias da vegetação e o tipo de solo presente.

5.2.1 Factores climáticos

A evaporação ocorre quando algumas moléculas de líquido aquecidas atingem a energia cinética suficiente para vencer a tensão superficial e assim se libertarem da superfície do líquido. A energia provém da radiação solar, do calor transportado pela atmosfera ou da chegada de água quente (esgotos urbanos, águas de refrigeração das centrais eléctricas ou de processos químicos, etc.). A evaporação é, portanto, condicionada pela radiação solar que depende da latitude, estação do ano, hora do dia e nebulosidade. Por outro lado, as moléculas vaporizadas produzem uma tensão de vapor (pressão

exercida pelo vapor em determinado espaço). Quando o espaço não consegue comportar mais vapor diz-se saturado, e a pressão exercida pelo vapor nestas condições designa-se por tensão de saturação do vapor, tornando-se igual à pressão atmosférica no ponto de ebulição. A diferença entre a tensão de saturação do vapor e a tensão real de vapor chama-se déficit de saturação. Assim, a evaporação é influenciada pela temperatura do ar e da água, pela pressão atmosférica e humidade.

Na ausência de vento, o vapor de água concentrado numa camada da atmosfera muito próximo da superfície livre, camada que se designa por camada evaporante, atinge o estado de saturação. Para que a evaporação continue, é necessário retirar a camada de ar saturado. Aparece assim um novo elemento condicionante da evaporação, o vento.

Em suma, para haver evaporação é necessário: energia, diferença de tensão de vapor entre a camada vizinha da superfície da água e a atmosfera e vento.

Para além das características referidas, há que ter também em conta as variações do calor armazenado pelas próprias massas de água, ao longo do ano. No caso de lagos pequenos, sobretudo em regiões semi-áridas, o ar muito seco que vai substituindo as camadas humedecidas pela evaporação pode ocasionar sensíveis aumentos de evaporação - efeito de oásis - que no caso de grandes lagos é praticamente inexistente.

5.2.2 Factores físicos

Os factores físicos mais condicionantes da evaporação prendem-se com as características geométricas superfícies evaporantes e das regiões circundantes e com a existência de plantas e substâncias contidas na água. Em igualdade dos restantes factores, a evaporação é tanto maior quanto maior for a turbidez da água pois, tais condições, favorecem uma maior absorção das radiações solares.

5.2.3 Factores da vegetação

A evapotranspiração depende do albedo da vegetação, pois é tanto maior quanto menor o seu valor. O albedo varia em função da espécie vegetal, e dentro da mesma espécie, varia com o estado de desenvolvimento vegetativo. Dum modo geral, as culturas têm um albedo de 0.25, em verde, mas o seu valor tende a baixar à medida que as culturas se desenvolvem.

Em geral as florestas transpiram mais do que as culturas arvenses, havendo ainda diferenças entre as várias espécies arbóreas. Devido a diferenças na resistência dos estomas à difusão do vapor de água, há também diferenças importantes nas intensidades de evapotranspiração potencial entre espécies com o mesmo albedo e a mesma altura, quando expostas ao mesmo estado de tempo. Por outro lado, na mesma espécie a abertura dos

estomas funciona como reguladora da evapotranspiração, reduzindo-se quer em condições de excessiva evapotranspiração potencial, quer em condições de limitação da humidade do solo.

Quando a camada superior do solo está seca, as plantas com raízes pouco profundas reduzem a transpiração, no entanto as plantas com raízes muito profundas continuam a transpirar normalmente. Esta é uma razão pela qual as árvores transpiram mais do que as herbáceas.

A densidade de raízes das plantas pode também ser importante neste aspecto, na medida em que está relacionada com a facilidade de captarem água para manterem a evapotranspiração.

As resinosas ao interceptarem mais água do que as folhosas fazem aumentar a evaporação. Além disso transpiram mais porque têm um albedo mais baixo, e as folhas têm duração mais longa.

5.2.4 Factores do solo

O solo influencia a evapotranspiração quer pelo seu albedo, quer pela sua capacidade de reter e armazenar água, a qual depende da sua textura. Solos de características arenosas acabam por limitar a perda de água porque, uma vez secos á superfície, é mais facilmente quebrada a continuidade da água ao nível dos poros e conseqüentemente reduzida a perda de água por evaporação já que, a ascensão capilar é eliminada.

A maior quantidade de água armazenada pelos solos argilosos acaba por favorecer o desenvolvimento vegetal e a evapotranspiração, bem como a perda por evaporação directa a partir do solo.

5.3 Medição da evaporação e da evapotranspiração

A avaliação da evaporação pode ser feita por meio da observação da evaporação em **evaporímetros de tina** ou de tanque (tinas evaporimétricas ou tanques evaporimétricos) ou em **atmómetros** (evaporímetro de Piche, Livingstone e o de Balança).

5.3.1 Evaporímetros de tina ou de tanque

As tinas não são mais do que reservatórios contendo água exposta às condições atmosféricas (Figura 5.1). Podem ser instaladas tanto à superfície do solo, como é comum no caso da tina americana de classe A, enterradas ou ainda flutuando nas águas das albufeiras ou dos lagos. O Quadro 5.1 apresenta as principais características das tinas de utilização corrente.

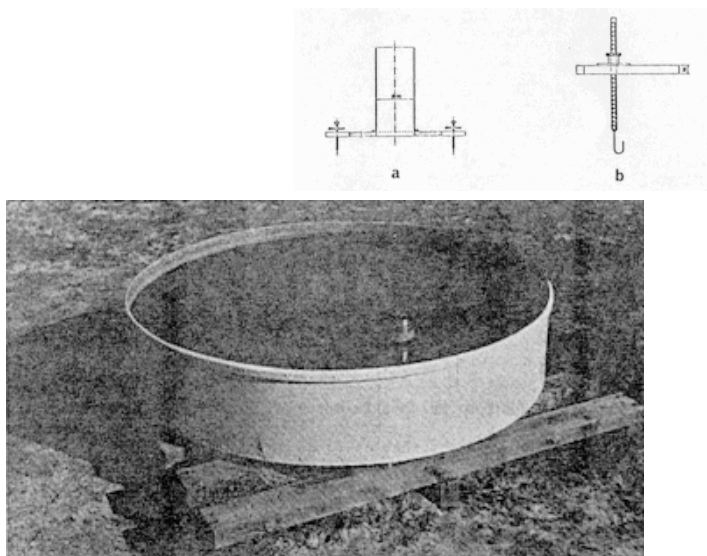


Fig. 5.1 Tina evaporimétrica de classe A. a) poço amortecedor; b) parafuso micrométrico

Quadro 5.1 - Características das tinas evaporimétricas

Modelo	Pais	Forma	Superfície (m ²)	Profundidade (m)	Comentário	Coefficiente, C E / Etina
Classe A	EUA	Circular	1.167	0.254		0.7
Colorado	EUA	Quadrada	0.836	0.457	Enterrada	0.8
B.P.I.	EUA	Circular	2.627	0.61	Enterrada	0.92
GGI-300	Rússia	Circular	0.3	0.6	Enterrada	0.82
Balsa 20	Rússia	Circular	20	2	Flutuante	1

A evaporação medida nas tinas deve ser afectada de um coeficiente C , normalmente designado por coeficiente de tina ou tanque. Trata-se de um factor de redução relativamente aos valores medidos na tina já que, dada a pequena altura de água, a tina recebe grandes quantidades de energia por radiação e condução através dos lados e da base, o que faz aumentar a evaporação. Por outro lado também a área, bastante pequena comparada com a dum lago, aumenta a evaporação por ser aí mais fácil a remoção, pelo vento, da camada de ar saturado à superfície do espelho de água. O próprio bordo da tina exerce influência na velocidade e turbulência do vento propiciando uma mais rápida remoção.

Este coeficiente de redução pode então, ser definido como a relação entre a evaporação no lago, E , e a evaporação na tina ou tanque, E_t :

$$C = \frac{E}{E_t} \quad (5.1)$$

A determinação do coeficiente C pode ser feita através dos balanços hidrológico e energético. Embora estes métodos sejam de difícil aplicação, possibilitam a determinação de valores regionais do coeficiente de tina.

Os valores de C , nalguns países, surgem publicados em cartas de âmbito regional, para utilização no estudo de pequenas albufeiras. Em zonas em que os coeficientes de tina não foram ainda determinados, utilizam-se geralmente coeficientes médios idênticos aos apresentados na Quadro 5.1. No caso das tinas de classe A são de esperar variações mensais de C entre 0.6 e 0.8 em função das estações do ano. Em Portugal usam-se os seguintes valores para as tinas da classe A: Outubro a Novembro - 0.7; Dezembro a Março - 0.6; Abril e Maio - 0.7 e Junho a Setembro 0.8. Os valores medidos na tina podem ainda ser falseados pela deficiente quantificação da precipitação e pelo facto de não se evitar que animais (principalmente aves) bebam a água da tina. Por vezes para evitar os animais, são colocadas sobre a tina redes metálicas ou plásticas, vedando o acesso. No entanto, deve ser presente que, a colocação de tais artefactos, acaba por condicionar, pela sombra que provocam, a quantidade de radiação e, por conseguinte, a energia disponível para evaporação.

5.3.2 Atmómetros

Tal como as tinas evaporimétricas, os atmómetros são evaporímetros utilizados para a medição directa da evaporação. Existem vários tipos de atmómetros, dos quais se destacam, o de Piche, de Livingstone e o de Balança.

O evaporímetro de Piche, é o mais utilizado entre nós e é constituído por um disco de papel poroso alimentado por uma coluna de água. A diminuição do nível da coluna de água permite avaliar a evaporação já que traduz uma medida do poder evaporante do ar.

Na Figura 5.2 esquematizam-se os três tipos de atmómetros referidos.

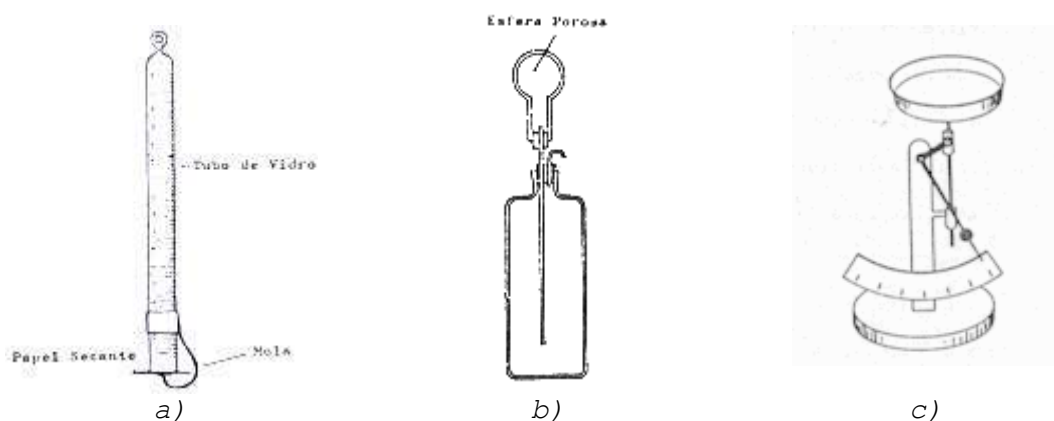


Fig. 5.2 - Atmómetros: a) Piche; b) Livingstone; c) Balança

Os valores da evaporação obtida pelos evaporímetros de Piche pecam por defeito quando comparados com os obtidos a partir da tina (Figura 5.3).

A relação entre as medições da evaporação em tinas e em evaporímetros de Piche, para valores anuais em mm, válida para o sul de Portugal, pode ser traduzida por uma regressão linear (Loureiro, 1987) tal que:

$$E_{tina} = 915.245 + 0.422E_{Piche} \quad (5.2)$$

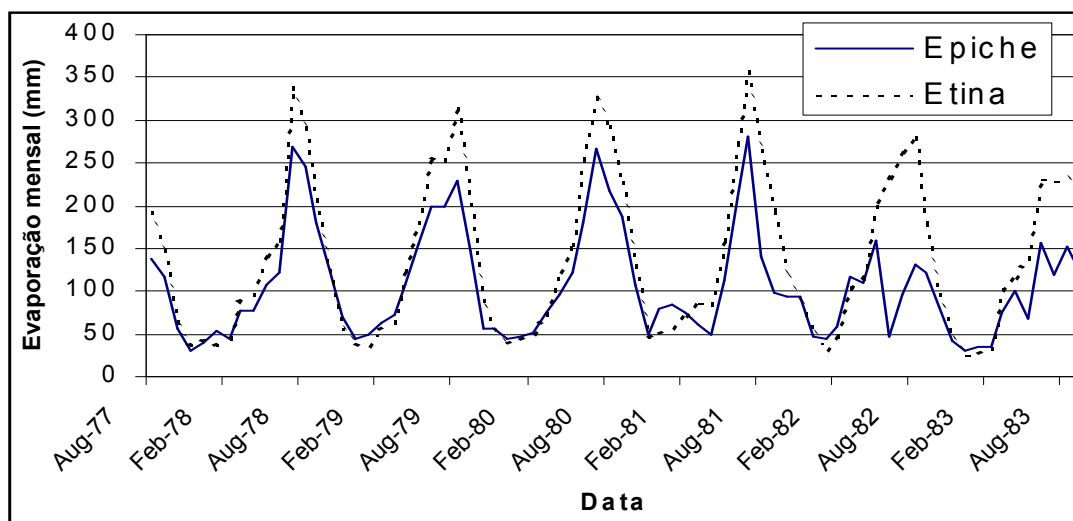


Fig. 5.3 - Comparação dos valores de E_{tina} vs E_{Piche} na estação climatológica do Divor

5.4 Cálculo da evaporação por meio de balanço hidrológico

Para uma melhor quantificação da evaporação numa determinada região, e até para controlar os resultados obtidos pelas tinas, deve-se, sempre que possível, efectuar o balanço entre todos os volumes de água afluentes e efluentes a um lago ou albufeira existente (Figura 5.1).

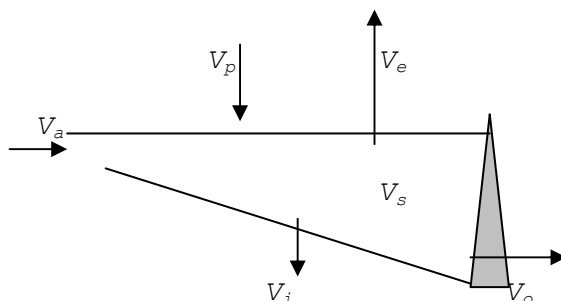


Fig. 5.4 - Esquemática das variáveis intervenientes no balanço de uma albufeira

O balanço de massa pode assim, ser expresso por:

$$V_e = (V_a + V_p) - (V_o + V_s + V_i) \quad (5.3)$$

onde V_e é o volume evaporado, V_a o volume de água que afluí à albufeira, V_p corresponde à precipitação reportada à área do espelho de água, V_o é o volume de água efluente da albufeira, V_s é o volume correspondente à variação do volume armazenado (positiva quando aumentar e negativa quando diminuir) e V_i , o volume infiltrado ou perdido por percolação. Todos estes volumes são facilmente quantificáveis à excepção de V_i , que geralmente é estimado com base na condutividade hidráulica dos solos da albufeira. O valor de V_e obtido pela equação 5.3, pode ser expresso em termos de evaporação relativa ao período em análise, desde que se divida aquele volume, pela área, S , do espelho de água.

5.5 Medição da evapotranspiração

A evapotranspiração pode ser medida directamente recorrendo a dispositivos denominados **evapotranspirómetros** ou **lisímetros**. Estes aparelhos possibilitam a realização de um balanço de massa ao nível de um bloco de solo isolado seu conjunto mas, no qual se faz a mesma cultura da zona envolvente. A perda de água por evapotranspiração é medida pela diferença entre a quantidade de água que afluí ao solo do lisímetro por intermédio da chuva ou rega, e aquela que o abandona, por drenagem profunda ou por escorrência superficial - lisímetro de drenagem (Figura 5.5).

Os lisímetros são instalações caras e de difícil manutenção pelo que são normalmente usados apenas com carácter experimental para a validação das fórmulas empíricas baseadas em parâmetros hidrometeorológicos de mais fácil determinação e por isso geralmente sempre disponíveis.

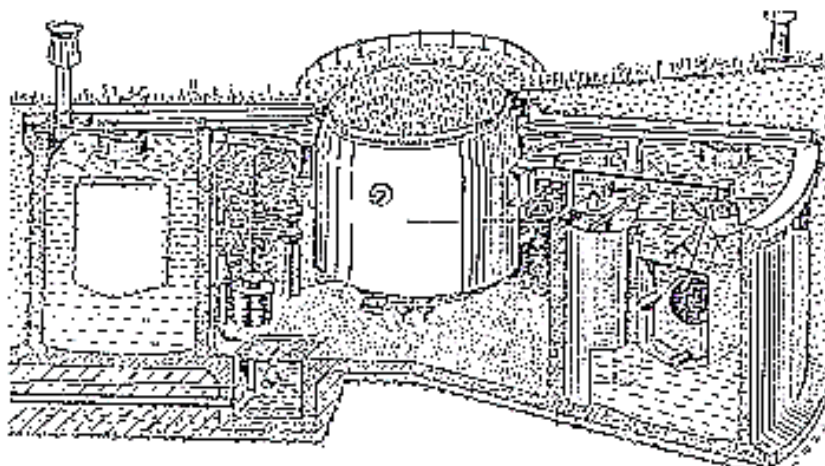


Fig. 5.5 - Lisímetro

5.6 Cálculo empírico da evapotranspiração

Existem vários métodos para a avaliação da evapotranspiração, das quais se destacam o de Thornthwaite (Thornthwaite, 1944), o de Turc, o de Penman-Modificado (FAO, 1977) e o de Penman-Monteith (Allen, R.G. et al. 1991)

5.6.1 Método de Thornthwaite

Este método baseia-se na correlação entre a temperatura do ar e a evapotranspiração potencial, a partir de grande número de medições das mesmas.

A evapotranspiração potencial é calculada com base em dois índices:

a) Índice térmico mensal, i

$$i = (0.2 T)^{1.514} \quad (5.4)$$

onde T é a temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$).

b) Índice térmico anual, I

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad (5.5)$$

A evapotranspiração potencial, ET_p em mm, num local do equador (Latitude 0 e 12 horas de luz por dia), durante um mês com trinta dias é dada por,

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad (5.6)$$

com

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 77.1 \times 10^{-6} I^2 + 17.92 \times 10^{-3} I + 492.39 \times 10^{-3}$$

A evapotranspiração potencial noutra local, obtém-se aplicando um factor correctivo, f , à equação anterior, dependendo esse factor da latitude do local e do número de dias do mês tal que:

$$ET_p = 16 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \times f \quad (5.7)$$

com,

$$f = \frac{N/12 \times N_d}{30} \quad (5.8)$$

$N/12$ - Insolação astronómica diária expressa em unidades de 12h de um mês com 30 dias tabelada em função da Latitude.

N_d - Número de dias do mês

5.6.2 Método de Turc

É um método onde a radiação solar assume preponderância. Segundo Turc a evapotranspiração potencial mensal, ET_p , em mm, é dada por,

$$ET_p = 0.40 \frac{T}{T + 15} (R_c + 50) \quad (5.9)$$

onde

T - Temperatura média mensal ($^{\circ}C$)

R_c - Radiação global média diária durante o mês ($Cal\ cm^{-2}\ dia^{-1}$), valor tabelado em função da latitude do lugar, ou obtido pela equação de Angström:

$$R_c = \left(\alpha + \beta \frac{n}{N} \right) R_a \quad (5.10)$$

com,

α, β - Coeficientes de Angström função da latitude

n - Insolação diária (h)

N - Insolação astronómica diária (h) tabelada em função da Latitude.

R_a - Radiação extraterrestre ($Cal\ cm^{-2}\ d^{-1}$) tabelada em função da latitude.

Para o mês de Fevereiro o valor 0.40 da fórmula 5.9 é substituído por 0.37 para ter em conta o menor número de dias desse mês. Nos meses em que a humidade relativa do ar for inferior a 50%, a equação 5.9 deve ser afectada de um factor correctivo, f , dado por

$$f = 1 + \frac{50 - H}{70} \quad (5.11)$$

onde H representa a humidade relativa do ar (%)

5.6.3 Método de Penman Modificado

Este método foi sugerido pela FAO em 1977 com particular aplicação para o cálculo das necessidades de rega das culturas, tendo por base a fórmula proposta por Penman em 1948, relativa às perdas de água por evaporação directa a partir de uma superfície livre de água.

A formulação apresentada pela FAO agrega duas componentes, uma energética, onde a radiação solar assume predominância, e outra aerodinâmica, para ter em atenção o efeito do vento na evapotranspiração. Assim temos:

$$Et_o = c [W \cdot R_n + (1-W) \cdot f(u) \cdot (e_a - e_d)] \quad (5.12)$$

Comp. energética + comp. Aerodinâmica

em que:

Et_o - evapotranspiração de referência (mm/d);

c - factor de correcção entre as condições diurnas e nocturnas;

W - factor de ponderação relacionado com a temperatura;

R_n - radiação líquida expressa em evaporação equivalente (mm/d);

$f(u)$ - função relacionada com o vento;

$(e_a - e_d)$ - déficite de saturação (mbar).

Factor c

Este factor corrige os valores de E_{to} tendo em conta os valores da humidade relativa máxima, $R_{h_{max}}$, da radiação solar, R_s , e da relação entre as velocidades do vento durante o dia relativamente aquelas que ocorrem durante a noite.

Déficit de saturação ($e_a - e_d$)

O déficit de saturação traduz a diferença existente entre a pressão de vapor à saturação e pressão real de vapor da água padrão. O valor de e_a é tabelado em função da temperatura média do ar em °C. O valor de e_d é igual ao produto de e_a pela em que R_h é a humidade relativa do ar em %, tal que:

$$e_d = e_a \times R_{h_{media}}/100$$

Função $f(u)$

É uma função para ter em conta o efeito do vento a qual pode ser expressa por:

$$f(u) = 0.27 (1 + U_2/100)$$

em que U_2 é velocidade total do vento, a uma altura de 2 m, expressa em km/d. Nem sempre a altura dos anemómetro é 2 metros pelo que sempre que tal não aconteça, é necessário corrigir os valor do vento (quadro 5.8).

Quadro 5.8 - Factores para correcção da velocidade do vento (FAO, 1977)

Altura da medição (m)	0.5	1	1.5	2	3	4	5	6	10
Factor de correcção	1.35	1.15	1.06	1	0.93	0.88	0.85	0.83	0.77

(1 - W) : é um factor de ponderação correspondente aos efeitos do vento e da humidade. Os seus valores encontram-se relacionados com a temperatura média e a altitude.

