

Universidade Técnica de Lisboa
Instituto Superior de Agronomia

Intercepção da precipitação em montados de sobreiro e azinheira

Fernando Manuel Leite Pereira

Orientador: Doutora Fernanda Maria dos Reis Torroaes Valente

Co-orientador: Doutor Jorge Manuel Martins Soares David

Júri:

Presidente: Reitor da Universidade Técnica de Lisboa

Vogais: Doutor João Manuel Dias dos Santos Pereira, professor catedrático do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa;

Doutor Francisco Manuel Souto Gonçalves de Abreu, professor associado do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa;

Doutora Fernanda Maria dos Reis Torroaes Valente, professora auxiliar do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa;

Doutor Francisco Domingo Poveda, investigador científico da Estación Experimental de Zonas Áridas, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Espanha;

Doutor John Handescombe Carey Gash, Research Fellow, Centre for Ecology & Hydrology, Natural Environment Research Council, Reino Unido.

Doutoramento em Engenharia Florestal

Lisboa

2009

Intercepção da precipitação em montados de sobreiro e azinheira

Fernando Manuel Leite Pereira

Orientador: Doutora Fernanda Maria dos Reis Torroaes Valente

Co-orientador: Doutor Jorge Manuel Martins Soares David

Júri:

Presidente: Reitor da Universidade Técnica de Lisboa

Vogais: Doutor João Manuel Dias dos Santos Pereira, professor catedrático do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa;

Doutor Francisco Manuel Souto Gonçalves de Abreu, professor associado do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa;

Doutora Fernanda Maria dos Reis Torroaes Valente, professora auxiliar do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa;

Doutor Francisco Domingo Poveda, investigador científico da Estación Experimental de Zonas Áridas, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Espanha;

Doutor John Handescombe Carey Gash, Research Fellow, Centre for Ecology & Hydrology, Natural Environment Research Council, Reino Unido.

Doutoramento em Engenharia Florestal

Tese apresentada neste Instituto para obtenção do grau de Doutor

Lisboa

2009

Agradecimentos

A realização deste estudo apenas foi possível dado o envolvimento de uma equipa de investigação alargada e a colaboração prestada por diversas pessoas e instituições. Gostaria, assim, de expressar o meu sincero reconhecimento a todos os que, de algum modo, contribuíram para a sua concretização. Em particular, agradeço:

- à Prof. Fernanda Valente (DM/ISA), orientadora científica deste trabalho, os conhecimentos transmitidos, a sempre profícua troca de ideias, o incentivo constante e a disponibilidade total e incondicional;
- ao Prof. Jorge Soares David (DEF/ISA), co-orientador científico, pelos seus conselhos e espírito crítico, pela formação científica que me transmitiu, pelas valiosas sugestões na redacção e revisão do manuscrito e, em especial, pelo apoio permanente;
- ao Dr. John Gash (*Centre for Ecology and Hydrology*, Reino Unido; *VU University Amsterdam*, Holanda), as sugestões que estiveram na génese deste estudo, o interesse que sempre demonstrou e o acompanhamento dado ao longo de todo o trabalho, em particular as proveitosas trocas de impressões e o exigente sentido crítico.
- ao Eng. Paulo Rocha Monteiro, bolsheiro de investigação (ISA), pelo apoio incansável no estabelecimento e operacionalização da componente experimental, pela valiosa ajuda na recolha de dados e, em especial, pela dedicação demonstrada;
- à Dr.^a Teresa Soares David (INRB), pela inestimável colaboração, em particular pela disponibilização de um dos conjuntos de dados de intercepção utilizados neste trabalho e pela cedência de diverso equipamento científico imprescindível para a concretização deste estudo;
- ao Prof. Luiz Gazarini (UE) a cedência de equipamento científico sem o qual não teria sido possível proceder à caracterização aerodinâmica do montado;
- ao Sr. João Afonso Nunes (ESACB) pelas valiosas sugestões e apoio prestado na instalação das parcelas experimentais;
- ao Sr. João Jerónimo pela colaboração na construção de diversos equipamentos, em especial pela cuidadosa montagem do sistema de caleiras;
- ao Eng. Pedro Oliveira, a colaboração e ajuda prestadas no domínio da instrumentação;
- à Escola Superior Agrária de Castelo Branco, as facilidades concedidas no âmbito deste trabalho e, em especial, aos colegas que proporcionaram a redução do meu trabalho lectivo;
- à Universidade de Évora a possibilidade de instalação, na Herdade da Mitra, da infra-estrutura experimental;
- aos *Programas Operacionais Ciência, Tecnologia, Inovação* e ao *Programa Luso-Britânico de Investigação Conjunta – Tratado de Windsor* o financiamento concedido aos estudos realizados.