W: é um factor de ponderação correspondente aos efeitos da radiação. Os seus valores encontram-se relacionados com a temperatura média e a altitude.

Rn: a radiação líquida corresponde à diferença entre a radiação afluente e a radiação efluente. Pode ser calculada desde que se disponha de dados da radiação solar, do número de horas de insolação, da temperatura, e da humidade.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

$$R_s = (0.25 + 0.50 (n/N)) R_a$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$$

em que α corresponde ao albedo e traduz a capacidade de reflexão da superfície ($\alpha = 0.25$)

Os factores e funções supra referidos podem ser encontrados no Boletim 24 da FAO - "Necessidades de água das culturas".

5.6.4 Método de Penman-Monteith

Segundo este método a evapotranspiração de referência é dada por,

$$Et_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad (5.14)$$

- E_{t_0} - Evapotranspiração de referência (mm d^{-1})
 Δ - Declive da curva de tensão de vapor ($\text{k Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
 R_n - Radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
 G - Fluxo de calor do solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
 γ - Constante psicrométrica ($\text{k Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
 T - Temperatura média mensal ($^\circ\text{C}$)
 U_2 - Velocidade média do vento a 2 m do solo (m s^{-1})
 e_a - Tensão de saturação do vapor (k Pa)
 e_d - Tensão real do vapor (k Pa)

Tensão de Saturação do Vapor, e_a

$$e_a = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) = e^0(T) \quad (5.15)$$

- e_a - Tensão de saturação do vapor (k Pa)
 T - Temperatura média mensal ($^\circ\text{C}$)
 e^0 - Função tensão de saturação do vapor (k Pa)

Tensão Real do Vapor, e_d

$$e_d = \frac{1}{2} e^0(T_{\min}) \frac{H_{\max}}{100} + \frac{1}{2} e^0(T_{\max}) \frac{H_{\min}}{100} \quad (5.16)$$

- e_d - Tensão real do vapor (k Pa)
 $e^0(T_{\min})$ = Tensão de saturação do vapor calculada pela equação (5.15) para a temperatura mínima mensal (T_{\min}) (k Pa)
 $e^0(T_{\max})$ = Tensão de saturação do vapor calculada pela equação (5.15) para a temperatura máxima mensal (T_{\max}) (k Pa)
 H_{\max} - Humidade relativa máxima mensal (%)
 H_{\min} - Humidade relativa mínima mensal (%)

Declive da Curva de Tensão de Vapor, Δ

$$\Delta = \frac{4099 e_a}{(T + 237.3)^2} = \frac{2504 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right)}{(T + 237.3)^2} \quad (5.17)$$

- Δ - Declive da curva de tensão de vapor ($\text{k Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
 e_a - Tensão de saturação do vapor dada pela equação (5.15) (k Pa)
 T - Temperatura média mensal ($^\circ\text{C}$)

Radiação Líquida, R_n

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} \quad (5.18)$$

- R_n - Radiação líquida ($MJ m^{-2} d^{-1}$)
 R_{ns} - Radiação de curto comprimento de onda ($MJ m^{-2} d^{-1}$)
 R_{nl} - Radiação de longo comprimento de onda ($MJ m^{-2} d^{-1}$)

Radiação de curto comprimento de onda, R_{ns}

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s = 0.77R_s \quad (5.19)$$

- R_{ns} - Radiação de curto comprimento de onda ($MJ m^{-2} d^{-1}$)
 α - Albedo. $\alpha = 0.23$ para a relva.
 R_s - Radiação global ($MJ m^{-2} d^{-1}$), dada pela equação de Angström:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (5.20)$$

- a_s e b_s - Coeficientes de Angström. Para Portugal Continental $a_s = 0.25$ e $b_s = 0.50$
 n - Insolação (h)
 N - Insolação astronómica (h)

$$N = 7.64 \omega_s \quad (5.21)$$

- ω_s - Ângulo do sol no ocaso (ângulo da hora solar) (rad)

$$\omega_s = \arccos (-\operatorname{tg}\varphi \operatorname{tg}\delta) \quad (4.22)$$

- φ - Latitude do local (rad)
 δ - Declinação solar (rad)

$$\delta = 0.409 \operatorname{sen} (0.0172 J - 1.39) \quad (5.23)$$

- J - Dia do calendário Juliano (N° do dia do ano)

$$J = \text{Inteiro} (30.5 M - 14.6) \quad (5.24)$$

- M - N° do mês

- R_i - Radiação extraterrestre ($MJ m^{-2} d^{-1}$)

$$R_a = 37.6 d_r (\omega_s \operatorname{sen}\varphi \operatorname{sen}\delta + \cos\varphi \cos\delta \operatorname{sen}\omega_s) \quad (5.25)$$

- d_r - Distância relativa da terra ao sol

$$d_r = 1 + 0.033 \cos (0.0172 J) \quad (5.26)$$

Radiação de longo comprimento de onda, R_{nl}

$$R_{nl} = -2.45 \times 10^{-9} f \varepsilon' \left(T_{Kx}^4 + T_{Kn}^4 \right) \quad (5.27)$$

R_{nl} - Radiação de longo comprimento de onda ($MJ m^{-2} d^{-1}$)
 f - Factor de nebulosidade

$$f = 0.9 \frac{n}{N} + 0.1 \quad (5.28)$$

n - Insolação (h)
 N - Insolação astronómica calculada pela equação (3.19) (h)

ε' - Emissividade líquida da superfície

$$\varepsilon' = \left(0.34 - 0.14 \sqrt{e_d} \right) \quad (5.29)$$

e_d - Tensão real do vapor calculada pela eq. (5.16) (k Pa)

T_{Kx}^4 - Temperatura máxima mensal (K) = $T_{max} (^{\circ}C) + 273$

T_{Kn}^4 - Temperatura mínima mensal (K) = $T_{min} (^{\circ}C) + 273$

Fluxo de Calor do Solo, G

$$G = 0.14 \left(T_{mes i} - T_{mes i-1} \right) \quad (5.30)$$

G - Fluxo de calor do solo ($MJ m^{-2} d^{-1}$)

$T_{mes i}$ - Temperatura média do mês ($^{\circ}C$)

$T_{mes i-1}$ - Temperatura média do mês anterior ($^{\circ}C$)

Constante psicrométrica, γ

$$\gamma = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (5.31)$$

γ - Constante psicrométrica (k Pa $^{\circ}C^{-1}$)

P - Pressão atmosférica (k Pa)

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 Z}{293} \right)^{5.26} \quad (5.32)$$

Z - Altitude da estação (m)

λ - Calor latente de vaporização ($MJ kg^{-1}$)

$$\lambda = 2.501 - \left(2.361 \times 10^{-3}\right) T \quad (5.33)$$

T - Temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$)

Velocidade Média do Vento a 2 m do Solo, U_2

$$U_2 = U_z \frac{4.87}{\ln (67.8 Z_m - 5.42)} \quad (5.34)$$

U_2 - Velocidade média do vento a 2 m do solo (m s^{-1})

U_z - Velocidade média do vento a Z_m do solo (m s^{-1})

Z_m - Altura da medição da velocidade do vento (altura do anemómetro) (m)

5.7 Conceito de evapotranspiração cultural

A afectação de Et_o por um coeficiente cultural, k_c , possibilita a consideração dos factores relacionados com as culturas no sentido de calcular as suas necessidades em água. Na prática, a evapotranspiração cultural Et_c , representa a perda de água, por evapotranspiração, de uma cultura em condições sanitárias óptimas, em franco desenvolvimento e, por isso, capaz de produzir rendimentos máximos, tal que

$$Et_c = Et_o * k_c \quad (5.35)$$

O valor do k_c é um valor tabelado, condicionado para cada cultura por aspectos ligados às datas de plantação ou sementeira, aos ritmos de desenvolvimento da cultura e duração do seu período vegetativo, dependente das condições climatéricas e da frequência das precipitações ou das regas.

5.8 Cálculo da evapotranspiração real

Foi já referido que a evapotranspiração real, Etr , corresponde à quantidade de água verdadeiramente perdida pelo solo, dependendo do seu teor de humidade, das condições atmosféricas e das características da vegetação.

O método de cálculo da Et_r é o do balanço hídrico. Assim, sempre que a quantidade de precipitação, P , num determinado período de tempo, i , excede a evapotranspiração potencial ou de referência determinada para o mesmo período, o valor de Et_r é igual ao valor de Et_o (ou Et_p). Esta situação ocorre nas nossas condições na estação húmida. Temos então:

$$Etr_i = Eto_i \text{ se } [P_i > Eto_i] \quad (5.36)$$

Em período seco (valores da precipitação inferiores à evapotranspiração no período) há que ter em conta a quantidade de água retida no solo em condições utilizáveis pelas culturas. Assim o valor da evapotranspiração real deverá ser determinado por

$$Etr_i = P_i + |\Delta H_i| \quad \text{se} \quad [P_i < Eto_i] \quad (5.37)$$

em que ΔH_i corresponde à variação da reserva utilizável do solo (mm) obtida por:

$$\Delta H_i = H_i - H_{i-1} \quad (5.38)$$

e, i , representa o intervalo de cálculo do balanço (dia, década, mês) e, H a reserva utilizável.

No ponto 8 abordaremos o balanço hídrico nas bacias hidrográficas, havendo, por isso, oportunidade de retornar a esta temática

6 ÁGUA NO SOLO: INFILTRAÇÃO PERCOLAÇÃO E DRENAGEM

6.1 Conceitos básicos

O solo é constituído por um conjunto heterogéneo de componentes repartidos pelas fases sólida, líquida e gasosa (Figura 6.1).

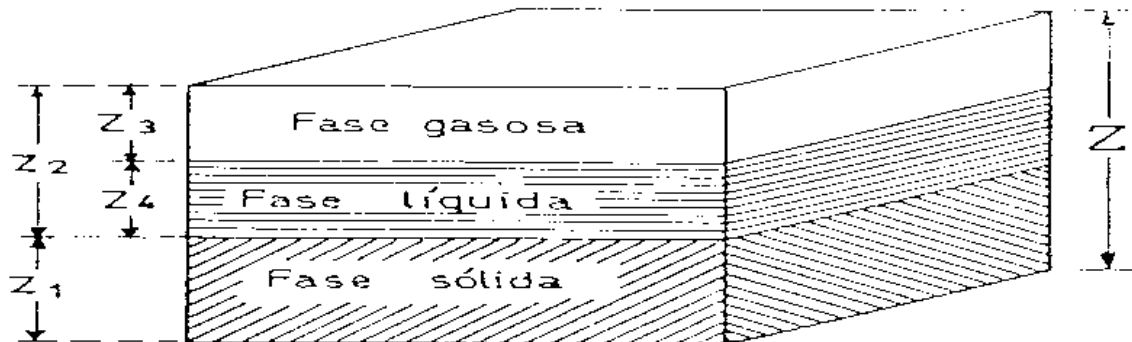


Fig. 6.1 Volume aparente de solo

Em termos hidrológicos interessa conhecer a fase líquida do solo e o modo como ela se articula ou é condicionada pelas restantes fases. Neste sentido existem um conjunto de parâmetros fundamentais à caracterização hídrica do solo, a saber: parâmetros de massa (densidade real e densidade aparente) e parâmetros de volume (porosidade, índice de vazios, grau de saturação e teor de humidade).

Densidade real, traduz a razão entre a massa da parte sólida do solo e a massa de água que ocuparia igual volume. Em termos do volume aparente do solo, representado na Figura 6.1, a densidade real, D_r pode ser expressa por:

$$D_r = \frac{Z^2 z_1 \rho'}{Z^2 z_1 \rho} = \frac{V_1 \rho'}{V_1 \rho} = \frac{m'}{m} \quad (6.1)$$

em que m é a massa da água ($1\text{gr}/\text{cm}^3$) que ocupa igual volume, V_1 , que a fase sólida, m' é massa da fase sólida e ρ e ρ' respectivamente a massa específica da água e da fase sólida.

Densidade aparente, quantifica-se pela razão entre a massa da parte sólida de um determinado volume aparente de solo e a massa de igual volume de água.

$$D_a = \frac{Z^2 z_1 \rho'}{Z^3 \rho} = \frac{V_1 \rho'}{V \rho} = \frac{m'}{M} \quad (6.2)$$

M representa a massa de água que ocupa volume idêntico ao volume aparente de solo ($V = Z^3$)

Porosidade, representa a razão entre o volume das fases líquida e sólida e o volume aparente do solo. Expressa em termos de densidades é:

$$P = 1 - \frac{D_a}{D_r} = \frac{100(D_r - D_a)}{D_r} (\%) \quad (6.3)$$

Índice de vazios, exprime a razão entre os volumes das fases líquida e gasosa e o volume da fase sólida tal que:

$$I_v = \frac{Z^2 z_2}{Z^2 z_1} = \frac{z_2}{z_1} \quad (6.4)$$

Teor de humidade ou teor do solo em água, num dado momento, é determinado por secagem em estufa a 105 °C, em pequenas amostras de solo, até peso constante, exprimindo-se como percentagem do peso de água em relação ao peso do solo seco (θ_p %). Outro modo de exprimir o teor de humidade do solo é pela percentagem do volume de água retido por um volume conhecido de solo (θ_v %) tal que:

$$\theta_v = D_a \cdot \theta_p \quad (6.5)$$

Podemos ainda escrever:

$$\theta_p = \frac{Z^2 z_4 \rho}{Z^2 z_1 \rho'} = \frac{z_4 \rho}{z_1 \rho'} \quad (6.6)$$

multiplicando ambos os termos desta igualdade por D_a virá:

$$\theta_p * D_a = \frac{z_4 \rho}{z_1 \rho'} D_a = \frac{z_4 Z^2}{Z^3} = \theta_v = \frac{z_4}{Z}$$

ou seja:

$$z_4 = \theta_v \cdot Z \quad (6.7)$$

que é outra maneira de exprimir a água do solo, como altura equivalente de água por unidade de espessura do solo.

Grau de saturação expressa, em termos de percentagem, a quantidade de vazios do solo preenchidos com água. Deste modo será:

$$S = \frac{z_4}{z_2} * 100 \quad (6.8)$$

6.2 Potenciais da água do solo

Os conceitos já apresentados, embora necessários, não são suficientes para a caracterização, em rigor, do estado hídrico do solo. A água no solo pode estar em equilíbrio ou em movimento em determinada direcção e segundo uma taxa definida pelo que é fundamental conhecer também o seu estado de energia.

A energia cinética, sendo proporcional ao quadrado da velocidade, assume pouca importância tendo em conta as reduzidas velocidades de deslocamento da água no solo. A energia potencial, pelo contrário, tem importância significativa já que é função da posição e da condição interna da água.

O potencial total Ψ da água é uma medida da sua energia potencial. Na medição da energia entre diferentes estados é usual considerar um estado padrão de energia nula que, para a água, corresponde ao estado da água pura, submetida a condições normais de pressão e temperatura quando colocada em determinado local de um campo gravitacional. O potencial total da água traduz também, o trabalho necessário para levar a água do estado padrão ao estado considerado e pode decompor-se em diversas componentes: componente de pressão, Ψ_p , componente gravitacional, Ψ_g , e componente osmótica, Ψ_o .

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_g + \Psi_o + \dots \quad (6.9)$$

6.3 Movimento da água no solo

Como já foi referido, a água move-se no sentido que lhe permite ocupar o estado de menor potencial total. Aquele movimento é regido pela lei de Darcy, que para o movimento vertical é expressa por:

$$q = -k(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial Z} \quad (7.10)$$

em que q traduz o fluxo (cm/s), $k(\theta)$ a condutividade hidráulica (cm/s) e $\partial \Psi / \partial Z$ representa o gradiente de potencial total.

O fluxo de água representa a quantidade de água (cm³) que passa pela unidade de área de solo (cm²) por unidade de tempo (s). O gradiente de potencial traduz a variação de potencial total da água ao longo da direcção Z . A condutividade é um coeficiente de proporcionalidade característico de cada solo e cujo valor é função da humidade (é tanto maior quanto mais húmido o solo estiver) sendo máxima á saturação.

6.4 Infiltração e o escoamento superficial

A taxa de infiltração é definida como o volume de fluxo de água movendo-se no perfil do solo por unidade de área. Este fluxo tem unidades de velocidade pois, traduz a velocidade com que a água

atravessa o solo desde a superfície. A taxa máxima de infiltração define a capacidade de infiltração do solo em estudo.

Quando o processo é controlado pelo fluxo, a infiltração é determinada pela taxa de aplicação da água. No entanto, se a taxa de aplicação excede a capacidade de infiltração, é esta que determina a taxa actual de infiltração e o processo diz-se controlado pelo perfil (caso da submersão).

Genericamente pode-se dizer que a capacidade de infiltração começa por ser elevada no início de uma chuvada (em particular se o solo estiver seco) e tende a diminuir, aproximando-se assintoticamente de um valor que corresponde á taxa de infiltração final também designada, taxa permanente de infiltração (Figura 6.2)

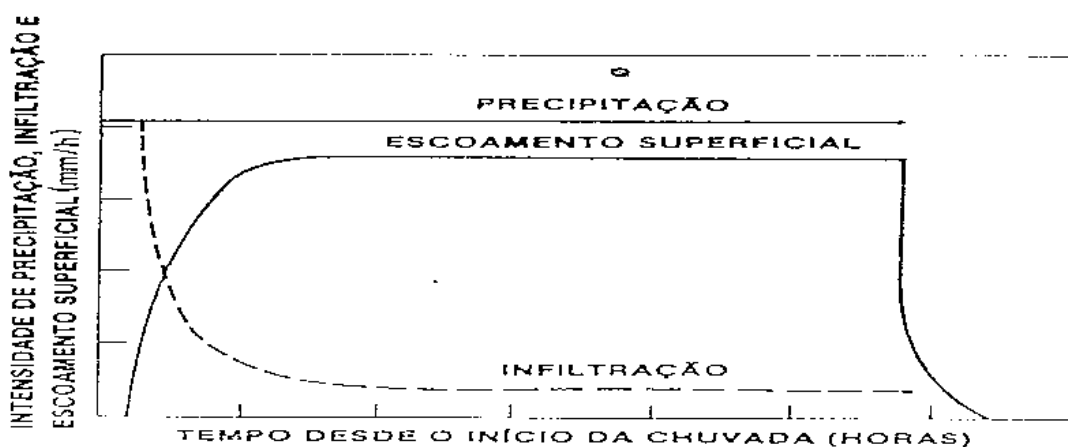


Fig. 6.2 - Precipitação, escoamento superficial e infiltração durante uma chuvada constante

A diminuição da infiltrabilidade com o tempo resulta, principalmente, duma diminuição do gradiente de potencial mátrico. Quanto maior é a condutividade hidráulica do solo maior é a sua capacidade de infiltração.

Se observarmos o perfil de um solo homogéneo durante a infiltração, sob condições de alagamento (Figura 6.3), verificamos que até pequena profundidade o solo está saturado e para baixo dessa zona existe uma zona de transmissão de humidade aparentemente uniforme. Segue-se uma zona de humedecimento na qual a humidade vai diminuindo em profundidade até à frente de humedecimento que constitui a zona mais afastada da superfície.

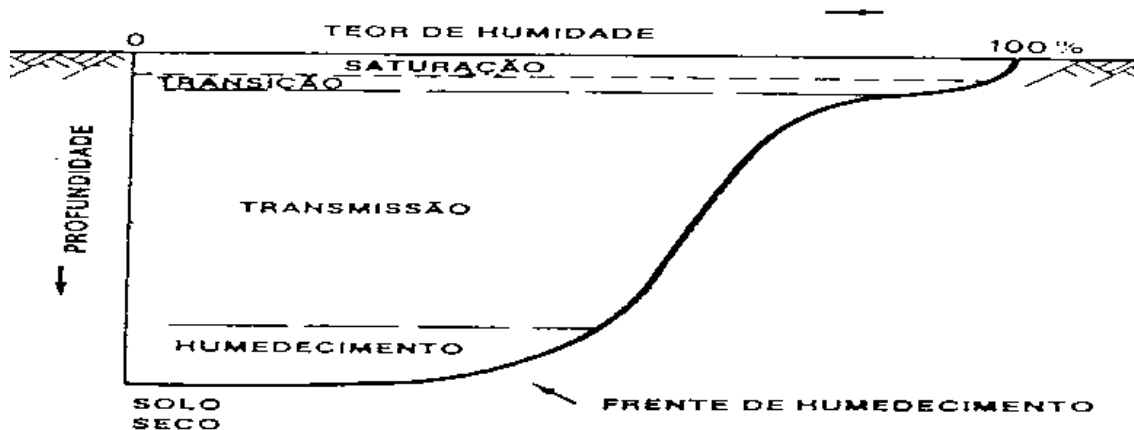


Fig. 6.3 Distribuição da umidade no perfil do solo

Existem numerosas fórmulas empíricas de infiltração. Se indicarmos por I o volume infiltrado (mm) e por i (mm/h) a taxa de infiltração teremos:

$$i = \frac{\partial I}{\partial t} \quad I = \int_0^t i \partial t$$

1. Fórmula de Green-Ampt (1911)

$$i = i_c + \frac{b}{I} \quad (6.11)$$

em que, i_c , representa a taxa permanente de infiltração (valor estabilizado da infiltração) e b uma constante.

2. Fórmula de Kostiaikov (1932)

$$i = Bt^{-n} \quad (6.12)$$

com, B e n são constantes

3 Fórmula de Horton (1940)

$$i = i_c + (i_0 - i_c)e^{-kt} \quad (6.13)$$

em que, i_0 , representa a taxa inicial de infiltração e k uma constante.

3. Fórmula de Philip (1957)

$$i = i_c + \frac{S}{2t^{\frac{1}{2}}} \quad (6.14)$$

em que o parâmetro S é designado por sorvidade [$LT^{-1/2}$]

4. Fórmula de Holtan (1961)

Se $I \leq M$:

$$i = i_c + a(M - I)^n \quad (6.15)$$

Se $I > M$:

$$i = i_c$$

em que M representa o parâmetro de armazenamento do solo

5. Equação de Richards

Combinando a lei de Darcy com a lei da continuidade podemos obter, para a infiltração vertical da água num solo, a chamada equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[k(\theta) \cdot \frac{\partial}{\partial Z} (\Psi_p + \Psi_z) \right] \quad (6.16)$$

A resolução da equação de Richards transcende o âmbito desta disciplina.

7 ESCOAMENTO SUPERFÍCIAL

7.1 Conceitos gerais

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).

O **caudal**, Q , de um curso de água, exprime a relação entre o volume de água, ΔV , que passa numa secção desse curso de água e que resulta da contribuição de toda a bacia hidrográfica a montante, e o respectivo tempo de passagem, Δt ,

$$Q = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (7.1)$$

O caudal indica assim o volume de água que passa na unidade de tempo, tem as dimensões L^3T^{-1} , e é geralmente expresso em m^3s^{-1} ou ls^{-1} .¹

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

$$q = \frac{Q}{A} \quad (7.2)$$

É, assim, 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 $m^3s^{-1}km^{-2}$, $m^3s^{-1}ha^{-1}$ ou $ls^{-1}ha^{-1}$. As dimensões do caudal específico são apenas LT^{-1} , pelo que, sob este aspecto, esta grandeza é semelhante à intensidade de precipitação, expressa usualmente em mmh^{-1} . No entanto, mantém-se normalmente a utilização das unidade indicadas, para realçar a relação entre os caudais e as respectivas áreas de origem.

Para um dado período de tempo, define-se **caudal médio** de um curso de água, como o volume de escoamento médio que passa nesse intervalo de tempo. Assim, pode-se definir:

- 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): este valor é normalmente utilizado como caudal de projecto.

Quando se pretende mencionar o volume de escoamento relativo não à unidade de tempo, mas sim a um período mais prolongado dessa

¹ 1 mm = $1l m^{-2}$ = $1 dm^3 m^{-2}$

grandeza, utilizam-se indiferentemente as designações **caudal integral** ou **acumulado**, **escoamento integral** ou **acumulado**, relativos a um dado período de tempo; ou apenas **caudal** ou **escoamento** referido a um determinado período de tempo: caudal (ou escoamento) mensal ou anual, por exemplo.

Matematicamente esta noção corresponde à integração, em ordem ao tempo, da lei de variação $Q(t)$ do caudal com o tempo, dentro dos limites estipulados,

$$R(t_0, t_1) = \int_{t_0}^{t_1} Q(t)dt \quad (7.3)$$

As dimensões desta grandeza são as de um volume, L^3 (m^3 , hm^3 , etc). Pode igualmente expressar-se em valor específico (altura de água), quando dividida pela área da região de contribuição, tendo por dimensões as de um comprimento, L (mm).

7.2 Processo de escoamento

A precipitação sobre uma determinada área, divide-se em várias parcelas, cuja proporção varia durante a duração do evento. 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 fracção da água precipitada directamente 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, em obediência às leis da gravidade, escoam-se à superfície do terreno até à linha de água mais próxima, dando origem ao **escoamento superficial**. As linhas de água de menor secção (sulcos, ravinas, regatos, ribeiros e ribeiras) associam-se noutras de secção sucessivamente maior (rios), que virão por fim, salvo raras excepções (bacias endorreicas), a comunicar com o mar (Lencastre, 1992).

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

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.

O processo de formação do escoamento está ilustrado na Figura 7.1 que mostra o perfil transversal de um curso de água.

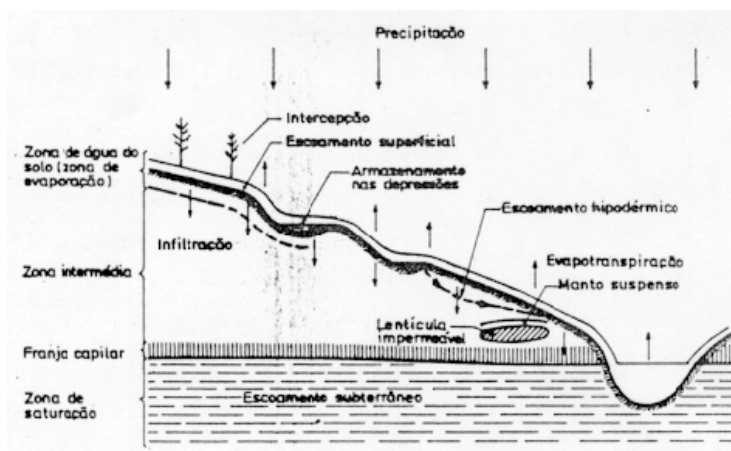


Fig. 7.1 - Processo de escoamento (Quintela, 1992)

Na parte inferior da figura, encontra-se o manto freático que constitui a zona de saturação, na qual os poros do solo estão completamente preenchidos por água sujeita à pressão hidrostática. A água desta zona designa-se por água do subsolo ou das reservas subterrâneas. Acima desta zona de saturação distinguem-se três outras zonas: zona de água no solo, zona intermédia e franja capilar. Nas quais a água é retida pelas forças de atracção molecular que contrariam a acção da gravidade, e onde a parte dos vazios se encontra preenchida por ar.

A zona de água no solo estende-se desde a superfície do solo até à profundidade em que a água pode ser reenviada para a atmosfera por transpiração das plantas ou evaporação, dependendo a sua espessura da profundidade das raízes. Por isto, é também designada por **zona de evaporação**.

Na franja capilar, que se situa imediatamente acima da zona de saturação, a água mantém-se devido à capilaridade, apresentando-se os poros na base completamente preenchidos por água, cujo teor, dentro da franja, decresce com a altitude. A espessura desta zona varia em função da textura do solo, desde valores inferiores a 0,02 m, para solos arenosos, até valores de cerca de 2,50 m para solos mais finos (argilosos e limosos).

Entre a franja capilar e a zona de água no solo, encontra-se a zona intermédia, cuja espessura pode variar de zero a dezenas de metros. A quantidade de água retida nesta zona é, pelo menos, igual à capacidade de retenção por forças de atracção molecular (capacidade de campo) podendo ser superior quando a zona é atravessada por água em movimento.

Por vezes podem existir acima do manto freático, lenticulas impermeáveis, servindo de suporte a mantos freáticos suspensos.

Quando por efeito da evapotranspiração, 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 escoia 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 infiltrada passa para a zona de saturação, enriquecendo as reservas de água subterrânea, 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.

7.3 Componentes do escoamento

Atendendo ao processo de escoamento descrito atrás, o escoamento que atravessa uma secção de um curso de água, compõe-se quanto à sua origem, em:

- **Escoamento superficial**, que atinge a rede hidrográfica caminhando sobre a superfície do terreno, sem se infiltrar. Também se designa por **escoamento de directo**, e 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. Constitui a componente mais significativa do escoamento durante os períodos de precipitação intensa, mas assim que esta cessa a importância desta componente começa a diminuir até terminar.
- **Escoamento subsuperficial ou hipodérmico**, que provém da água infiltrada que volta a aparecer à superfície, sem ter atingido a zona de saturação. Também é designado por **escoamento intermédio** resultante da fracção da precipitação que se infiltra, mas que se escoia a pouca profundidade no terreno, devido à existência de substractos impermeáveis mais profundos, chega aos cursos de água apenas com um ligeiro atraso em relação ao escoamento superficial ou directo e termina pouco depois da cessação do escoamento superficial.
- **Escoamento subterrâneo**, que provém da água infiltrada que atingiu a zona de saturação. Também se designa por **escoamento de base**, resultante 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**, que varia em importância conforme a densidade desta e também, ligeiramente, com o prosseguimento da precipitação total, visto que à subida de níveis nas linhas de água corresponde um aumento da área ocupada pela superfície de água.

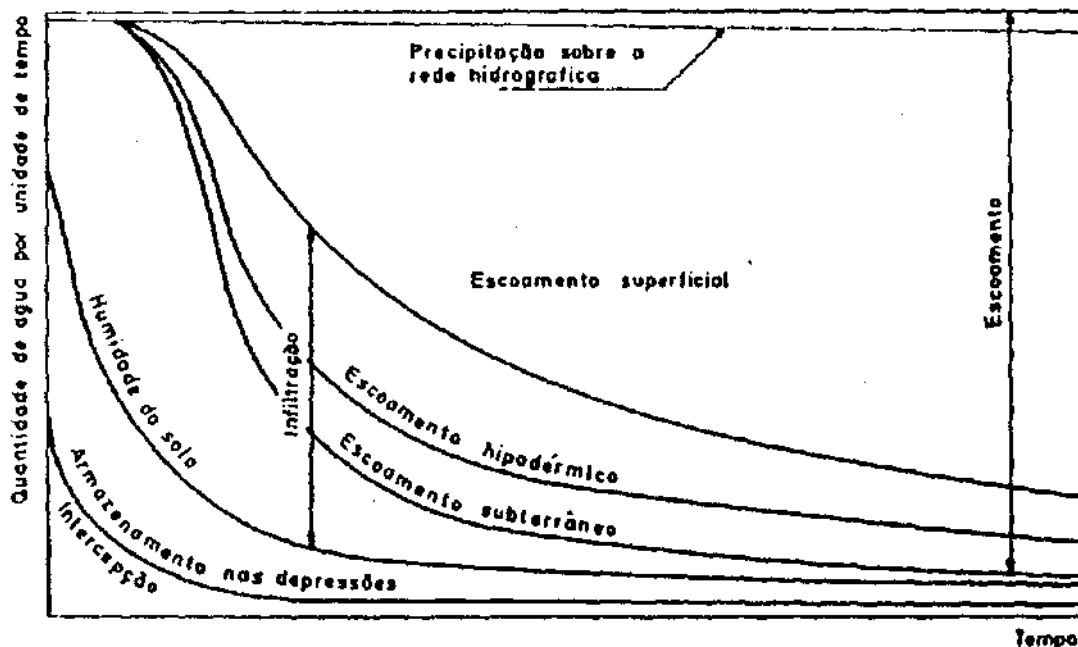


Fig. 7.2 - Destino da água precipitada (Quintela, 1992)

Como resumo do que se tem vindo a referir, apresenta-se na Figura 7.2 um esquema referente à distribuição da água de precipitação de intensidade constante e ocorrendo após um longo período seco. Em abcissas representa-se o tempo e, em ordenadas, as quantidades de água encaminhadas na unidade de tempo para os diversos destinos.

No período inicial da precipitação, o aumento do caudal no rio provém unicamente da água precipitada directamente sobre a rede hidrográfica.

A intensidade da intercepção, muito forte no período inicial, decresce rapidamente até atingir um valor constante, correspondente à substituição da parcela da água interceptada que vai sendo removida por evaporação.

A intensidade com que a água precipitada preenche o armazenamento nas depressões do solo reduz-se rapidamente, passando a ser constante e igual à evapotranspiração que ocorre durante a chuvada. A intensidade da infiltração vai diminuindo progressivamente à medida que aumenta o teor da humidade do solo. A água infiltrada fica retida como humidade do solo ou vai participar nos escoamentos hipodérmico e subterrâneo.

A área a tracejado representa o escoamento que em consequência da precipitação passa na secção considerada do rio (uma parte, já depois de terminada a precipitação) e que se compõe da água directamente precipitada na rede hidrográfica e dos escoamentos superficial, hipodérmico e subterrâneo.

7.4 Factores de escoamento

Os factores que influenciam o escoamento numa secção de um curso de água podem classificar-se em dois grupos: **climáticos** e **fisiográficos**).

Factores climáticos:

- Relativos à precipitação: forma, intensidade, duração e distribuição, no tempo e no espaço, da precipitação.

Uma precipitação na forma líquida pode dar origem imediata ao escoamento no curso de água, enquanto que a precipitação sob a forma de neve poderá produzi-lo com grande desfasamento no tempo.

Conforme a intensidade da precipitação exceder ou não a capacidade de infiltração (depois de satisfeita a capacidade de intercepção), haverá ou não escoamento superficial.

O aumento da duração da precipitação temo como efeito diminuir gradualmente a capacidade de infiltração (pelo acréscimo do teor de água no solo) e conseqüentemente aumentar o escoamento.

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

- Condicionantes da evapotranspiração: a evapotranspiração, responsável pela perda de água para o escoamento, é condicionado 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.

Factores fisiográficos

- Características Geométricas: a área e forma da bacia têm 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 exerce influência na forma das cheias e no escoamento anual, por dela depender 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 e com este 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 físicas: 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.

Tem interesse examinar com mais pormenor a influência que o uso do solo exerce no ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica, traduzido pela ocupação por floresta, cultivo ou urbanização.

O principal efeito das florestas traduz-se no destino que imprimem à água precipitada, assim, temos:

- num solo sob floresta, é maior a infiltração da água do que para outra forma de ocupação;
- em comparação com vegetação de menor porte, a floresta oferece maior área para a intercepção.
- quando os solos são profundos, a floresta tem uma zona de evaporação mais espessa, na qual a água pode ser armazenada e devolvida à atmosfera por transpiração.
- nas zonas com precipitação abundante e bem distribuída, a evapotranspiração total anual é maior nas florestas e dentro destas é maior nas florestas de folha permanente do que nas de folha caduca. Nas zonas em que a precipitação é escassa e os solos delgados, tanto as florestas como as outras culturas levam o teor de água no solo até ao coeficiente de emurchecimento e portanto, não há diferença significativa na evapotranspiração total anual.

Por tudo isto, as florestas tem um importante papel como regularizadoras do caudal nos rios, reduzindo por um lado as pontas de cheia e contribuindo, por outro lado, para a recarga dos aquíferos que irão manter o caudal nos rios nas épocas sem precipitação.

Como a água escasseia em muitas regiões, tem havido tentativas para aumentar a cedência de água das bacias hidrográficas através da desflorestação, pois quando se corta uma floresta, reduz-se a intercepção e a evapotranspiração que, conseqüentemente, se traduz num aumento da humidade do solo e do escoamento. No entanto, o corte da floresta ou a desflorestação originada pelos fogos tem desvantagens e pode trazer sérios problemas. Está provado que o aumento do escoamento provocado pela desflorestação se reduz exponencialmente com o tempo. Por outro lado, o corte da floresta vai permitir uma mais rápida lavagem dos nutrientes do solo, por aumentar a velocidade do escoamento superficial. Outro inconveniente é o substancial aumento do transporte de sedimentos, que por um lado, empobrece o solo por erosão das vertentes e por outro, cria problemas de sedimentação a jusante originando inundações. Outra desvantagem da desflorestação diz respeito à redução da infiltração, e conseqüentemente da recarga natural das reservas de água subterrâneas.

Quanto à influência do cultivo dos solos, a substituição de árvores e de arbustos por plantas de menor porte e de período vegetativo mais curto traduz-se, em geral, por diminuir a evapotranspiração e aumentar o escoamento. A redução da vegetação e a criação de um solo nu durante parte do ano dão origem ao aumento da irregularidade do caudal do rio. O solo descoberto quando sujeito a fortes chuvadas está mais sujeito à erosão, e ocorrem cheias com caudais de ponta mais altos.

Quanto à influência da urbanização, a impermeabilização que ela implica para vastas áreas dá origem à redução da retenção superficial e da infiltração. O efeito mais importante sobre os caudais líquidos no aspecto quantitativo é o do aumento das pontas de cheia e diminuição das reservas subterrâneas.

7.5 Medição do escoamento superficial

Ao contrário de todas as outras componentes do ciclo hidrológico, que só podem ser quantificadas por amostragem, o escoamento pode ser medido na totalidade.

Existem diversos métodos para a medição de caudais, mas o mais utilizado em cursos de água naturais é o chamado **método da "secção-velocidade"**. Outro, é o **método "estrutural"**, que resulta da possibilidade de utilizar determinadas estruturas hidráulicas, normalmente descarregadores, mas por vezes também comportas. Outros métodos existem que se baseiam em técnicas com utilização restrita, como sejam o método da "diluição", o método "ultra-sónico", o método "electromagnético" ou o método da "embarcação em movimento".

7.5.1 Método da secção-velocidade

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

$$Q = US \quad (7.4)$$

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

$$Q = \sum_{i=1}^n Q_i \quad (7.5)$$

Nas medições mais correntes, efectuam-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 7.4), e medem-se as velocidades em pontos dessas mesmas verticais, utilizando molinetes.

Os molinetes são instrumentos providos de uma hélice solidária com um eixo, cuja contagem de rotações, quando cronometrada, permite determinar a velocidade angular da hélice (Figura 7.3).

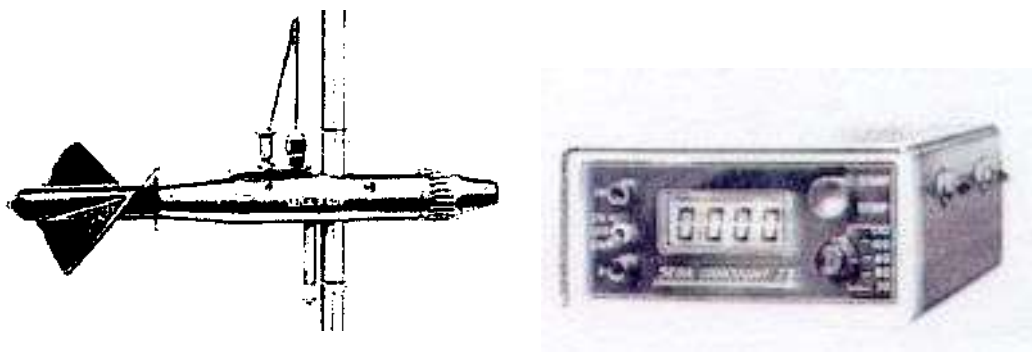


Fig. 7.3 - Molinete de hélice e conta rotações

A velocidade adquirida pela hélice, no seio da corrente, tende para uma relação biunívoca com a velocidade da mesma corrente. A relação entre a velocidade da água e o número de rotações do molinete 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:

$$V = a + bn \quad (7.6)$$

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

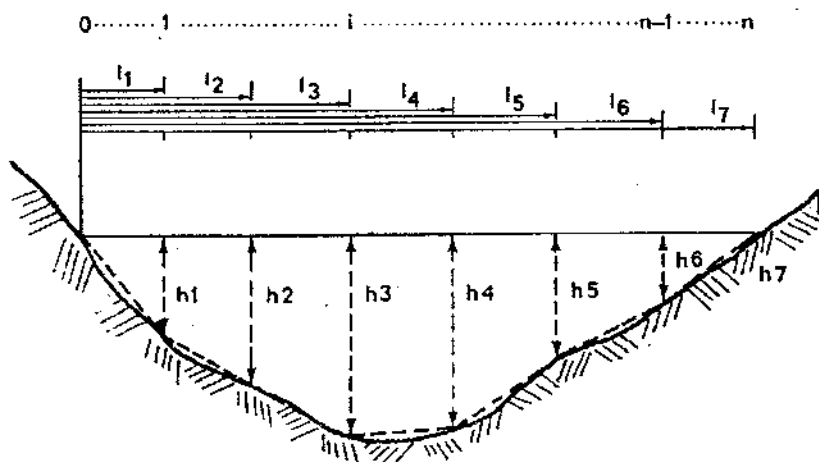


Fig. 7.4 - Levantamento do perfil de uma seção transversal de um curso de água, por sondagem

A determinação do caudal da seção pode depois, ser feita de um modo aritmético. Assim, em cada vertical determina-se a média \bar{V}_i das velocidades medidas a diferentes profundidades, e depois estima-se o caudal da seção a partir da seguinte equação, que resulta do desenvolvimento da equação 7.5:

$$Q = \sum_{i=0}^{n-1} \left(\frac{\bar{V}_i + \bar{V}_{i+1}}{2} \right) \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) (l_{i+1} - l_i) \quad (7.7)$$

onde h_i e l_i representam, respectivamente, a profundidade na vertical e a correspondente distância à origem.

A determinação da velocidade média, \bar{V}_i , em cada vertical, de altura h_i , pode ainda ser simplificada, recorrendo-se só a uma ou duas medições para a sua determinação, em profundidades pré-determinadas, tal que:

$$\bar{V}_i = V_{0.6h_i} \quad (7.8)$$

ou

$$\bar{V}_i = \frac{1}{2} (V_{0.2h_i} + V_{0.8h_i}) \quad (7.9)$$

em que $V_{0.2h_i}$, $V_{0.6h_i}$ e $V_{0.8h_i}$ representam, respectivamente, as velocidades medidas a 0.2, 0.6 e 0.8 das profundidades na vertical de ordem i .

7.5.2 Método estrutural

É possível recorrer a estruturas hidráulicas fixas para medição dos caudais fluviais. Estas estruturas, que podem ser descarregadores, canais ou comportas, são mais frequentes nos troços superiores e médios dos cursos de água do que nos inferiores. Nestes últimos, a largura necessária para as referidas estruturas torna proibitiva a sua construção, e podem surgir também problemas de inundação a montantes das mesmas, pelo facto de nesses troços fluviais os declives longitudinais serem reduzidos. No entanto, nos troços superiores dos cursos de água, podem também surgir dificuldades relacionadas com as respectivas capacidades de transporte de sedimentos grosseiros, que são geralmente elevadas (Lencastre, 1984).

A utilização de uma estrutura hidráulica na medição de caudais baseia-se no princípio de que pode ser determinada, quer teórica, quer experimentalmente, uma relação entre o caudal e o nível de água a montante das estrutura, ou entre o caudal e os níveis simultaneamente a montante e a jusante.

De entre as estruturas hidráulicas para medição dos caudais, os **descarregadores** são as mais utilizadas. Consistem em estruturas destinadas a serem galgadas pela água, e podem ser de:

- **Soleira delgada** [Figura 7.5 a)], quando a parte da soleira que está em contacto com a água, isto é a espessura da crista do descarregador, tem dimensões desprezáveis em relação à altura da lâmina descarregadora. Estes descarregadores são utilizados unicamente como medidores de caudais;
- **Soleira espessa** [Figura 7.5 b)], 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.

Dentro destes dois tipos de descarregadores, existem vários modelos caracterizados pela geometria da sua crista: triangular, rectangular, trapezoidal, circular, etc.

Na maioria dos casos, o caudal que passa no descarregador é obtido por uma expressão que o relaciona com a carga hidráulica, $Q = f(h)$ que é fixa para uma dada geometria do descarregador. Em geral será:

$$Q = \mu L \sqrt{2gh}^{3/2} \quad (7.10)$$

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 (longe da zona de chamada junto ao descarregador, a linha de energia coincide com a superfície livre), a montante, e a soleira descarregadora.