Índice

Agradecimentos	ii
Índice	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Símbolos e unidades	vii
Índice de figuras	xii
Índice de quadros	xv
1. Introdução	1
2. Localização e caracterização geral da área de estudo	7
3. A temperatura da copa molhada de árvores isoladas: uma nova perspectiva para a estimativa da taxa de evaporação	11
3.1. Aspectos teóricos	11
3.2. Métodos	17
3.2.1. Variáveis meteorológicas	17
3.2.2. Energia disponível	18
3.2.2.1. Radiação líquida	18
3.2.2.2. Energia armazenada na vegetação e no ar circundante	23
3.2.3. Condutância aerodinâmica	27
3.2.3.1. Condutância aerodinâmica da camada limite das folhas. Condutância da copa	27
3.2.3.2. Condutância aerodinâmica do montado	33
3.2.4. Temperatura das folhas e copa	37
3.2.5. Taxa média de evaporação	38
3.3. Resultados e discussão	39
3.3.1. Energia disponível	39
3.3.2. Condutância aerodinâmica	43
3.3.2.1. Condutância aerodinâmica das folhas e copa das árvores	43
3.3.2.2. Condutância aerodinâmica do montado	50
3.3.3. Temperatura da copa durante a ocorrência de precipitação	55
3.3.4. Taxa média de evaporação a partir da copa saturada de árvores isoladas	61

4. Modelação da intercepção em montados muito esparsos: abordagem ao nível da árvore individual	63
4.1. O modelo analítico de Gash	66
4.1.1. Descrição geral do modelo	66
4.1.2. Estimativa dos parâmetros	70
4.2. Métodos	75
4.2.1. Quantificação da perda por intercepção ao nível de árvores individuais	75
4.2.2. Modelação da intercepção: aspectos gerais da aplicação e estimativa dos parâmetros do modelo analítico de Gash ao nível da árvore individual	83
4.3. Resultados	85
4.3.1. Perda por intercepção	85
4.3.2. Parâmetros do modelo	87
4.3.3. Modelação da perda por intercepção	89
4.5. Discussão	91
5. Conclusões	94
Anexo A1 - Temperatura superficial da copa saturada de uma árvore isolada	97
Referências bibliográficas	99

Resumo

A hipótese base do presente trabalho é a de que em florestas abertas do tipo savana, a evaporação é mais adequadamente caracterizada ao nível da árvore individual e que o seu escalonamento ao povoamento pode ser feito através do somatório das contribuições individuais. Nesta base, uma nova metodologia foi desenvolvida para estimar a evaporação da precipitação interceptada em árvores isoladas. A aproximação adoptada sustenta-se na verificação, teórica e experimental, que a temperatura da copa molhada de uma árvore isolada é determinada pela energia disponível, aproximando-se da temperatura do bolbo húmido quando esta é reduzida. Este resultado permite estimar a evaporação da água interceptada por uma copa isolada através de uma simples equação de difusão que, em conjunto com o modelo analítico de Gash, constituiu a base para a nova abordagem de modelação da perda por intercepção em árvores isoladas.

Um novo processo de determinação da capacidade de armazenamento da copa foi também desenvolvido, evitando a subjectividade inerente ao tradicional método de Leyton. A validação da metodologia de modelação proposta realizou-se através da comparação de valores modelados e observados da perda por intercepção em dois montados de sobreiro e azinheira, no sul de Portugal. Em ambos os casos, os valores modelados apresentaram uma boa aderência às observações, indicando que o modelo é apropriado para a simulação da perda por intercepção em árvores isoladas e em florestas esparsas, tipo savana.