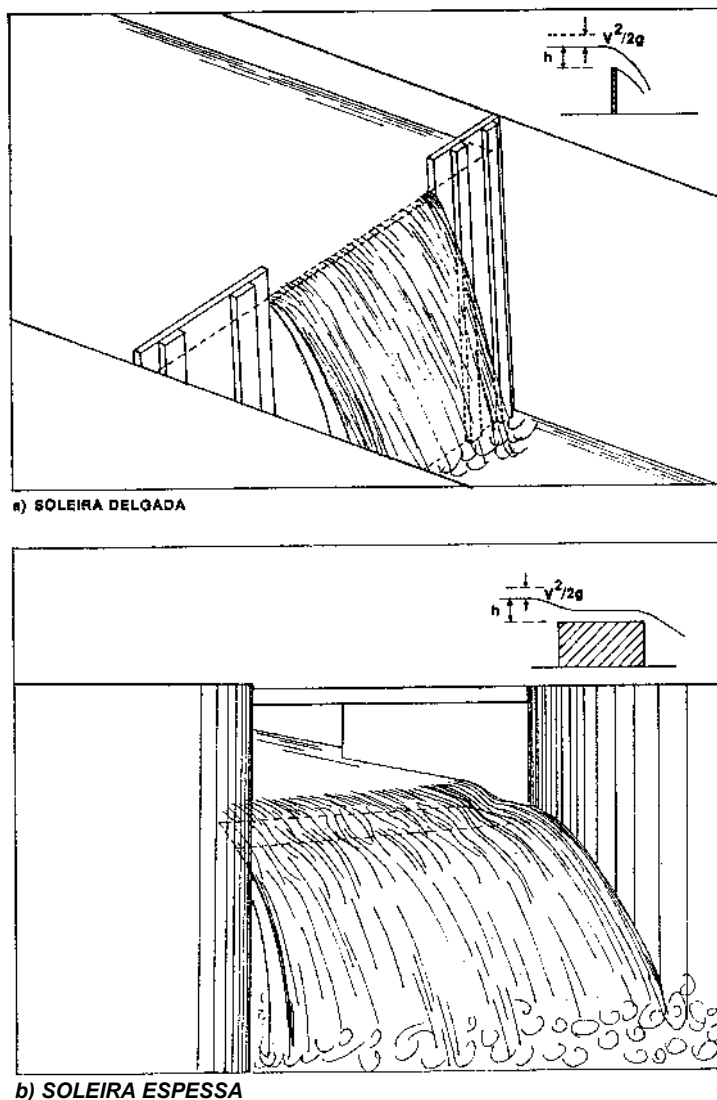


Fig. 7.5 - Descarregadores de soleira delgada (a) e soleira espessa (b).

A aplicação de uma expressão do tipo da equação (7.10) implica que o nível a jusante do descarregador não suba acima de um determinado nível, de modo a impedir o respectivo "afogamento".

7.5.3 Curva de vazão

A **curva de vazão** constitui a relação biunívoca entre o caudal escoado numa determinada secção e a correspondente altura de água (nível). A existência de uma relação entre estas duas grandezas é um requisito fundamental para a determinação do caudal escoado numa secção através da existência de um registo contínuo de níveis na mesma secção.

A curva de vazão obtém-se a partir do conjunto de pares de valores resultantes da medição do caudal e da observação da altura de água. A altura de água denomina-se altura hidrométrica e são determinadas por leitura numa escala hidrométrica colocada na secção de medição.

Em descarregadores com formas geométricas regulares, a curva de vazão pode ser expressa com exactidão por uma expressão analítica teórica. Tal já não acontece nas secções irregulares dos cursos de água naturais, onde há que recorrer a processos gráficos ou analíticos para ajustar uma curva aos resultados do maior número possível de medições conjuntas de caudais e alturas hidrométricas. (Figura 7.6).

Em períodos de cheia, a relação entre as alturas hidrométricas e os caudais pode afastar-se muito das condições de biunivocidade em que assenta o estabelecimento da curva de vazão. Isto é, para uma dada altura hidrométrica o caudal é maior durante a fase de subida e menor durante a de descida - fenómeno de histerese (Figura 7.7). Tal facto deve-se a que durante a fase de subida o nível a jusante é menor, o que facilita o escoamento, e durante a de descida é maior, o que dificulta o escoamento. Contudo, quando o afastamento entre os ramos ascendente e descendente não é significativo, pode-se tomar a respectiva média como curva de vazão biunívoca.

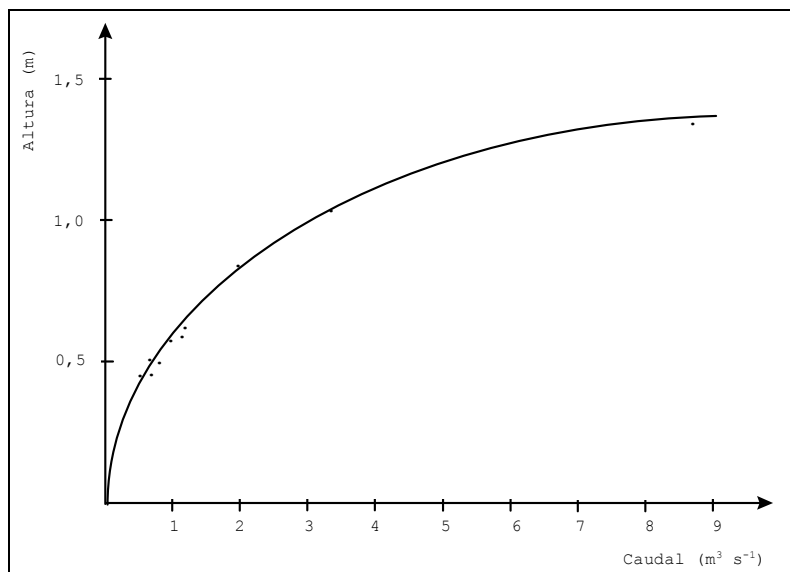


Fig. 7.6 - Curva de vazão

Analicamente, as curvas de vazão podem ser representadas por diversos tipos de expressão, sendo uma das mais correntes,

$$Q = a(h + h_0)^b \quad (7.11)$$

onde Q é o caudal, h a altura hidrométrica, h_0 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)², a e b parâmetros característicos da secção, a determinar experimentalmente.

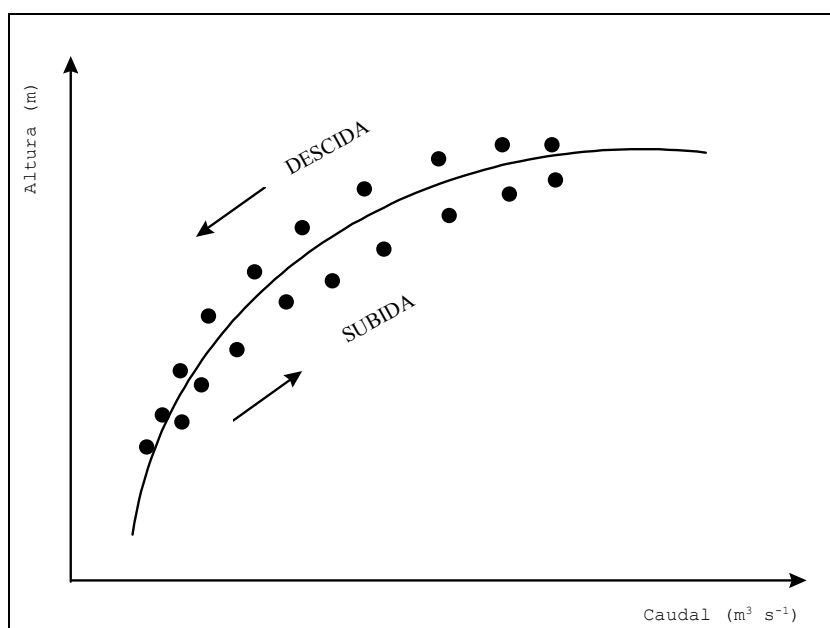


Fig. 7.7 - Histerese numa curva de vazão

Logaritmizando a expressão (7.11) vem,

$$\log Q = \log a + b \log(h + h_0) \quad (7.12)$$

que num gráfico com coordenadas logarítmicas se traduz por uma recta. A partir desta última expressão e do conjunto de pares de valores (Q_i, h_i) , podem calcular-se os valores de a e b , através de uma análise de regressão, pelo método dos mínimos quadrados, desde que se conheça h_0 . Arbitram-se, por isso, vários valores de h_0 (e calculam-se os correspondentes valores de a e b), escolhendo-se em seguida o conjunto de valores de h_0 , a e b para o qual tenha resultado o melhor ajustamento gráfico aos pares de valores (Q_i, h_i) ou o maior coeficiente de correlação.

² Geralmente, o zero da escala e a cota mais baixa da secção não coincidem, encontrando-se ora o zero da escala enterrada no leito, ora suspensa na margem, respectivamente, por fenómenos de sedimentação ou erosão.

O facto da maioria dos cursos de água naturais estar constantemente em evolução, sofrendo processos de erosão e/ou sedimentação, torna essencial a actualização permanente das curvas de vazão, através da efectivação periódica de novas medições conjuntas de alturas e caudais.

7.5.4 Registo dos níveis hidrométricos

Os valores da altura hidrométrica podem ser obtidos, descontinuamente, por observação visual de uma escala hidrométrica, também chamada **escala limnimétrica** ou **limnímetro** ou continuamente, através de um aparelho registador designado por **limnígrafo**. Estes são constituídos por um mecanismo de medição de nível de água na secção e por um mecanismo de registo contínuo dos mesmos níveis. Quanto ao respectivo mecanismo de medição dos níveis, os limnígrafos podem ser de vários tipos: limnígrafos de flutuador, limnígrafos pneumáticos e limnígrafos de borbulhas e quanto ao tipo de registo, os limnígrafos podem ser: limnígrafos de gráfico ou limnígrafos de registo digital.

Hoje em dia procura-se que todas as estações hidrométricas vão ficando equipadas com limnígrafos. No entanto, nas estações em que tal não exista, o intervalo entre leituras da escala hidrométrica deve ser fixada de forma a se evitar erro apreciável na avaliação do escoamento diário, que deverá ser menor nas épocas de chuvas, e particularmente durante as cheias, devido à maior variação do nível de água que então se verifica. Por outro lado, os equipamentos clássicos de medição do nível começam a ser substituídos pelas sondas de pressão ligadas a sistemas de aquisição de dados o que, se por um lado permitem o uso imediato dos registos em formato digital, por outro, possibilitam a fácil integração de sistemas de transmissão dos valores em tempo "quasi" real.

7.5.5 Rede hidrométrica

Designa-se por **estação hidrométrica** uma secção de um curso de água onde se efectua 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 **limnimétricas**, quando providas unicamente de uma escala hidrométrica para leitura periódica de níveis, e **limnigráficas**, quando providas de um limnígrafo para registo contínuo de níveis. 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 projecto 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.

As estações hidrométricas podem ser classificadas em:

- **Principais ou de base**, estações permanentes que funcionam em regime contínuo e destinam-se a fornecer os elementos de base para o estudo estatístico do escoamento.
- **Secundárias**, o seu funcionamento é limitado a um determinado número de anos, e destinam-se a fornecerem dados adicionais que poderão ser extrapoláveis para além do seu período de funcionamento.
- **Especiais ou terciárias**, destinam-se à obtenção de elementos para estudos específicos e não fazem parte da rede hidrométrica.

7.6 Distribuição espacial do escoamento

Para representar a distribuição espacial do escoamento podem elaborar-se cartas de isolinhas do escoamento - lugares geométricos dos pontos que, por unidade de área em planta, contribuem para a rede hidrográfica com igual quantidade de água. Esta quantidade de água pode atingir a rede hidrográfica por várias vias: escoamento superficial, hipodérmico ou subterrâneo.

As cartas de isolinhas do escoamento referem-se mais frequentemente ao escoamento anual (num determinado ano hidrológico) e ao escoamento anual médio (média do escoamento anual no intervalo de vários anos hidrológicos). Na Figura 7.8 apresenta-se a carta de isolinhas do escoamento anual médio.

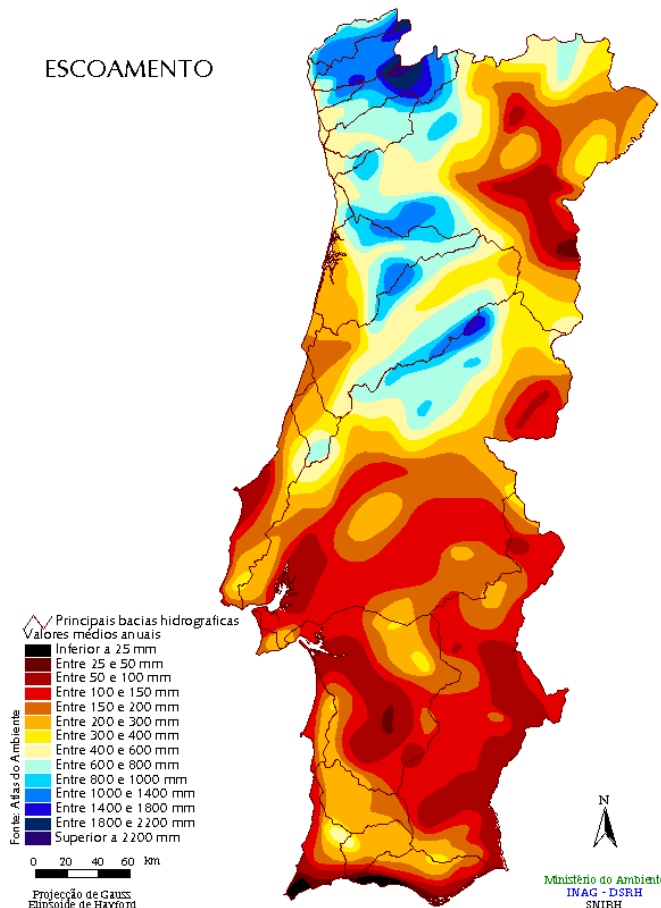


Fig. 7.8 - Carta de isolinhas do escoamento anual médio em Portugal Continental

7.7 Distribuição temporal do escoamento

As observações hidrométricas obtidas por leituras isoladas da escala hidrométrica, que fornecem o valor do caudal escoado em momentos distintos por leitura da curva de vazão, dão origem a sucessões de valores discretos.

As observações hidrométricas obtidas por leituras contínuas de nível, que permitem o conhecimento da evolução instantânea do caudal, dão origem a diversos tipos de sucessões, que podem variar desde os próprios registos até às sucessões discretas.

As formas de apresentação das observações hidrométricas podem ser assim, genericamente, as seguintes:

i) **Séries cronológicas**, são formadas por valores apresentados de acordo com a respectiva ordem de ocorrência, e compreendem:

- **Séries cronológicas de caudais instantâneos**, constituídas pelos valores dos caudais instantâneos, que resultam da transformação directa dos limnigramas, por recurso à curva de vazão. A sua representação gráfica é o hidrograma.

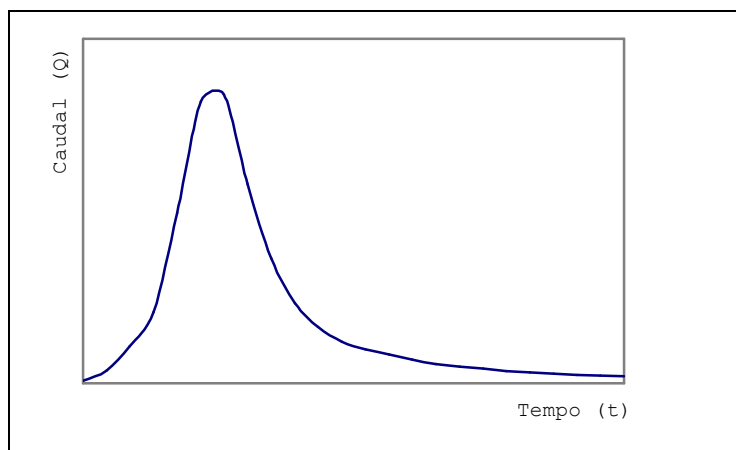


Fig. 7.9 - Curva cronológica dos caudais instantâneos ou hidrograma.

- **Séries cronológicas de caudais médios**, constituídas pelos valores médios de períodos iguais ou sucessivos - horas, dias, semanas, meses ou anos hidrológicos - (Figura 7.10)

A integração de uma sucessão cronológica de caudais, $Q(t)$, dá o valor do volume ou caudal integral, $R(\Delta t)$, escoado no período de tempo, Δt , correspondente à sucessão. A divisão deste valor pela duração do intervalo de tempo dá o caudal médio no intervalo, que é um caudal fictício porque não ocorre necessariamente.

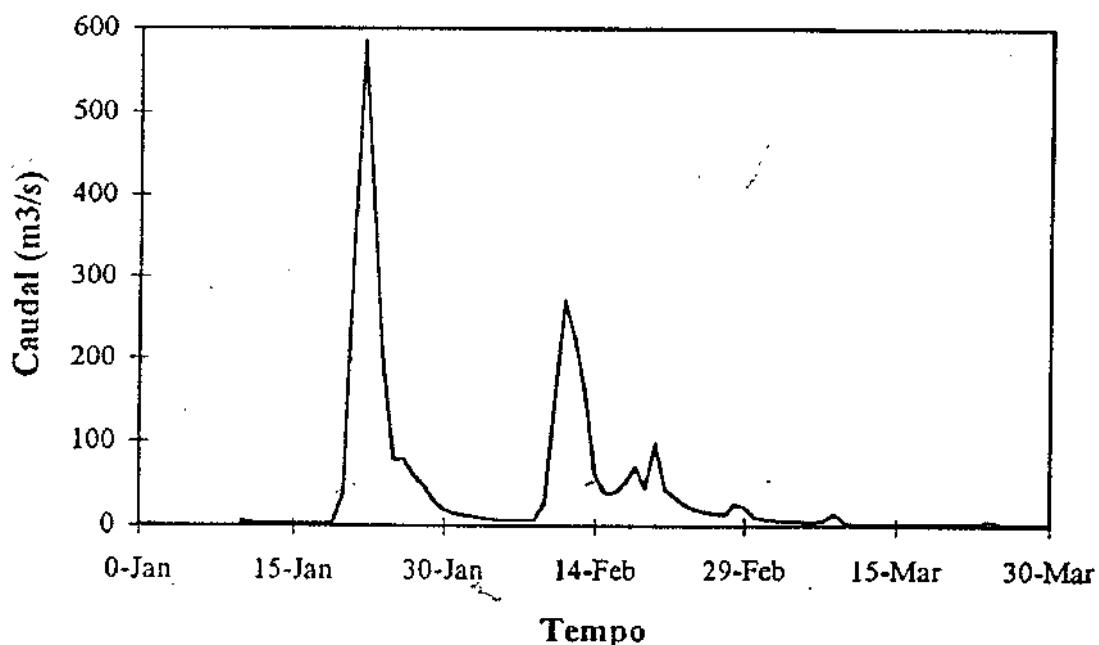


Fig. 7.10 - Caudais médios diários no rio Ardila no 1º trimestre de 1985

- ii) **Séries acumuladas**, são formadas pelos valores dos volumes escoados ou caudais integrais colocados por ordem cronológica,

constituindo assim as sucessões integrais das sucessões cronológicas. Dão para a secção considerada, e em cada instante, o volume total de água que passou na secção desde a origem dos tempos considerada, pelo que se revestem de grande utilidade no estudo das afluições a locais onde se pretendem construir albufeiras de armazenamento.

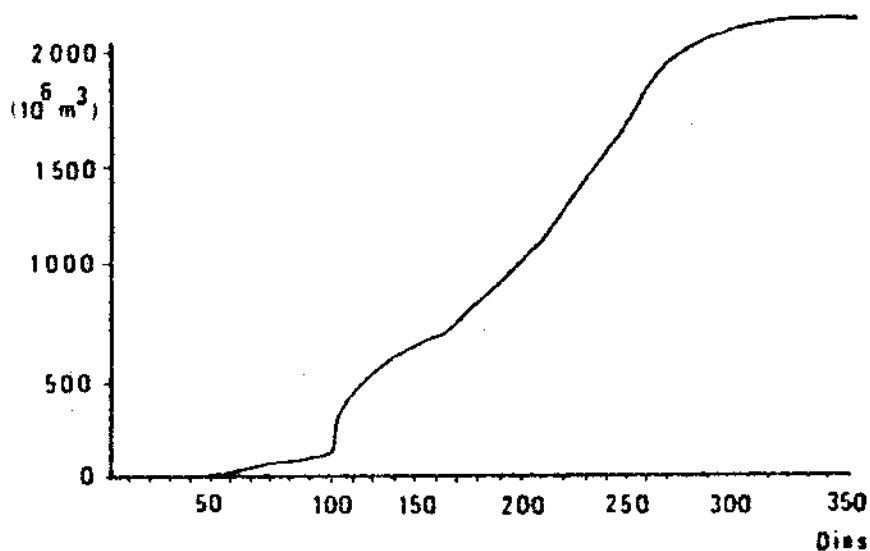


Fig. 7.11 - Exemplo de uma curva de escoamentos acumulados

iii) **Séries classificadas**, os valores dos caudais, Q , vêm agrupados por ordem de grandeza. A representação gráfica correspondente, tendo por ordenada o valor dos caudais e por abcissa o número de dias em que são igualados ou excedidos, tem a designação de **curva de duração dos caudais médios diários** e reveste grande importância nos estudos de aproveitamentos hidráulicos (Figura 7.12).

O emprego muito generalizado de curvas anuais de duração dos caudais levou à fixação de uma terminologia própria para alguns dos seus pontos, que se considera definirem os caudais característicos do curso de água:

- Caudal máximo (Q_M), caudal máximo registado, ou caudal máximo previsível, com dado período de retorno;
- Caudal característico máximo (QC_M), caudal igualado ou excedido só em 10 dias do ano;
- Caudal característico mediano ou semi-permanente (Q_s), caudal igualado ou excedido em 6 meses do ano, com grande interesse no estudo dos aproveitamentos a fio de água;

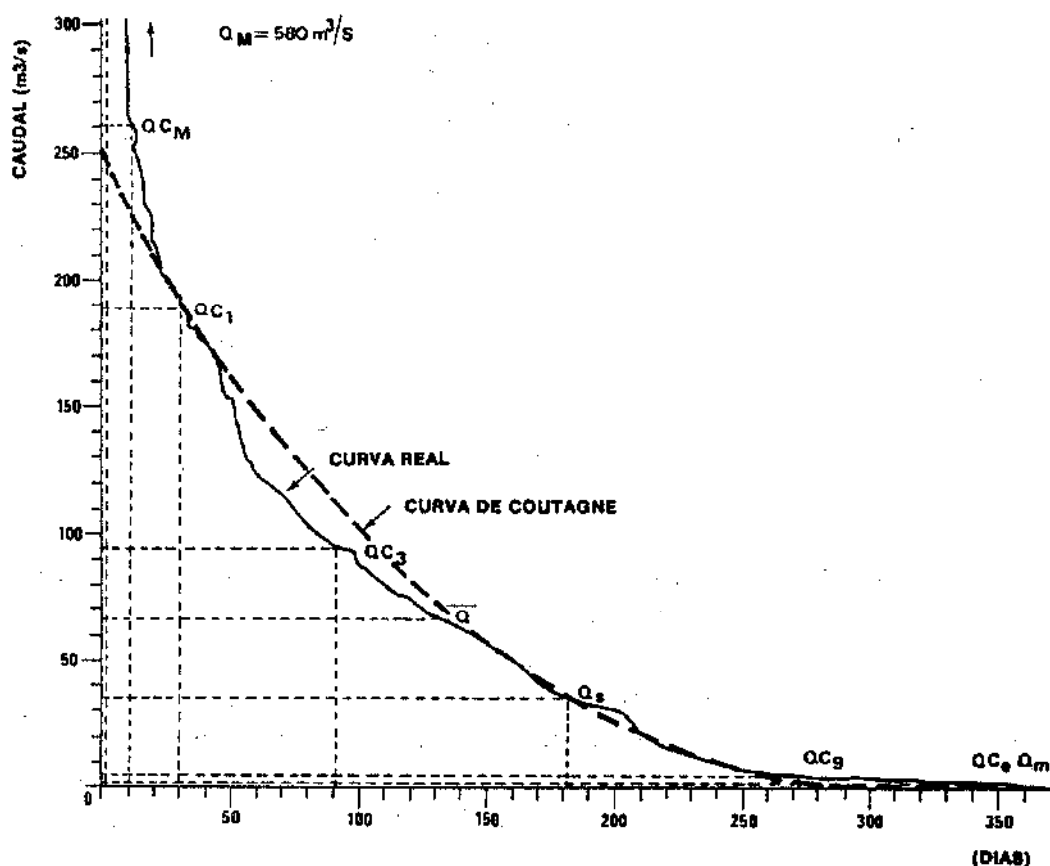


Fig. 7.12 - Curva de duração dos caudais médios diários do rio Mondego em Coimbra.

- Caudais característicos de 1, de 3 ou de 9 meses (Q_{C_1} , Q_{C_3} , Q_{C_9}), caudais igualados ou excedidos, respectivamente, em 1, 3 ou 9 meses do ano;
- Caudal característico mínimo ou de estiagem (Q_{C_e}), caudal igualado ou excedido em 355 dias por ano;
- Caudal médio ou modular (\bar{Q}), equivale à média dos caudais classificados;
- Caudal mínimo (Q_m), caudal mínimo registado, ou caudal mínimo previsível, com dado período de retorno.

Dada a importância da curva de duração dos caudais, alguns autores procuraram adaptar à curva observada uma expressão matemática, de poucos parâmetros, que a representasse com aproximação suficiente. A título de exemplo apresenta-se a expressão proposta por Coutagne, onde a curva de caudais classificados é traduzida em termos de uma parábola de grau n :

$$Q = Q_m + (\bar{Q} - Q_m)(n + 1)\left(\frac{T - t}{T}\right)^n \quad (7.13)$$

onde Q representa o caudal médio diário igualado ou excedido durante t dias no decurso da observação de T dias; \bar{Q} é o caudal modular do período; Q_m é o caudal mínimo do período; n é um parâmetro característico do curso de água, a que Coutagne propôs chamar coeficiente de irregularidade. O valor deste coeficiente, n , é normalmente determinado considerando $Q = Q_s$ (donde $t = 182,5$ e $T = 365$ dias³), o que permite transformar a equação anterior em:

$$\frac{Q_s - Q_m}{\bar{Q} - Q_m} = \frac{n + 1}{2^n} \quad (7.14)$$

a resolver em relação a n por tentativas.

7.8 Estimação do escoamento na ausência de medições

Na ausência de medições hidrométricas numa determinada secção de um curso de água, podem os valores de escoamento de superfície na mesma secção ser estimados por processos indirectos, que se indicam a seguir.

7.8.1 Valores anuais

A estimação dos valores de escoamento anual, pode recorrer-se apenas aos registos de precipitação ou pode recorrer-se simultaneamente a registos de precipitação e temperatura.

i) A partir de medições da precipitação na bacia hidrográfica definida pela secção em causa. O que é usual é recorrer-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:

$$R = a + bP \quad (7.15)$$

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.

ii) A partir de medições da precipitação e da temperatura. É possível estabelecer um fórmula que relacione o **défice de escoamento**, D , com a precipitação anual P e temperatura média anual T . A fórmula deste tipo mais generalizada é a fórmula de

³ Q_s é o caudal igualado ou excedido em 6 meses do ano, isto é, o caudal com duração de $365/2 = 182,5$ dias num ano. Logo vem que $T = 365$ dias e $t = 182,5$ dias

Turc, deduzida a partir de observações em 254 bacias hidrográficas localizadas em 4 continentes e sujeitas a diversos climas, com a seguinte equação aplicável a valores anuais,

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{válida para } P^2/L^2 > 0,1) \quad (7.16)$$

onde D e P vêm expressas em mm; $L = f(T)$ é o chamado poder evaporante da atmosfera, constitui o limite superior dos valores do défice de escoamento e é dado por,

$$L = 300 + 25T + 0,05T^3 \quad (7.17)$$

em que T vem expresso em °C.

O défice de escoamento, D , traduz a diferença entre a precipitação sobre a bacia, P , e o escoamento na secção final do curso de água, R , e pode considerar-se igual à evapotranspiração real da bacia, E , como resulta da equação simplificada⁴ do balanço hidrológico,

$$P - R = D = E \quad (7.18)$$

Para $P^2/L^2 \leq 0,1$, considere-se $D = P$ (na equação 7.16) e portanto $R = 0$.

7.8.2 Valores de duração inferior à anual

Aqui há que considerar, para além dos riscos próprios do método, o facto dos escoamentos referentes a esses períodos poderem estar dependentes dos respeitantes aos períodos imediatamente anteriores, e tanto mais fortemente quanto maior for o intervalo de tempo considerado.

No caso de necessidade de estimação dos valores respeitantes aos prazos referidos, e na ausência de outro tipo de informação, poder-se-á tentar ultrapassar o problema recorrendo a sucessões cronológicas, acumuladas ou classificadas, determinadas no mesmo ano em secções que definam bacias com características fisiográficas e climáticas semelhantes e ajustando-se os valores dessas sucessões com a proporção dos escoamentos anuais em ambas as secções, de acordo com as seguintes equações:

$$Q_2(t) = \frac{A_2 R_2(\text{ano})}{A_1 R_1(\text{ano})} Q_1(t) \quad (7.19)$$

⁴ Se o início do ano hidrológico for escolhido de modo a que as reservas de água sejam constantes e se forem nulas as quantidades de água postas em jogo pelo homem, é possível escrever a equação do balanço hidrológico na forma simplificada, $P - R = E$, tal como já foi referido no ponto 1.

ou

$$R_2(\Delta t) = \frac{R_2(\text{ano})}{R_1(\text{ano})} R_1(\Delta t) \quad (7.20)$$

onde $Q(t)$ representa um valor do caudal; R um valor de escoamento, medido em altura de água; A a área da bacia; 1 e 2 indiciem, respectivamente, a secção de comparação e a secção em causa. $R_2(\text{ano})$ é determinado indirectamente pelos processos mencionados anteriormente.

Hoje em dia é prática comum recorrer-se ao uso de modelos hidrológicos para obtenção de séries de escoamento a partir da precipitação e de outras componentes do ciclo hidrológico de mais fácil determinação ou cálculo. No âmbito desta disciplina recorreremos ao modelo de balanço sequencial de Thornthwaite para a geração de valores mensais de escoamento com base nos valores de precipitação e da evapotranspiração. Estes aspectos serão abordados no ponto 8.

7.9 Estudo do hidrograma

7.9.1 Componentes do hidrograma

No ponto 7.3, já foram descritas as componentes do escoamento. Assim, ao analisar-se um hidrograma numa secção de um curso de água, podem ser consideradas as seguintes componentes do escoamento que passa nessa secção (Figura 7.13):

- Escoamento de base ou escoamento subterrâneo;
- Escoamento directo ou escoamento superficial;
- Escoamento intermédio ou escoamento hipodérmico;
- Escoamento resultante da precipitação sobre a rede hidrográfica.

Quer o escoamento de base, quer o intermédio, podem ser expressos por uma exponencial do tipo,

$$Q_t = Q_0 e^{-at} \quad (7.21)$$

em que, Q_t é o caudal na secção no instante t ; Q_0 o caudal no início do período considerado; e a a base dos logaritmos naturais; a um coeficiente considerado característico das formações locais. No caso do escoamento de base, a referida equação traduz a curva de esgotamento das reservas subterrâneas.

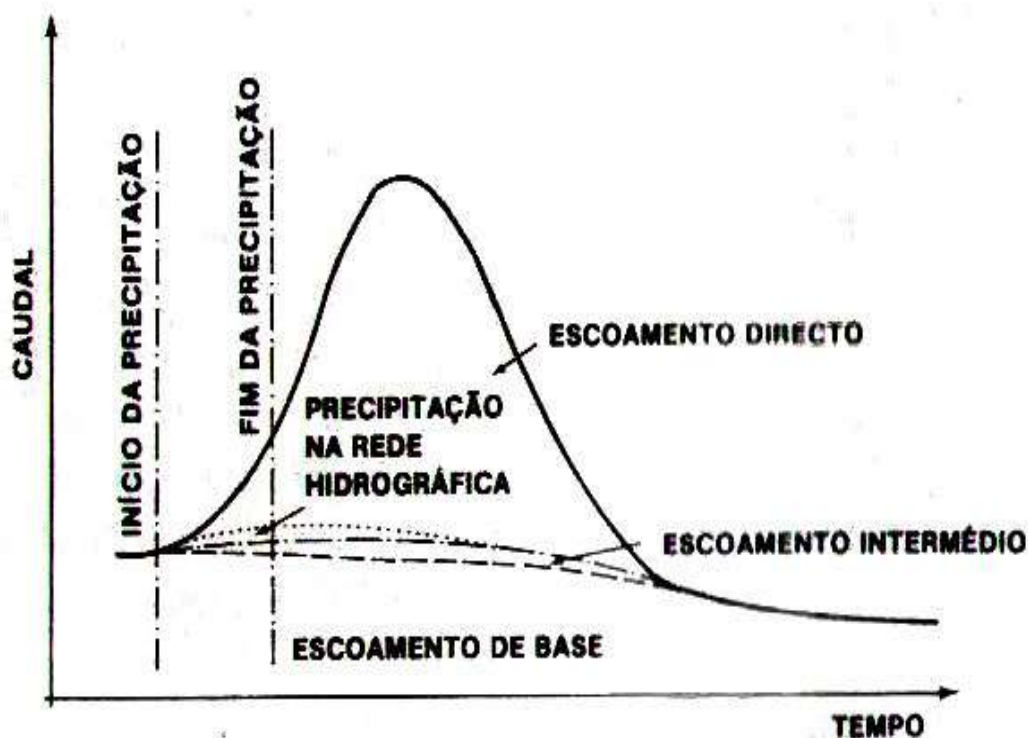


Fig. 7.13 - Componentes do hidrograma

É frequente, na análise de hidrogramas, considerar-se só o escoamento directo e o escoamento de base, devido à reduzida importância relativa das outras componentes.

7.9.2 Separação das componentes do hidrograma

A separação exacta de todas as componentes anteriormente consideradas no escoamento superficial é muito difícil de efectuar. No entanto, têm sido desenvolvidas algumas técnicas mais ou menos empíricas para resolução do problema. Uma das mais simplistas, mas de larga utilização, consiste em unir o ponto do início da ascensão do hidrograma com o ponto N onde se pensa que termina o escoamento directo (Fig. 7.14). A posição deste último ponto pode ser determinada quer subjectivamente, baseada na experiência anterior do analista, quer recorrendo a fórmulas empíricas, do tipo da seguinte, devida a Linsley, 1982.

$$t_d = 20A^{0,2} \quad (7.22)$$

onde t_d é a duração do escoamento directo após a ponta de cheia, em horas; A é a área da bacia hidrográfica, em km^2 .

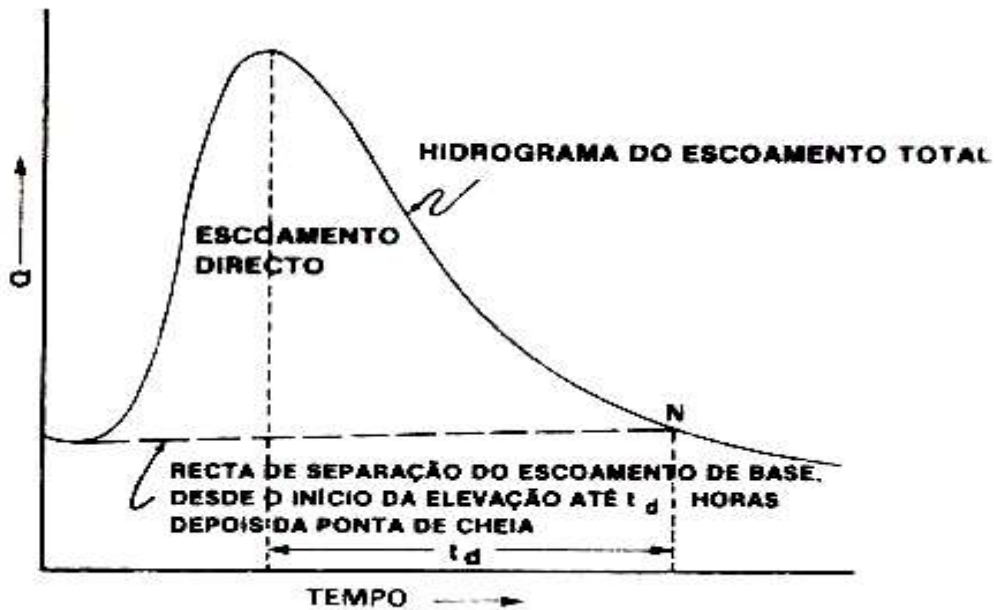


Fig. 7.14 - Separação simplificada das componentes de um hidrograma.

7.9.3 Forma do hidrograma

Um hidrograma tipo, registado após uma chuvada isolada ocorrida na respectiva bacia hidrográfica, tem geralmente a forma de uma campânula assimétrica, onde podem ser consideradas as seguintes quatro partes distintas (Figura 7.15):

- a **curva de crescimento**, correspondente ao aumento de caudal motivada pelo incremento do escoamento, e que ocorre durante o **tempo de crescimento** ou **tempo para a ponta**, t_p ;
- a **ponta do hidrograma**, que é o respectivo valor máximo;
- a **curva de decrescimento**, correspondente à diminuição progressiva do escoamento directo, e que ocorre durante o **tempo de decrescimento**, t_d . A soma dos tempos de crescimento e decrescimento corresponde ao **tempo de base do hidrograma**, t_b ;
- a **curva de esgotamento**, já referida, correspondente ao decréscimo exponencial do escoamento de base, depois de terem cessado as contribuições das restantes componentes do escoamento superficial.

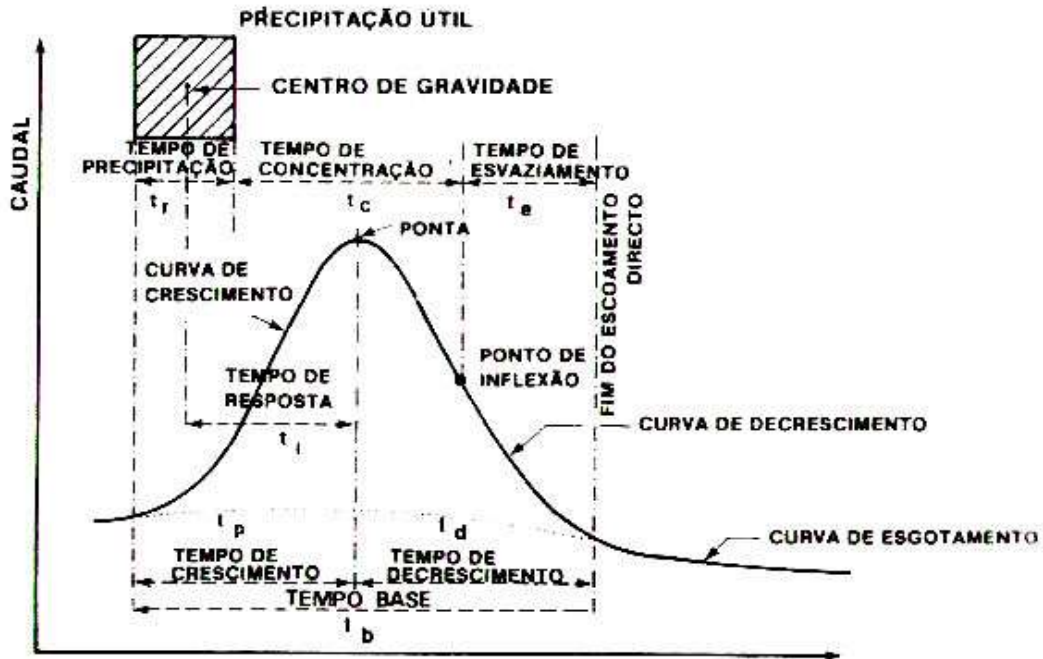


Fig. 7.15 - Características de um hidrograma tipo

Denomina-se **tempo de resposta da bacia**, t_l , o intervalo de tempo definido pelos instantes correspondentes ao centro de gravidade da precipitação útil e à ponta do hidrograma. Representa o desfasamento entre a curva cronológica dos caudais na secção e a dos caudais correspondentes à precipitação, suposta uniformemente repartida por toda a bacia, no momento em que ela ocorre.

Denomina-se **tempo de precipitação**, t_r , o tempo durante o qual ocorre fracção útil da chuvada que origina o escoamento directo do hidrograma.

O **tempo de concentração** de uma bacia, t_c , é o tempo necessário para que toda a sua área contribua para o escoamento superficial na secção de saída; pode, igualmente, ser definido como o tempo necessário para que uma gota de água caída no ponto hidráulicamente mais afastado da bacia chegue à secção de saída. Num hidrograma resultante de uma precipitação útil que cubra uniformemente toda a bacia, corresponde ao intervalo de tempo que decorre entre a cessação da precipitação e a ocorrência de um ponto de inflexão na curva de decréscimo. É considerado como uma característica constante da bacia, independentemente das características das chuvadas.

Para cada frequência estatística, denomina-se **chuvada crítica** de uma bacia hidrográfica a chuvada uniforme susceptível de causar o maior valor do caudal de ponta. Pela definição de tempo de concentração, compreende-se Ter que ser a duração da chuvada

crítica igual ou maior do que o tempo de concentração da bacia, isto é, $(t_r)_{crit.} \geq t_c$ ⁵.

Num hidrograma há ainda a considerar o **tempo de esvaziamento** da rede hidrográfica, t_e , entre a ocorrência do ponto de inflexão na curva de decrescimento, e a cessação do escoamento directo; corresponde à passagem na secção do volume de água armazenado na rede durante a chuvada. O respectivo valor depende quer de factores fixos (características geométricas dos canais da rede) quer de factores variáveis (características das chuvadas).

O tempo de base do hidrograma corresponde à passagem do escoamento directo na secção. Para uma precipitação útil uniformemente repartida sobre toda a bacia, começa a ocorrer escoamento directo imediatamente após o início daquela; o mesmo só termina quando, depois da contribuição final do ponto mais afastado chegar à secção de saída, passar por esta todo o volume de água armazenado na própria rede durante a chuvada. O tempo de base do hidrograma, que foi já referido como a soma dos tempos de crescimento e decrescimento, pode igualmente ser considerado como a soma dos tempos de precipitação, de concentração da bacia, e de esvaziamento da rede, isto é,

$$t_b = t_p + t_d = t_r + t_c + t_e \quad (7.23)$$

7.9.4 Factores que afectam a forma do hidrograma

Foram já se referiram os factores que influenciam a distribuição do escoamento superficial, isto é, a forma do hidrograma. No entanto, convém aqui referir que os factores relativos à precipitação (forma, intensidade, duração e distribuição) influenciam predominantemente a definição da curva de crescimento do hidrograma e os factores fisiográficos da bacia (área, forma, densidade de drenagem, relevo, solos e geologia) influenciam a curva de decrescimento.

Na Figura 7.16 estão esquematizados os efeitos de alguns dos factores atrás referidos, que se passam a descrever:

- a) $i \leq f$ e $e \leq n_r$ - hidrograma de um curso de água perene composto unicamente pelo escoamento de base. A ocorrência de uma chuvada cuja intensidade seja inferior à capacidade de infiltração do solo ($i \leq f$ - ausência de escoamento directo) e numa situação em que a respectiva capacidade de campo não esteja satisfeita ($e \leq n_r$ - ausência de escoamento intermédio), provoca apenas uma subida imperceptível de caudal, devida unicamente à precipitação sobre o próprio curso de água.

⁵ A noção de chuvada crítica só tem sentido em pequenas bacias, pela improbabilidade de ocorrência de chuvadas uniformes com duração igual ao respectivo tempo de concentração em grandes bacias hidrográficas.

b) $i \leq f$ e $e > n_r$ - hidrograma de um curso de água resultante da ocorrência de um escoamento intermédio. Se a intensidade da precipitação é inferior à capacidade de infiltração do solo ($i \leq f$ - não existe escoamento directo) mas se a respectiva capacidade de campo estiver satisfeita ($e > n_r$), a água infiltrada vai originar escoamento intermédio e aumentar a contribuição do escoamento de base.

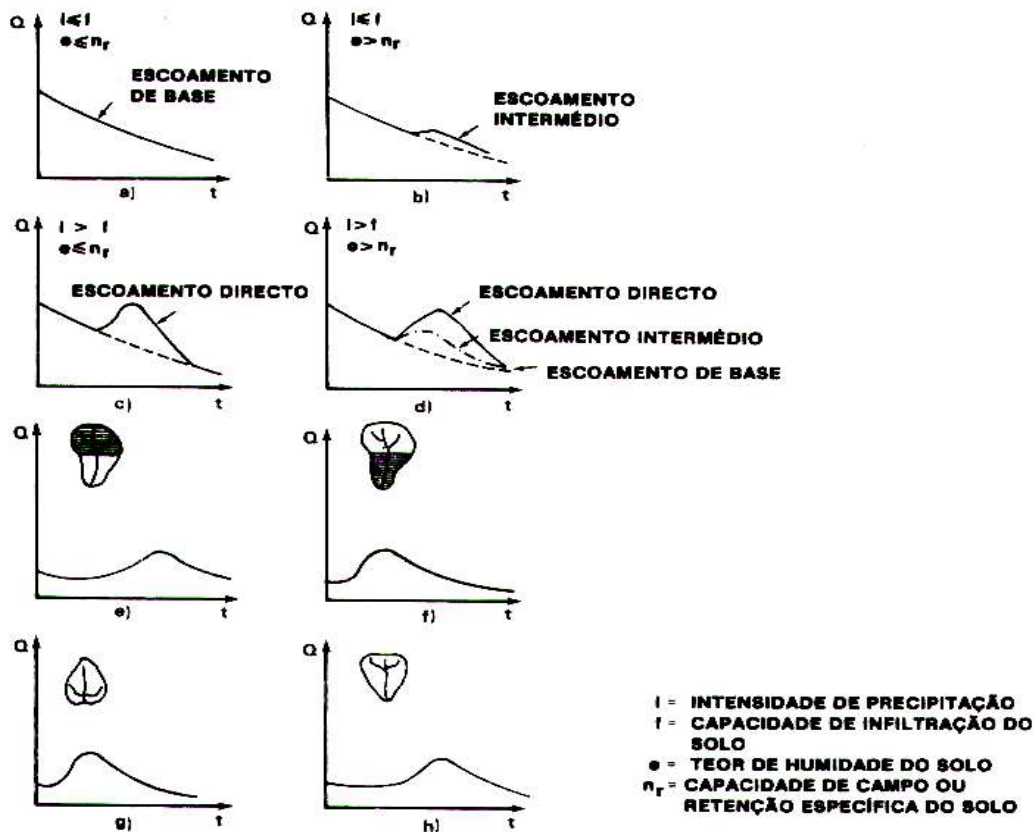


Fig. 7.16 - Efeitos das características da precipitação e da bacia na forma do hidrograma.

c) $i > f$ e $e \leq n_r$ - hidrograma de um curso de água resultante da ocorrência de um escoamento directo. Se a capacidade de campo dos solos da bacia não está satisfeita ($e \leq n_r$ - ausência de escoamento intermédio), mas se a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração do solo ($i > f$), o aumento do caudal no rio é devido unicamente ao escoamento superficial.

d) $i > f$ e $e > n_r$ - hidrograma resultante de uma situação em que quer a capacidade de campo dos solos da bacia está satisfeita ($e > n_r$), quer a intensidade de precipitação excede a capacidade de infiltração ($i > f$); nesta situação ocorrem todas as componentes consideradas na constituição do escoamento superficial, isto é, o aumento do caudal do rio é devido ao escoamento directo, intermédio e de base.

- e) e f) - hidrogramas resultantes da ocorrência de chuvadas iguais mas com diferente distribuição espacial, na mesma bacia.
- f) e h) - hidrogramas resultantes da mesma chuvada em bacias de área idêntica, mas de forma diferente.

8 BALANÇO HIDROLÓGICO

8.5 Definição

O balanço hidrológico traduz-se pela equação da continuidade, ou seja, a diferença entre as entradas (afluências) e as saídas (efluências) de água num determinado espaço e durante um certo período de tempo, é equivalente à variação do volume reportada aquele intervalo de tempo.

$$\text{Afluências} - \text{Efluências} = \text{Variação de armazenamento}$$

Ou:

$$\int_t^{t+\Delta t} q_a(t)dt - \int_t^{t+\Delta t} q_e(t)dt = S(t + \Delta t) - S(t) \quad (8.1)$$

em que $q_a(t)$, $q_e(t)$ e $S(t)$ representam, respectivamente, as leis de variação com o tempo das, afluências, efluências e armazenamento de água no interior do espaço considerado.

À escala anual (ano hidrológico) e tendo em conta as relações da precipitação com o escoamento, a equação de balanço numa bacia hidrográfica resume-se à quantificação de três variáveis: a precipitação, P , evapotranspiração real, Et_r e escoamento, R . Conhecidas duas destas variáveis é sempre possível de terminar o valor da terceira pela equação:

$$R = P - Et_r \quad (8.2)$$

Quando se transita da escala anual de análise para a escala mensal, a componente de variação do armazenamento subterrâneo passa a ser significativa, mesmo em termos médios. Nestas condições, não é possível relacionar linearmente o escoamento com a precipitação já que, o estado das reservas subterrâneas num mês não se mantém constante ao longo dos anos. Nesta escala de tempo é necessário considerar também, a parcela de água retida como humidade do solo, uma fracção da qual vai constituir a água utilizável pelas plantas.

A equação de balanço que relaciona mensalmente o valor da precipitação com o correspondente valor de escoamento é:

$$R = P - Et_r - \Delta S - \Delta H \quad (8.3)$$

em que, ΔS e ΔH representam, respectivamente, as variações mensais do armazenamento subterrâneo e do estado de humidade do solo.

A equação 8.3, está na base dos modelos de balanço sequencial que relacionam a precipitação com o escoamento. De entre estes destaca-se o de Thornthwaite e Mather pela sua simplicidade e maior divulgação, o qual passaremos a descrever.

8.6 Modelo sequencial de balanço de Thornthwaite

8.6.1 Introdução

O modelo de balanço sequencial de Thornthwaite baseia-se na descrição macroscópica da fase terrestre do ciclo hidrológico e permite gerar valores de escoamento mensal com base nos valores de precipitação e evapotranspiração. As variáveis intervenientes são, a precipitação P , a evapotranspiração potencial Et_p , a evapotranspiração real E_r e o armazenamento de água no solo. Estas variáveis relacionam-se entre si do modo seguinte:

$$P - (Et_r + \Delta S) = R + \Delta S_s + R_b + \Delta S_{sso} \quad (8.4)$$

em que:

P - precipitação;
 Et_r - evapotranspiração real ou efectiva;
 R - escoamento superficial;
 R_b - escoamento subterrâneo;
 ΔS_s , ΔS e ΔS_{sso} - variações de armazenamento à superfície, no solo e no subsolo

As variáveis devem vir expressas nas mesmas unidades de volume (ou altura de água equivalente - mm) e referenciadas ao mesmo intervalo de tempo.

8.6.2 Metodologia do balanço

No início de cada simulação mensal (equação 8.5), é quantificada a natureza e grandeza da diferença entre o valor da precipitação ocorrida e o valor potencial de evapotranspiração afectado de um factor de redução, k_c , dependente das espécies vegetais presentes na área em análise. Nas nossas condições é usual atribuir o valor médio de 0,7 a K_c .

$$P - (Etp * Kc) = Dif \quad \text{com } Kc = 0,7 \quad (8.5)$$

De acordo com a natureza de Dif (valor positivo ou negativo) é necessário verificar duas situações distintas, baseadas na grandeza de Dif :

- o preenchimento total das reservas do solo, S - Neste caso estaremos numa situação de superavit hídrico, SH , sempre que a precipitação iguale ou supere a evapotranspiração real. O valor de SH será:

$$SH = P - (Et_p + \Delta S) \quad ; \quad (\Delta S \geq 0) \quad (8.6)$$

- o esgotamento das reservas superficiais do solo - E ai, estaremos numa situação de déficit hídrico, DH , quando o valor da precipitação for inferior ao valor da evapotranspiração potencial. O valor de DH vem:

$$DH = Et_p - Et_r = (Et_p + \Delta S) - P \quad ; \quad (\Delta S < 0) \quad (8.7)$$

Dado que:

$$Et_r = P - \Delta S \quad ; \quad (\Delta S < 0)$$

Se as reservas superficiais já se encontram preenchidas - facto que, no nosso clima, ocorre geralmente no Inverno - o excedente (SH) irá repartir-se pelas perdas em profundidade, contribuindo para as reservas subterrâneas, e pela contribuição para o escoamento superficial. As reservas subterrâneas vão-se esgotando com um atraso de um mês, constituindo o escoamento de base, segundo uma progressão geométrica de razão $\frac{1}{2}$, geralmente designada **coeficiente de descarga do aquífero, α** .

O coeficiente α é uma característica das formações hidrogeológicas presentes na área, passível portanto, de calibração em função das características de cada local.

Quando as reservas do solo se encontram esgotadas - facto que no nosso clima ocorre, grosso modo, nos meses de Verão - o escoamento é alimentado unicamente pelo esgotamento das reservas subterrâneas, e o déficit hídrico (DH) originado vai constituir aquela quantidade de água suplementar que poderia ter sido utilizada pelas plantas e pelo solo caso fosse fornecida artificialmente através de rega.

Nas situações intermédias entre a saturação e o esgotamento das reservas de humidade do solo, o escoamento é alimentado somente pelas reservas subterrâneas, e as diferenças entre o valor da precipitação e da evapotranspiração vão aumentando ou diminuindo o valor das reservas superficiais consoante o sinal dessas diferenças é positivo ou negativo - facto em geral verificado no Outono e Primavera no nosso clima.

A metodologia exposta admite, como hipótese simplificativa, que a variação do armazenamento de água no solo, varia linearmente com a diferença da precipitação sobre a evapotranspiração (positiva no período húmido e negativa no período seco) dentro dos limites da capacidade utilizável. Lencastre, 1984, no entanto, considera ser mais realista que durante o período seco, e devido ao aumento das forças de retenção de água no solo em resultado da sua secagem, a diminuição do armazenamento se faça de acordo com a seguinte equação exponencial:

$$S = n_u \cdot e^{\frac{L}{n_u}} \quad (8.9)$$

em que S é o armazenamento de água que fica num solo de capacidade utilizável n_u , quando sujeito a uma perda potencial de água, L .

O valor de L , em cada intervalo de tempo do período seco, é obtido por:

$$L(i) = \sum_{j=1}^i [P(j) - Et(j)] \quad (L < 0) \quad (8.10)$$

em que i é o número de ordem do intervalo em causa, desde o início do período seco, e j o de qualquer intervalo do mesmo período.

Para simular os escoamentos através do modelo de Thornthwaite são necessários como dados de entrada:

- Área da bacia hidrográfica a montante da secção em estudo (km^2)
- Valores mensais da precipitação ponderada (mm)
- Valores mensais da evapotranspiração ponderada (mm)
- Limite de armazenamento da humidade do solo (mm) - este valor é calibrável para cada caso em função da capacidade do solo para armazenar água. Thornthwaite, na concepção base do modelo, admitiu um solo genérico com capacidade de armazenamento igual a 100 mm.

Os resultados do balanço, se apresentados em mm, incluem o valor mensal de todas as variáveis utilizadas, respectivamente:

- a evapotranspiração potencial (Et_p);
- a precipitação (P);
- reservas superficiais de água no solo (S);
- a evapotranspiração real (Et_r);
- o défice hídrico (DH);
- o excedente ou superavit hídrico (SH) - para Thornthwaite, water surplus
- o escoamento (R);

Uma organização possível em termos de folha de cálculo é aquela que se propõe no Quadro 8.1, tendo em conta que os valores de cada coluna são determinados em concordância com os pressupostos do modelo de Thornthwaite.

Quadro 8.1 - Balanço hídrico de Thornthwaite Mather

Ano	Mês	Et_p	P	Dif	S	ΔS	Et_r	DH	SH	Q	Q (m^3/s)
						(mm)					
1	Out ... Set										
2	Out ... Set										
...	...										
n	...										

9 ESTUDO DAS CHEIAS

9.1 Considerações gerais

O conceito de cheia não está perfeitamente uniformizado. Em alguns casos associa-se ao termo uma ocorrência excepcional, com inundação de terrenos contíguos ao leito de uma dada linha de água. Do ponto de vista hidrológico, o termo é associado à ocorrência de escoamento superficial directo que pode, em certas circunstâncias, corresponder à primeira definição.

Neste capítulo pretende-se determinar o hidrograma de cheia e o respectivo caudal de ponta de cheia, dados necessários no dimensionamento dos órgãos de escoamento de obras hidráulicas, do leito de cheia de uma linha de água ou na avaliação dos efeitos da ocorrência dessa cheia. As cheias são fenómenos naturais, decorrentes do carácter aleatório dos componentes do ciclo hidrológico, interessa minimizar os efeitos nocivos e aproveitar a energia disponível.

No estudo de cheias pretende-se, basicamente, responder a um ou aos dois seguintes objectivos:

- i) **pré-determinação de cheias** - determinação dos caudais de ponta de cheia e/ou hidrograma de cheia que ocorrerão para condições preestabelecidas (para um dado período de retorno dependente do tempo de vida da obra), aplicado em dimensionamento de descarregadores de barragens, diques de protecção de cheias, etc;
- ii) **previsão de cheias (em tempo real)** - determinação dos valores dos caudais que poderão ocorrer num futuro próximo, com o máximo de antecedência possível, aplicado para fins operacionais em tempo real.

9.2 Factores que influenciam as cheias

Os factores que contribuem para a alteração das condições das cheias são:

- i) **fisiográficos:** área, forma, relevo, cobertura vegetal, natureza geológica e solos da bacia hidrográfica; densidade de drenagem e relevo da rede hidrográfica;
- ii) **climatológicos:** temperatura, humidade do ar e humidade do solo;
- iii) **distribuição temporal e espacial da precipitação.**

9.3 Pré-determinação das pontas de cheia

9.3.1 Generalidades

No dimensionamento de órgãos de descarga das obras hidráulicas, obras de arte nas vias de comunicação ou colectores de águas pluviais é necessária a determinação dos caudais de ponta de cheia. Por vezes é ainda importante o conhecimento do hidrograma de cheia (ex: avaliação da variação de nível numa albufeira). Estes valores estão necessariamente associados a um dado período de retorno.

Existe uma grande diversidade de métodos de pré-determinação de cheias, apresentados por diferentes autores, desde expressões simples, deduzidas empiricamente, até modelos complexos de definição do hidrograma.

9.3.1 Fórmulas empíricas

As expressões empíricas mais simples para determinação do caudal de ponta de cheia consideram este caudal como função unicamente da área da bacia hidrográfica. O período de retorno associado a estes caudais não é quantificado, mas é considerado baixo.

Estas fórmulas devem ser aplicadas no caso de bacias hidrográficas com características semelhantes às bacias para as quais foram deduzidas e na ausência de melhor informação.

Fórmula de Whistler ($1000 \text{ km}^2 < A < 12000 \text{ km}^2$)

$$Q_p = A \left(\frac{1538}{259 + A} + 0.054 \right) = mA \quad (9.1)$$

com: A - área da bacia hidrográfica em km^2
 Q_p - caudal de ponta de cheia em m^3/s

Fórmula de Pagliaro ($A < 1000 \text{ km}^2$)

$$Q_p = A \left(\frac{2900}{90 + A} \right) = mA \quad (9.2)$$

com: A - área da bacia hidrográfica em km^2
 Q_p - caudal de ponta de cheia em m^3/s

Fórmula de Forti ($A < 1000 \text{ km}^2$)

Esta equação entra em consideração com a ordem de valores da precipitação máxima diária, além da área da bacia.

$$Q_p = A \left(b \frac{500}{125 + A} + c \right) = mA \quad (9.3)$$

com: A - área da bacia hidrográfica em km^2
 Q_p - caudal de ponta de cheia em m^3/s

os parâmetros b e c tomam os valores:

$b=2.35$ e $c=0.5$ para uma precipitação máxima diária inferior a 200 mm

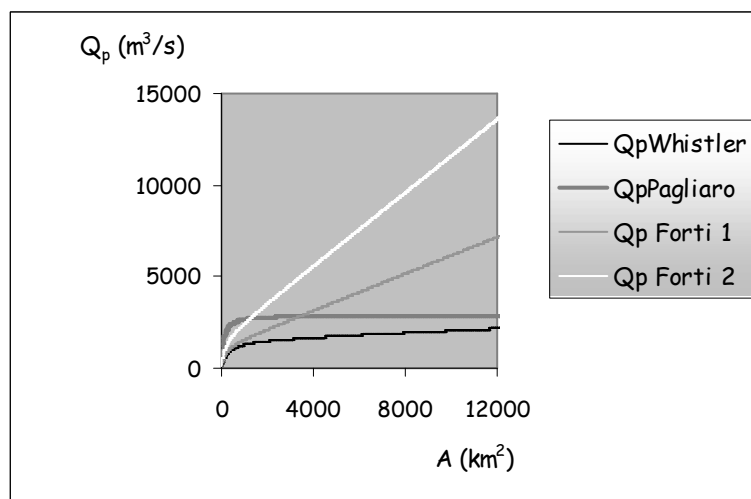
$b=3.25$ e $c=1.0$ para uma precipitação máxima diária compreendida entre 200 mm e 400 mm

A comparação gráfica das três fórmulas, incluindo as duas situações da equação de Forti, Figura 9.1, permite-nos concluir que existe uma grande disparidade entre os resultados obtidos com as diferentes equações empíricas, tornando-se evidente necessidade de maiores restrições na sua aplicação tendo em conta condições simplificativas para que foram deduzidas.

A equação de Pagliaro toma valores praticamente constantes para áreas superiores a 1000 km^2 sendo por isso aplicada só para valores inferiores a este.

A equação empírica de Whistler permite obter valores inferiores aos valores obtidos com a equação empírica de Pagliaro apresentando uma variação praticamente linear para áreas superiores a 4000 km^2 . É aconselhada a sua aplicação para valores entre 1000 km^2 e 12000 km^2 .

A equação empírica de Forti para precipitações máximas inferiores a 200 mm toma valores muito perto da equação de Whistler. A função representada por esta equação aumenta muito para valores da área superiores a 1000 km^2 , não sendo por isso aconselhado o seu emprego para valores superiores.



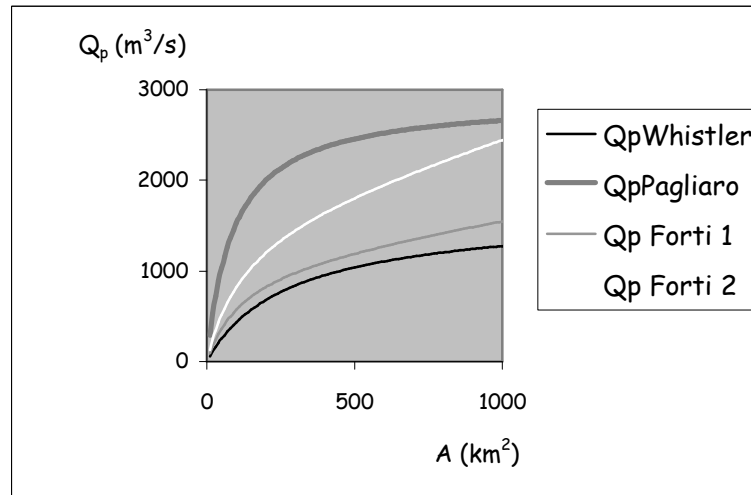


Fig. 9.1 *Variação do caudal de ponta de cheia com a área da bacia hidrográfica*

Fórmula de Iskowski

Esta fórmula foi deduzida a partir dos valores de caudais medidos em 289 rios da Europa Central com bacias hidrográficas muito variadas. O caudal de ponta de cheia (m^3/s) é determinado em função da área (km^2), da precipitação média anual (m), da categoria dos solos, cobertura vegetal e relevo da bacia hidrográfica.

$$Q_p = kmPA \tag{9.4}$$

em que: k é dependente da categoria dos solos, cobertura vegetal e relevo, varia entre 0,017 e 0,8
 m é dependente da área da bacia hidrográfica, varia entre 10 e 1

O parâmetro m desta equação, com o mesmo significado que nas equações anteriores, pode ser representado pela equação ajustada:

$$m = \frac{1600}{250 + 1.3A^{0.85}} + 2.6 \tag{9.5}$$

A sobreposição entre os valores tabelados e a curva de ajuste é apresentada na Figura 9.2.

Relativamente às equações empíricas anteriores, esta equação, além da relação entre caudal de ponta de cheia e a área através do parâmetro m , introduz um factor de correcção do tipo de terreno, cobertura vegetal e relevo em que se contabiliza a percentagem de escoamento para diferentes situações de perdas. Considera-se, ainda, que o caudal é directamente proporcional à precipitação média anual.

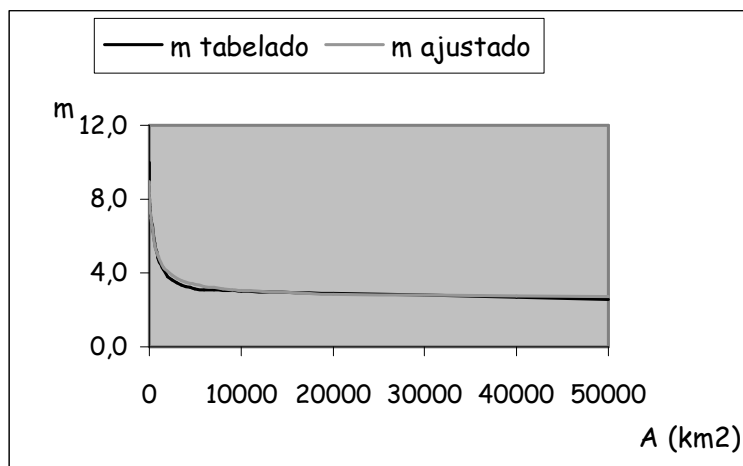


Fig. 9.2 - Variação do coeficiente m da Fórmula de Iskowski com a área

Para a mesma precipitação média anual e para a mesma categoria de solos, cobertura vegetal e relevo de uma dada bacia hidrográfica, o caudal de ponta é directamente proporcional ao valor da área, tal como nas outras equações apresentadas anteriormente.

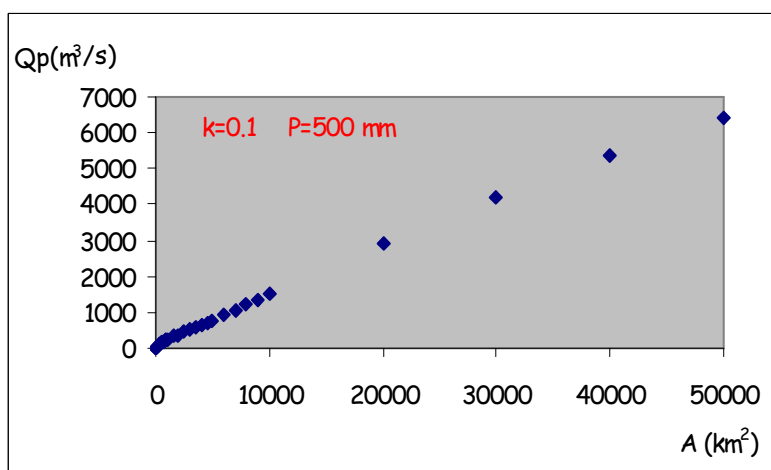


Fig. 9.3 - Variação do caudal de ponta de cheia com a área, aplicando a Fórmula de Iskowski, para $k=0.1$ e $P=0.5$ m

A comparação dos resultados obtidos com a Fórmula de Iskowski e as fórmulas empíricas anteriores é apresentada na Figura 9.4, respeitando os limites de aplicação. A fórmula de Iskowski dá sempre valores inferiores para áreas até 1000km^2 .

Tendo em conta os resultados relativos obtidos para as diferentes equações empíricas anteriores tornava-se imprescindível deduzir uma equação aplicável à realidade portuguesa. Loureiro e outros autores deduziram uma equação com a forma:

$$Q_p = CA^z \quad (9.6)$$

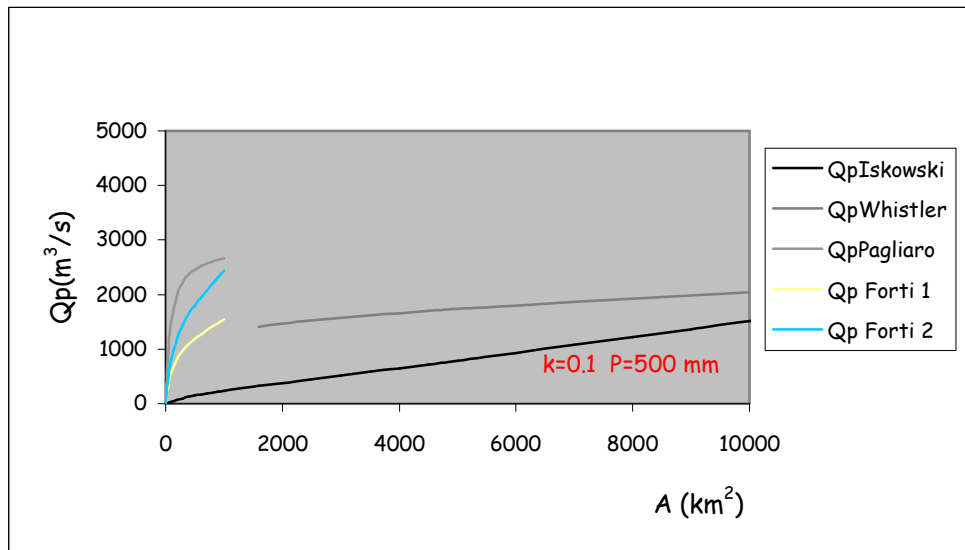


Fig. 9.4 Comparação do caudal de ponta de cheia obtido pela aplicação das diferentes fórmulas empíricas

em que os coeficientes C e z são determinados para diferentes regiões. O expoente, z foi considerado variável com a região e o coeficiente C é função do período de retorno e da região. Estes valores são válidos para bacias com área superior ou iguais a 50 km^2 e foram determinados com base em estudo estatístico com aplicação da Lei de Gumbel a séries de caudais instantâneos máximos anuais observados em estações hidrométricas.

Os resultados obtidos para o caso particular da zona 8 (Bacia Hidrográfica do Guadiana com exceção do Baixo Guadiana) são representados na Figura 9.5.

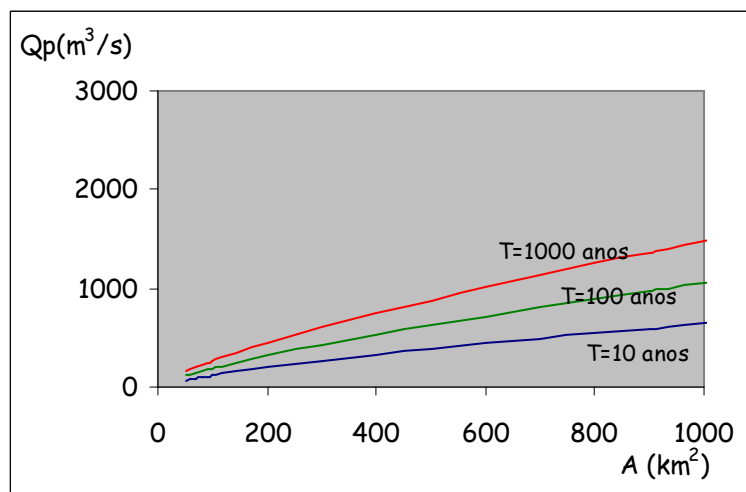


Fig. 9.5 - Variação do caudal de ponta de cheia com a área para a Bacia do Guadiana (excluindo o Baixo Guadiana) Fórmula de Loureiro

Em todas as fórmulas anteriores não foi, no entanto, considerado o tempo da chuvada na determinação do caudal de ponta de cheia. Numa mesma bacia hidrográfica, a ocorrência de uma chuvada com durações diferentes implicarão caudais diferentes na secção de referência. Aparece, assim o conceito de chuvada crítica cuja duração é igual ao tempo de concentração da bacia hidrográfica (o tempo necessário para que toda a bacia hidrográfica contribua para o escoamento na secção de referência).

As fórmulas definidas com base nesse conceito chamam-se cinemáticas por incluírem, indirectamente, a velocidade de escoamento na bacia hidrográfica.

Fórmula Racional

$$Q_p = CiA \quad (9.7)$$

Esta é uma equação que tem vindo a ser muito usada no nosso país em bacias de pequena dimensão. O caudal de ponta é determinado em função da área da bacia hidrográfica, da intensidade média de precipitação, para um dado período de retorno e duração da chuvada igual ao tempo de concentração da bacia, e de um coeficiente de escoamento dependente da natureza dos solo e da cobertura vegetal, no entanto este coeficiente é considerado constante para qualquer intensidade de chuvada e para quaisquer condições anteriores à situação em estudo.

A comparação da Fórmula Racional com a Equação de Iskowski permite a introdução do conceito de chuvada crítica para um dado período de retorno que dá origem ao caudal de ponta de cheia. A caracterização do relevo está indirectamente considerado na intensidade de precipitação, que varia com a zona de localização da bacia, e no coeficiente de escoamento. Esta fórmula relacionando o caudal de ponta de cheia com a precipitação que lhe dá origem admite que o período de retorno desse caudal é igual ao período de retorno da precipitação. Naturalmente que isto só seria verdade se as condições da bacia hidrográfica antes do início da chuvada referida fossem iguais em cada ocorrência, implicando o mesmo comportamento em escoamento directo na secção de referência da bacia.

Uma interpretação diferente da Fórmula Racional, permite identificar a determinação do volume de água precipitado por unidade de tempo. Este volume não contribui todo para o caudal na secção de referência, sendo-lhe aplicado o coeficiente de escoamento, relação entre o escoamento directo e a precipitação útil que lhe deu origem.

O coeficiente de escoamento só poderá ser bem aplicado caso tenha sido determinado experimentalmente em bacias com comportamento semelhante, do ponto de vista de escoamento. Esta equação tem sido muito usada em Portugal com resultados satisfatórios para bacias com área inferior a 25 km². É aplicada na determinação do caudal de dimensionamento de colectores de águas pluviais. Para uma dada região, escolhido o coeficiente de

escoamento, as curvas intensidade-duração-frequência (IDF) e o tempo de concentração da bacia, o caudal de ponta é directamente proporcional à área.

Com a *Fórmula Racional* é incluído o carácter de extremo do caudal de ponta de cheia através da intensidade de precipitação correspondente ao valor máximo da precipitação para um dado período de retorno e uma dada duração. A duração da chuvada é, no entanto, considerada igual ao tempo de concentração, ou seja a duração total da chuvada é igual à duração da chuvada útil que por sua vez é igual ao tempo de concentração.

Fórmula de Giandotti

Esta equação era aconselhada no "Regulamento de pequenas barragens de terra". 1968 mas, caiu em desuso nos nossos dias. Esta fórmula relativamente à equação racional introduz o conceito de relação entre duração total da chuvada e duração útil da chuvada.

Uma cheia provocada por uma precipitação P com uma duração igual ao tempo de concentração (para um período de retorno T) terá um caudal médio durante o período da cheia, t , de Q_{med} calculado por:

$$Q_{med} = \frac{\psi AP}{t} \quad (9.8)$$

em que o parâmetro Ψ é o coeficiente de escoamento, comparável ao coeficiente de escoamento da fórmula racional.

O caudal de ponta de cheia pode ser determinado por:

$$Q_p = \rho Q_{med} \quad (9.9)$$

em que o parâmetro ρ , é o coeficiente de ponta de cheia.

O tempo de duração da cheia e o tempo de concentração estão relacionados pelo coeficiente de duração de cheia, γ .

$$t = \gamma_c \quad (9.10)$$

A equação apresenta-se, assim do seguinte modo:

$$Q_p = \rho \frac{\psi AP}{\gamma_c} \quad (9.11)$$

em que as grandezas devem ser introduzidos nas unidades convenientes de modo a que a equação seja dimensionalmente homogénea.

Esta equação tem uma estrutura parecida à *Fórmula Racional* simplificando, no entanto, a natureza do coeficiente de escoamento, que aparece como função da área sendo por isso

equivalente ao coeficiente m referido nas equações empíricas anteriores. Por outro lado este método preocupa-se em determinar o caudal máximo do hidrograma enquanto a Fórmula Racional considera o hidrograma como se fosse rectangular com a base igual ao tempo de concentração.

Fórmula do Soil Conservation Service (SCS)

Esta fórmula possui uma estrutura parecida à Fórmula de Giandotti

$$Q_p = \frac{kAh_u}{t_p} \quad (9.12)$$

em que os parâmetros devem ser introduzidos nas unidades correspondentes a uma equação dimensionalmente homogénea. O parâmetro k corresponde a um coeficiente de escoamento, h_u é a altura de precipitação útil, que dá origem ao escoamento directo e t_p é o tempo para a ponta do hidrograma.

A altura de precipitação útil para uma dada altura de precipitação é determinada por:

$$h_u = \frac{(h - h_o)^2}{h + 4h_o} \quad (h > h_o) \quad (9.13)$$

$$h_u = 0 \quad (h \leq h_o)$$

em que h_o representa as perdas iniciais da chuvada e é calculado em função do tipo hidrológico do solo, da sua utilização e das condições de superfície:

$$h_o = \frac{5080}{N} - 50.8 \quad (9.14)$$

em que N é o número de escoamento, função do tipo de solo e utilizações do solo. Pode ser necessário corrigir este valor para diferentes condições de humedecimento do solo anteriores ao início da chuvada.

Para $N=100$ as perdas iniciais são iguais a zero e a altura de precipitação útil é igual à altura de precipitação total. À medida que o valor de N diminui o valor das perdas iniciais aumenta e a precipitação útil é menor que o valor da precipitação total.

O tempo de crescimento para a ponta é calculado por:

$$t_p = \frac{1}{2}t_r + 0.6t_c \quad (9.15)$$

e a duração útil da chuvada por:

$$t_r = t - \frac{h_o}{h/t} \quad (9.16)$$

O valor da precipitação em função da duração total da chuvada para um dado período de retorno é dada pelas curvas de possibilidade udométrica:

$$h = at^n \quad (9.17)$$

por outro lado, tendo em conta a chuvada crítica sabemos que o tempo de precipitação útil devia ser igual ou superior ao tempo de concentração:

$$tr \geq tc \quad (9.18)$$

Temos, assim um sistema de seis equações mais uma inequação a sete incógnitas permitindo uma infinidade de soluções. Tendo em conta a determinação do caudal de ponta a solução terá que corresponder a uma chuvada cujo caudal de ponta seja o maior, relativamente a todas as outras soluções.

O sistema pode ser reduzido a duas equações que permitem calcular Q_p e tr em função da duração total da chuvada.

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_p = \frac{kAh_u}{t_p} \\ h_u = \frac{(h - h_o)^2}{h + 4h_o} \\ h_o = \frac{5080}{N} - 50.8 \\ t_p = \frac{1}{2}t_r + 0.6t_c \\ t_r = t - \frac{h_o}{h/t} \\ h = at^n \\ t_r \geq t_c \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} Q_p = \frac{kA \left(at^n - \left(\frac{5080}{N} - 50.8 \right) \right)^2}{at^n + 4 \left(\frac{5080}{N} - 50.8 \right)} \\ \frac{1}{2} \left(t - \frac{\frac{5080}{N} - 50.8}{at^{n-1}} \right) + 0.6t_c \\ t_r = t - \frac{\frac{5080}{N} - 50.8}{at^{n-1}} \end{array} \right. \quad (9.19)$$

Não é possível, no entanto, estudar a função que relaciona o caudal de ponta com a duração da chuvada e determinar-se a duração para o maior caudal de ponta, pela dificuldade na derivação da equação.

Na Figura 9.6 é apresentada uma folha de cálculo para determinar o caudal de ponta de cheia pelo Método de SCS. Esta resolução permite calcular o tempo de chuvada total para o qual o caudal de ponta de cheia é máximo com o rigor pretendido. Pode ser inicialmente identificada graficamente uma boa aproximação.

A= t	24 tc= Ho	h	2.4 a= Hu	tr	tp	43 n= Qp	0.39 N=	94
2.00	3.24	56.50	40.83	1.89	2.38	85.69		
2.10	3.24	57.60	41.87	1.98	2.43	86.12		
2.20	3.24	58.67	42.88	2.08	2.48	86.48		
2.30	3.24	57.70	43.86	2.18	2.53	86.77		
2.40	3.24	60.71	44.82	2.27	2.58	87.01		
2.50	3.24	61.70	45.76	2.37	2.62	87.19		
2.60	3.24	62.66	46.68	2.47	2.67	87.32		
2.70	3.24	63.60	47.57	2.56	2.72	87.41		
2.80	3.24	64.51	48.45	2.66	2.77	87.47		
2.90	3.24	65.41	47.31	2.76	2.82	87.49		
3.00	3.24	66.29	50.15	2.85	2.87	87.48		
3.10	3.24	67.15	50.98	2.95	2.92	87.44		
3.20	3.24	68.00	51.79	3.05	2.96	87.37		
3.30	3.24	68.83	52.59	3.14	3.01	87.29		
3.40	3.24	67.64	53.37	3.24	3.06	87.18		
3.50	3.24	70.44	54.14	3.34	3.11	87.05		
3.60	3.24	71.23	54.89	3.44	3.16	86.91		
3.70	3.24	72.00	55.64	3.53	3.21	86.76		
3.80	3.24	72.76	56.37	3.63	3.26	86.58		
3.90	3.24	73.51	57.09	3.73	3.30	86.40		
4.00	3.24	74.25	57.81	3.83	3.35	86.21		

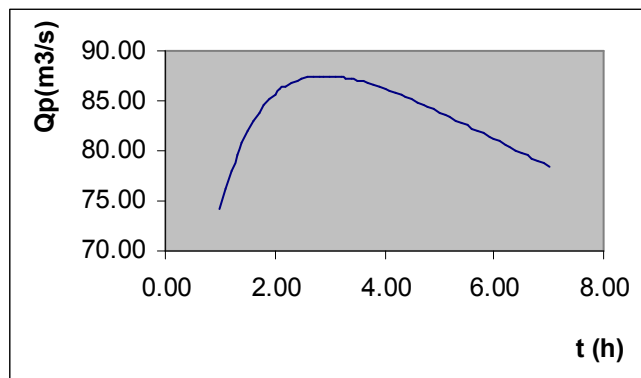


Fig. 9.6 Resolução do Método do Soil Conservation Service

O valor do caudal de ponta corresponde a uma chuvada com duração total igual a $t=2.9h$, com duração útil igual a $t_r=2.76 h$ e toma o valor de $Q_p=87.49m^3/s$.

Método do SCS simplificado ($t_r=t_c$)

Embora a duração da chuvada crítica possa ser inferior ou superior ao tempo de concentração, a melhor atitude consiste em igualar a duração da chuvada útil ao tempo de concentração. Esta simplificação aplica-se na determinação de caudais de ponta em pequenas bacias hidrográficas.

Sendo assim, o sistema de 7 equações referido, com a última inequação a transformar-se numa equação terá uma única solução:

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_p = \frac{kAh_u}{t_p} \\ h_u = \frac{(h - h_o)^2}{h + 4h_o} \\ h_o = \frac{5080}{N} - 50.8 \\ t_p = \frac{1}{2}t_r + 0.6t_c \\ t_r = t - \frac{h_o}{h/t} \\ h = at^n \\ t_r = t_c \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l} t_r = t_c \\ h_o = \frac{5080}{N} - 50.8 \\ t_p = 1.1t_c \\ h = at^n \\ t = t_c + \frac{h_o}{at^{n-1}} \\ h_u = \frac{(h - h_o)^2}{h + 4h_o} \\ Q_p = \frac{kAh_u}{t_p} \end{array} \right. \quad (9.20)$$

é necessário, no entanto, para obter a solução resolver a equação implícita em t :

$$t = t_c + \frac{h_o}{at^{n-1}} \quad (9.21)$$

para o que se poderá aplicar o método de substituições sucessivas.

Determinada a duração total da chuvada, determina-se a altura de precipitação total com a aplicação da 4ª equação, a altura útil de precipitação com a penúltima equação e o caudal de ponta com a última equação do sistema.

Fórmula de Mockus

Este autor simplificou a fórmula anterior impondo que o caudal de ponta máximo acontece para uma chuvada útil com duração igual a :

$$(t_r)_{crit} = 2\sqrt{t_c} \quad (9.22)$$

esta condição introduz a limitação de só ser aplicável a bacias com tempo de concentração igual ou inferior a $4h$, respeitando a condição de que a duração da precipitação útil tem de ser maior ou igual ao tempo de concentração.

A equação do caudal de ponta será, neste caso dada por:

$$Q_p = \frac{kAh_u}{\sqrt{t_c} + 0.6t_c} \quad (9.23)$$

com

$$\left\{ \begin{array}{l} h_o = \frac{5080}{N} - 50,8 \\ h = at^n \\ t = 2\sqrt{t_c} + \frac{h_o}{h/t} \\ \left\{ \begin{array}{l} h_u = \frac{(h - h_o)^2}{h + 4h_o} \quad (h > h_o) \\ h_u = 0 \quad (h \leq h_o) \end{array} \right. \end{array} \right. \quad (9.24)$$

9.3.2 Métodos estatísticos

No caso de existirem séries de valores de caudais de ponta instantâneos na secção de referência da bacia hidrográfica será feito um estudo estatístico dessa série de modo a se poder inferir sobre os caudais de ponta para diferentes períodos de retorno.

Caso tenhamos dados na secção de referência de uma bacia com características semelhantes à bacia hidrográfica em estudo pode, através de uma correlação com características físicas determinar os caudais de ponta na bacia em estudo.

A análise estatística dos valores dos caudais de ponta registados em cheias anteriores na secção de referência, desde que em número suficiente permite verificar o ajuste a uma dada distribuição. A lei estatística mais aplicada em Portugal ao estudo das cheias tem sido a distribuição de Gumbel (2 parâmetros), embora em A. G. Henriques, 1983, o autor tenha apresentado um estudo comparativo do ajuste de diferentes distribuições de extremos a séries de caudais de cheia medidos em diferentes regiões do país e concluído que qualquer distribuição de dois parâmetros (Gumbel, Log-normal e Gama) e a distribuição com três parâmetros Log-Pearson não são adequadas. De entre as outras leis de distribuição com três parâmetros analisadas a distribuição Pearson é preferível à distribuição assintótica de extremos generalizada que por sua vez é preferível à distribuição Log-Normal quando se trata de séries de caudais instantâneos máximos anuais.

Se a série de valores de caudais máximos instantâneos disponível tiver pequena dimensão e existir uma série de valores de precipitação máxima na bacia hidrográfica, com duração igual ou superior ao tempo de concentração, com maior dimensão pode-se tentar prolongar a série de caudais de ponta a partir da série de precipitações máxima, através de um modelo de regressão.

No caso de não existirem dados relativos à secção em estudo pode ser tentada a correlação dos valores determinados em diferentes secções de referência relativas a outras bacias hidrográficas, com características físicas das próprias bacias (para diferentes períodos de retorno). Faz-se assim a regionalização dos valores.

A equação de Loureiro, apresentada anteriormente, teve como base de trabalho a regionalização de valores.

9.4 Determinação de hidrogramas de cheia

9.4.1 Hidrograma de Giandotti

Segundo Giandotti poder-se-ia obter o hidrograma de cheia produzido por uma precipitação e duração igual ao tempo de concentração através de segmentos de recta que unem os pontos (parte-se do princípio que o escoamento directo começa quando a precipitação acaba):

$$(0,0), \left(\frac{Q_p}{\gamma}, t_A\right), (Q_p, t_c), \left(\frac{Q_p}{\gamma}, t_B\right), (0, \lambda t_c) \quad (9.25)$$

em que t_A e t_B são determinados tendo em conta a definição geométrica de caudal médio e admitindo iguais os valores do volume de água nas curvas ascendente e descendente do hidrograma:

$$t_A = \left(1 - \frac{1}{\gamma}\right) t_c \quad (9.26)$$

$$t_B = \left(1 + \frac{\lambda - 1}{\gamma}\right) t_c \quad (9.27)$$

9.4.2 Hidrograma unitário

O método mais divulgado para determinação do hidrograma de cheia serve-se do conceito de hidrograma unitário.

O conceito de hidrograma unitário foi apresentado por Sherman, 1932 e aplica-se ao caso particular de bacias hidrográficas em que a precipitação útil tenha intensidade constante no tempo e distribuição uniforme sobre toda a bacia hidrográfica. Nestas condições o tempo de base, t_b , ou duração do hidrograma

resultante da precipitação útil com uma dada duração, permanece constante. Para uma dada bacia hidrográfica o hidrograma unitário reflecte a constância das características da bacia, ou seja, em igualdade dos restantes factores, o hidrograma produzido na bacia, em resposta a uma determinada precipitação útil, é sempre o mesmo.

Foi verificado que para as condições referidas anteriormente se verificam os dois postulados seguintes referentes ao escoamento directo e a uma dada bacia hidrográfica (Figura 9.7):

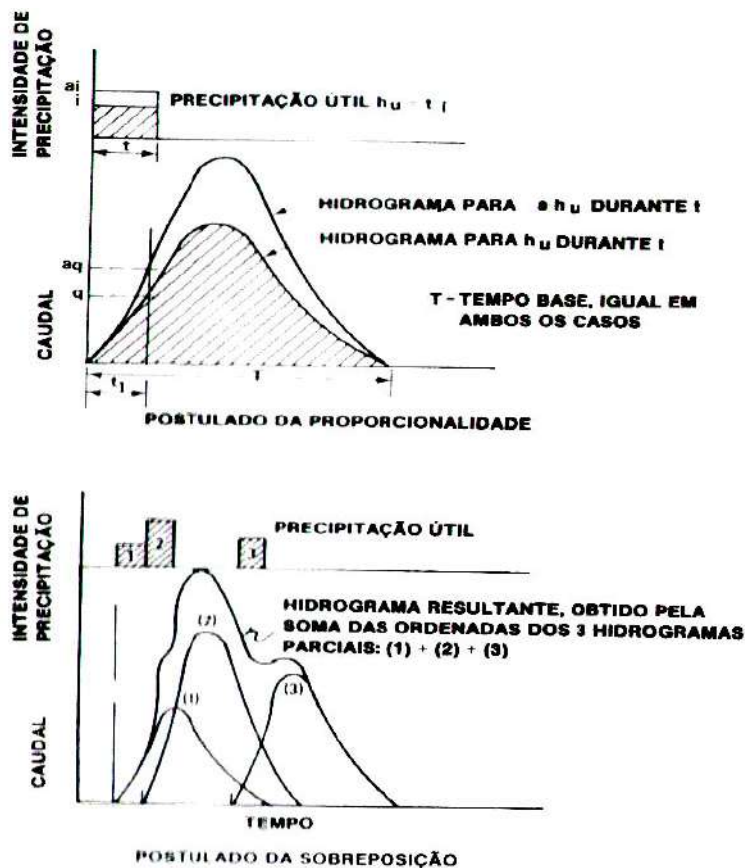


Fig. 9.7 - Postulados do HU

1º - Postulado da proporcionalidade - Os hidrogramas resultantes de chuvadas com a mesma duração, mas diferentes alturas, terão o mesmo tempo de base e ordenadas proporcionais à altura da precipitação útil.

2º - Postulado da sobreposição - O hidrograma resultante de uma sequência de períodos de precipitações terá as respectivas ordenadas iguais à soma das ordenadas correspondentes aos diagramas respeitantes a cada um dos períodos referidos e considerados isolados.

Com base nestes postulados podemos concluir que se conhecermos o hidrograma unitário para uma chuvada com duração t_r (relativo a

uma unidade de precipitação, $h_u = 1\text{mm}$ ou $h_u = 1\text{cm}$ e para uma dada duração t_r , a que corresponde uma intensidade média de $i = h_u/t_r = 1/t_r$) é possível determinar o hidrograma relativo à mesma secção de referência, para qualquer hietograma de precipitações.

A determinação do hidrograma unitário a partir do registo contínuo de caudais na secção de referência e da precipitação sobre a bacia hidrográfica que lhe deu origem deve ser feita de modo a que no hidrograma sejam retiradas as outras componentes do escoamento total, identificando o escoamento directo. A área delimitada pelo hidrograma relativo ao escoamento directo corresponde ao valor do volume de água escoado que por sua vez é igual ao volume da precipitação útil na bacia hidrográfica, a precipitação que lhe dá origem.

Admitindo a chuvada (componente útil) com intensidade média de precipitação constante, a aplicação do postulado da proporcionalidade (dividindo as ordenadas do hidrograma do escoamento directo pelo valor da altura de precipitação) permite determinar o hidrograma unitário com uma duração igual à duração da chuvada útil.

Se não for possível admitir constante a intensidade média de precipitação ao longo do período de chuvada, é necessário dividir a chuvada útil em intervalos de tempo com intensidade constante que serão considerados como independentes. Neste caso é necessário aplicar o postulado da sobreposição para dividir os efeitos das diferentes chuvas e de seguida aplicar o postulado da proporcionalidade de modo a determinar o hidrograma unitário para cada uma das chuvadas e para a respectiva duração (lembra-se que para uma dada bacia temos diferentes hidrogramas unitários correspondentes a diferentes durações da chuvadas ou seja a diferentes intensidades de precipitação).

Na determinação do hidrograma unitário a partir de um hidrograma de cheia do escoamento directo relativo a uma dada chuvada com vários períodos de chuvadas com intensidade variável tem sido aplicado o chamado método da convolução discreta que representa a aplicação dos postulados através de um sistema de equações. Começa por dividir-se a chuvada útil em n intervalos de tempo iguais de tal modo que em cada um deles se possa considerar constante a intensidade de precipitação. Sejam h_1, h_2, \dots, h_n as alturas de precipitação com uma duração Δt (alguns destes valores podem ser nulos no caso de a chuvada ser intermitente). Divide-se o hidrograma de cheia de escoamento directo em m intervalos de tempo iguais com amplitude Δt . Os caudais instantâneos nos limites dos m intervalos, são: Q_1, Q_2, \dots, Q_{m+1} . O tempo de base do hidrograma unitário para uma duração igual a Δt é igual a $(m-n+1)\Delta t$, pois existem $m-n+1$ intervalos de tempo no hidrograma unitário e $m-n+2$ incógnitas no problema, que são o caudal instantâneo para os limites dos intervalos do hidrograma unitário: $u_1, u_2, \dots, u_{m-n+2}$.

Temos, no entanto, um sistema com $m+1$ equações correspondentes a cada um dos caudais instantâneos do hidrograma de cheia:

$$\begin{cases}
h_1 u_1 + 0u_2 + 0u_3 + \dots + 0u_n + \dots + 0u_{m-n+2} = Q_1 \\
h_2 u_1 + h_1 u_2 + 0u_3 + \dots + 0u_n + \dots + 0u_{m-n+2} = Q_2 \\
h_3 u_1 + h_2 u_2 + h_1 u_3 + \dots + 0u_n + \dots + 0u_{m-n+2} = Q_3 \\
\dots\dots\dots \\
h_n u_1 + h_{n-1} u_2 + h_{n-2} u_3 + \dots + h_1 u_n + \dots + 0u_{m-n+2} = Q_n \\
0u_1 + h_n u_2 + h_{n-1} u_3 + \dots + h_1 u_{n+1} + \dots + 0u_{m-n+2} = Q_{n+1} \\
0u_1 + 0u_2 + h_n u_3 + \dots + h_1 u_{n+2} + \dots + 0u_{m-n+2} = Q_{n+2} \\
\dots\dots\dots \\
0u_1 + 0u_2 + 0u_3 + \dots + 0u_n + \dots + h_n u_{m-n+1} + h_{n-1} u_{m-n+2} = Q_m \\
0u_1 + 0u_2 + 0u_3 + \dots + 0u_n + \dots + h_n u_{m-n+2} = Q_{m+1}
\end{cases} \quad (9.28)$$

De uma forma simplificada, podemos apresentar o sistema de equações por:

$$\sum_{i=1}^{m-n+2} h_{j-i+1} u_i = Q_j \quad \text{Com } j=1, m+1 \quad (9.29)$$

Trata-se, assim de um sistema de equações que admite uma infinidade de soluções tendo em conta que o número de equações é sempre superior ao número de incógnitas, pois o número de equações é $m+1$ e o número de incógnitas é $m-n+2=(m+1)-(n-1)$ (n é obrigatoriamente superior a 1).

Pode ser escolhida a solução para a qual a soma dos quadrados das diferenças entre o membro esquerdo e o membro direito sejam mínimas (ajuste dos mínimos quadrados).

Interessa, assim minimizar a função $F(u_1, u_2, \dots, u_{m-n+2})$:

$$F(u_1, u_2, \dots, u_{m-n+2}) = \sum_{j=1}^{m+1} \left(Q_j - \sum_{i=1}^{m-n+2} h_{j-i+1} u_i \right)^2 \quad (9.30)$$

Esta equação pode ser apresentada com a seguinte representação:

$$F(u_1, u_2, \dots, u_{m-n+2}) = \sum_{j=1}^{m+1} \left(Q_j - \sum_{i=1}^{i \neq k} h_{j-i+1} u_i - h_{j-k+1} u_k \right)^2 \quad (9.31)$$

Derivando em ordem às diferentes incógnitas e igualando a zero, vem (para $k=1, m-n+2$):

$$\frac{\partial F}{\partial u_k} = -2 \sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1} \left(Q_j - \sum_{i=1}^{i \neq k} h_{j-i+1} u_i - h_{j-k+1} u_k \right) = 0 \quad (9.32)$$

$$\sum_{j=1}^{m+1} \left[h_{j-k+1} Q_j - h_{j-k+1} \sum_{i=1}^{i \neq k, m-n+2} h_{j-i+1} u_i - h_{j-k+1}^2 u_k \right] = 0 \quad (9.33)$$

$$\sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1} Q_j - \sum_{j=1}^{m+1} \left(h_{j-k+1} \sum_{i=1}^{i \neq k, m-n+2} h_{j-i+1} u_i \right) - \sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1}^2 u_k = 0 \quad (9.34)$$

obtendo-se assim as ordenadas do hidrograma unitário:

$$u_k = \frac{\sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1} Q_j - \sum_{j=1}^{m+1} \left(h_{j-k+1} \sum_{i=1}^{i \neq k, m-n+2} h_{j-i+1} u_i \right)}{\sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1}^2} \quad (9.35)$$

Obtemos um sistema de $m-n+2$ equações, no entanto são conhecidos os valores de u_1 e u_{m-n+2} que são igual a zero, o primeiro e o último valor.

O sistema reduz-se a :

$$u_k = \frac{\sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1} Q_j - \sum_{j=1}^{m+1} \left(h_{j-k+1} \sum_{i=1}^{i \neq k, m-n+2} h_{j-i+1} u_i \right)}{\sum_{j=1}^{m+1} h_{j-k+1}^2} \quad \text{para } k=2, m-n+1 \quad (9.36)$$

$m-n$ equações e $m-n$ incógnitas.

Na resolução do sistema de equações pode ser aplicado por exemplo o Método de Substituições Sucessivas. Arbitra-se o vector inicial, substituindo-se no sistema de equações permitindo obter novos valores para as incógnitas. O processo continua sucessivamente até obter um erro relativo aproximado inferior ao erro admissível.

A partir do hidrograma unitário é possível determinar o hidrograma correspondente a qualquer altura de precipitação com a mesma duração, por aplicação do postulado da proporcionalidade ou o hidrograma correspondente a qualquer duração, com a mesma altura de precipitação, por aplicação do postulado da proporcionalidade ou, por fim, o hidrograma correspondente a diferente altura de precipitação e diferente duração, por aplicação dos dois postulados.

O sistema de equações a aplicar é :

$$\sum_{i=1}^{m-n+2} h_{j-i+1} u_i = Q_j \quad \text{com } j=1, m+1 \quad (9.37)$$

Existe ainda outro problema que poderá surgir: como obter um hidrograma unitário correspondente a uma chuvada com uma dada duração, t_2 , a partir do hidrograma unitário correspondente a uma chuvada de outra duração, t_1 ? É necessário recorrer à técnica do hidrograma em S, que é o hidrograma que se obteria para uma precipitação sobre a bacia com intensidade constante e duração infinita. A intensidade desse hidrograma em S é igual à intensidade do hidrograma unitário, $1/t_1$.

O hidrograma em S de uma precipitação com intensidade diferente, $1/t_2$, difere do anterior nas ordenadas. Assim, desejando-se determinar um hidrograma unitário para uma chuvada de duração t_2 diferente de t_1 , basta desfazer 2 hidrogramas em S da duração t_2 e subtrair as respectivas ordenadas. Obtemos o hidrograma para uma intensidade de $1/t_1$, mas com duração t_2 . Para obter o hidrograma unitário para uma intensidade $1/t_2$ e uma duração de chuvada igual a t_2 multiplica-se as ordenadas por t_1/t_2 .

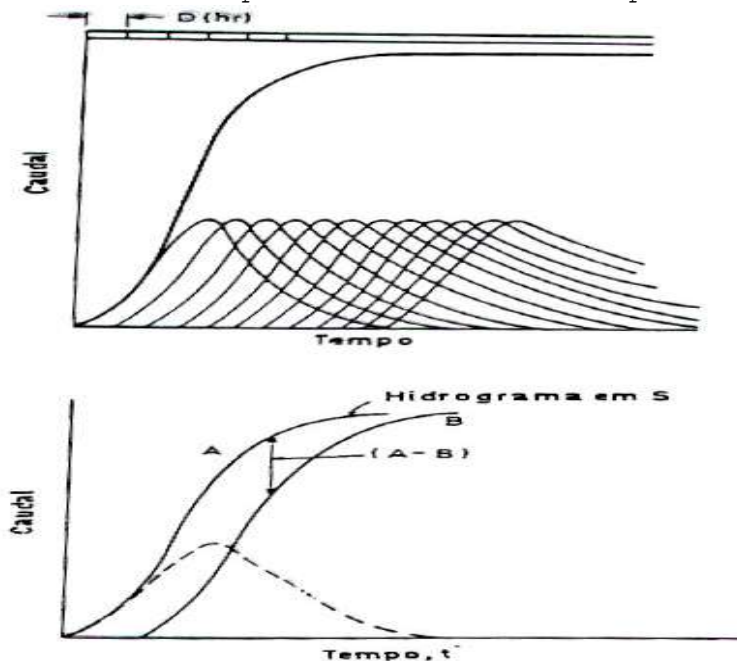


Fig.9.8 - Hidrograma em "S"

9.4.3 Hidrogramas unitários sintéticos

Tendo em conta as vantagens de utilização do hidrograma unitário, foram desenvolvidos métodos para, quando não existem registos de caudais na secção de referência da bacia hidrográfica em estudo, se determinar um hidrograma unitário, a partir de parâmetros físicos dessa bacia.

Hidrograma SCS

O Soil Conservation Service dos EUA baseado em informação de diversas bacias com características muito diferentes definiu um hidrograma unitário sintético adimensional correspondente à duração da precipitação útil $t_r=0.133t_c$.

Trata-se de um hidrograma empírico adimensional com coordenadas $(t/t_p; q/q_p)$ em que t_p representa o tempo de ascensão ou tempo de pico (h) e q_p o caudal unitário de ponta (m^3/s). O tempo de pico é obtido por:

$$t_p = \frac{t_r}{2} + t_l \quad (9.38)$$

em que t_r traduz a duração da chuvada útil e t_l , o desfasamento, em horas, entre o centro de gravidade da precipitação útil e a ponta do hidrograma e constitui uma medida do tempo de resposta da bacia aos eventos de precipitação. O valor de t_l é obtido por:

$$t_l = \frac{l^{0.8}(0.03937 * S + 1)^{0.7}}{734.43 * D_m^{0.5}} \quad (9.39)$$

onde D_m representa o declive médio da bacia em %, S , a retenção potencial máxima em milímetros e l , o comprimento do curso de água mais longo, expresso em metros. A capacidade máxima de retenção, S , é função do número de escoamento da bacia, CN (**curve number**):

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (9.40)$$

Os valores de CN são tabelados em função do solo e do tipo de ocupação da área da bacia.

Conhecido o tempo de concentração da bacia, o valor de t_l pode ser estimado por:

$$t_l = 0.6 t_c \quad (9.41)$$

O caudal unitário de ponta ($m^3/s.mm$) é obtido por:

$$q_p = \frac{0.208A}{t_p} \quad (9.42)$$

Uma vez determinados t_p e q_p , as ordenadas do hidrograma unitário de duração t_r , podem ser obtidas a partir das ordenadas do hidrograma unitário adimensional constantes no Quadro 9.1.

Quadro 9.1 - Ordenadas do hidrograma unitário adimensional do SCS

t/t_p	q/q_p	t/t_p	q/q_p	t/t_p	q/q_p	t/t_p	q/q_p
0	0	0.7	0.77	1.4	0.75	2.6	0.13
0.1	0.015	0.8	0.89	1.5	0.66	2.8	0.098
0.2	0.075	0.9	0.97	1.6	0.56	3	0.075
0.3	0.16	1	1	1.8	0.42	3.5	0.036
0.4	0.28	1.1	0.98	2	0.32	4	0.018
0.5	0.43	1.2	0.92	2.2	0.24	4.5	0.009
0.6	0.6	1.3	0.84	2.4	0.18	5	0.004

Tal como foi já referido, as ordenadas do hidrograma unitário adimensional do SCS apresentadas no Quadro 9.1 são válidas para as situações em que $t_r = 0.133 t_c$. Eventos de precipitação com durações da precipitação útil diferente, exigem a conversão do hidrograma, nessas durações.

Hidrograma de Mockus

Trata-se de uma simplificação do hidrograma unitário sintético do SCS, aplicável em situações em que é pouco importante a recessão do hidrograma (Figura 9.9). Em tais casos, considera-se que o tempo de base do hidrograma unitário, t_b , em horas, é obtido por:

$$t_b = 2.67 t_p \quad (9.43)$$

O valor de q_p para um milímetro de precipitação útil com duração t_r , é dado pela fórmula (9.42). e o volume total, em m^3 , vem expresso por:

$$V = 3600 * q_p * (t_b/2) \quad (9.44)$$

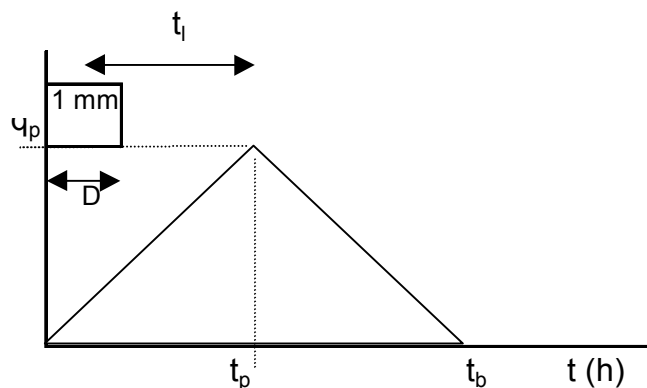


Fig. 9.9 - Hidrograma sintético triangular

Hidrograma de Temez

Tal com Mochus, Temez propõe também o hidrograma triangular representado na Figura 9.9. Para este autor, o tempo para a ponta é determinado por:

$$t_p = t_r / 2 + 0.35 t_c \quad (9.45)$$

e o tempo de base vem:

$$t_b = t_r + t_c \quad (9.46)$$

O tempo de concentração deve ser obtido por:

$$t_c = 0.3 \left(\frac{L}{D_m^{0.25}} \right)^{0.76} \quad (9.47)$$

com o comprimento, L , e o declive médio do rio, D_m , respectivamente em km e %.

O caudal de ponta (m^3/s) é determinado por:

$$Q_p = \frac{A * h_u}{1.8 * t_b} \quad (9.48)$$

com A em km^2 .

9.5 Cheia máxima provável

O caudal correspondente à cheia máxima provável é normalmente muito superior aos valores registados, correspondendo a uma probabilidade de ocorrência muito baixa, ou seja, a um período de retorno muito elevado.

Este valor pode ser determinado pela regressão estatística entre a **precipitação máxima provável** (PMP) e o caudal que lhe corresponde ou pela aplicação do hidrograma unitário.

A PMP representa o limite superior do valor de precipitação associado a um período de retorno, ou seja, corresponde ao maior valor estimado da precipitação, para uma duração, fisicamente possível para uma dada região numa dada altura do ano.

A determinação da PMP está fora do âmbito da disciplina indicando-se, no entanto, no Quadro 9.2, os valores das maiores precipitações a nível mundial, a partir das quais foi possível ajustar a seguinte equação:

$$P = 39D^{0.5} \quad (9.49)$$

Sendo *P* a precipitação expressa em cm e *D* a duração em horas.

Quadro 9.2 - Maiores valores de precipitação registados a nível mundial (extraído de Brandão, 1995)

Duração	Altura (cm)	Local	Data
1 min	3,8	Barot, Guadeloupe	26/11/70
8 min	12,6	Fussen, Bavaria	25/05/20
15 min	19,8	Plumb Point, Jamaica	12/05/16
42 min	30,5	Holt, Mo	22/06/47
2 h 10 min	48,3	Rockpot, WV	18/07/889
2 h 45 min	55,9	D'Hanis, TX	31/05/35
4 h 30 min	78,2	Smethport, PA	18/07/42
9 h	108,7	Belouve, Reunion	28/02/64
12 h	134	Belouve, Reunion	28-29/02/64
18 h 30 min	168,9	Belouve, Reunion	28-29/02/64
24 h	187	Cilaos, Reunion	15-16/03/52
2 dias	250	Cilaos, Reunion	15-16/03/52
3 dias	324	Cilaos, Reunion	15-16/03/52
4 dias	372,1	Cherrapunji, India	12-15/09/74
5 dias	385,4	Cilaos, Reunion	13-18/03/52
6 dias	405,5	Cilaos, Reunion	13-19/03/52
7 dias	411	Cilaos, Reunion	12-19/03/52
15 dias	479,8	Cherrapunji, India	24-30/06/31
31 dias	930	Cherrapunji, India	07/861
3 meses	1637	Cherrapunji, India	05-07/861
6 meses	2245	Cherrapunji, India	04-09/861
1 ano	2646	Cherrapunji, India	08/860; 07/861
2 anos	4077	Cherrapunji, India	1860-1861

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brandão, C. C. (1995) - **Análise de precipitações intensas**, Tese de Mestrado em Hidráulica e Recursos Hídricos, IST, Universidade Técnica de Lisboa

CEDEX (1992) - **Curso Internacional sobre Hidrologia Geral e Aplicada** (apontamentos). MOPT, Madrid.

Chow, Maidment, Harris (1988) - **Applied Hydrology**. McGraw-Hill International Editions. New York.

Correia, Francisco N. (1984) **Proposta de um Método para a determinação de caudais de cheia em pequenas bacias naturais e urbanas**, LNEC, Lisboa.

DGRAH (1981) - **Índice hidrográfico e classificação decimal dos cursos de água de Portugal**,. Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos. Lisboa.

DGRAH (1984) - **Curso Internacional de Hidrologia Operativa**, Vol I,II. Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos. Lisboa.

FAO (1977)- **Crop water requirements**. Vol. 24 Roma

Lencastre, A. e Franco, F. M. (1984) - **Lições de Hidrologia**. Universidade Nova de Lisboa. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Lisboa.

Loureiro, J.M.; Macedo, M. E. (1982) - **Relação entre a evaporação tina e Piche**. Recursos hídricos, Vol. 3, Lisboa

Mello, F. M. (1985) - **Curso de hidrologia aplicado à região do Algarve**. Universidade de Évora. Évora.

Murteira, B.J.F. (1990) - **Probabilidade e Estatística**, Vol.I e II, 2ª Edição. McGraw-Hill. Lisboa.

Murteira, B.J.F. (1993) - **Análise Exploratória de Dados**. McGraw-Hill. Lisboa.

Oliveira, Rodrigo **Determinação de Hidrogramas de Cheia em pequenas bacias hidrográficas**, LNEC, Lisboa, 1994.

Rodrigues, R. R. (1986) - **Avaliação das disponibilidades hídricas superficiais com base na precipitação**. Introdução ao Planeamento e Gestão de Recursos Hídricos, vol. 4, Série Metodologias para a Avaliação de Políticas de Recursos Hídricos, NATO-POWATERS, LNEC, Lisboa.

http://snirh.inag.pt/snirh/atlas/main_nav_fr.html

UNESCO (1980) - **Balance Hídrico Mundial**. Madrid

ANEXO 1

ESTATÍSTICA E PROBABILIDADE APLICADA À HIDROLOGIA