Palavras-chave

Intercepção da precipitação, modelo analítico de Gash, montados, árvores isoladas, *Quercus ilex*, temperatura do bolbo húmido.

Rainfall interception in cork and holm oak savanna-type woodlands

Abstract

A new approach is suggested to estimate the evaporation of intercepted rainfall from single tree wet crowns in sparse forests.

It is shown that, theoretically, the surface temperature of a wet tree crown will depend on the available energy. However, for a fully saturated canopy under rainy conditions, surface temperature will approach the wet bulb temperature when available energy tends to zero. This was confirmed experimentally, allowing evaporation of intercepted rainfall to be estimated by a simple diffusion equation. This was also taken as the basis for a new approach in modelling interception loss from savanna-type woodland, whereby the ecosystem evaporation is derived by scaling up the evaporation from individual trees, rather than by considering a homogeneous forest cover.

Interception loss from isolated trees was estimated by combining the aforementioned diffusion equation for water vapour flux with Gash's analytical model. A new methodology, which avoids the subjectivity inherent in the Leyton method, was used for estimating the crown storage capacity. Modelling performance was evaluated against data from two savanna-type oak woodlands (*montados*) in southern Portugal. In both cases interception loss estimates agreed well with observations indicating that the proposed modelling approach should be suitable for the modelling of interception loss in isolated trees and savanna type ecosystems.

Keywords

Rainfall interception, Gash analytical model, savannas, isolated trees, *Quercus ilex*, wet bulb temperature.

Símbolos e unidades

A simbologia empregue neste trabalho, a sua definição e as unidades utilizadas são apresentadas no quadro seguinte. Ao longo de todo o trabalho, adoptou-se o ponto (.) como separador decimal e o valor médio de qualquer variável é indicado através de uma barra horizontal ($\bar{\quad}$) sobre o símbolo correspondente. A escala temporal adoptada foi a correspondente ao Tempo Universal (TU) que constitui a escala de tempo de referência.

Símbolo	Descrição	Unidades
A	energia disponível por unidade de área projectada de copa	W m^{-2}
APC	área projectada da copa	m^2
A_T	amplitude da variação diária da temperatura do ar	$^{\circ}\text{C}$ ou K
b	largura média dos elementos rugosos que constituem o coberto florestal	m
C	quantidade de água efectivamente retida nas copas	mm
C_t	quantidade de água efectivamente retida nos troncos	mm
c	calor específico	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
	índices:	
	c_m , da madeira seca;	
	c_p , do ar a pressão constante;	
	$c_{veg(copa)}$, do material vegetal que constitui a copa;	
	$c_{veg(tr)}$, da madeira em verde;	
	c_w , da água	
c	grau de cobertura das copas; constante (secção 3.3.2.2.)	
c_r	raio médio da copa de uma árvore individual	m
c_{tr}	capacidade volumétrica de calor da madeira em verde	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$
D	taxa de drenagem de água do copado	mm h^{-1}
DAP	diâmetro das árvores medido a 1.3 m do solo	m
d	altura de deslocamento do plano de referência	m
E	taxa de evaporação da precipitação interceptada	mm h^{-1}
	índices:	
	E , pelas copas;	
	E_p , taxa máxima;	
	$E(T)$, pelas copas sendo T a sua temperatura superficial;	
	E_t , pelos troncos	
e	pressão de vapor de água do ar	Pa
	índices:	
	e_a , actual;	
	$e_s(T)$, saturante à temperatura T	
F_{tr}	fluxo de energia através de uma área unitária de superfície de tronco	W m^{-2}
g	Condutância aerodinâmica	m s^{-1}

Símbolo	Descrição	Unidades
índices:		
	g_a , representando genericamente qualquer das condutâncias g_{aV} , g_{aH} ou g_{aM} quando consideradas idênticas, ou seja, quando $g_{aV} \approx g_{aH} \approx g_{aM}$;	
	g_{aM} , g_{aV} , g_{aH} , associada à transferência de, respectivamente, quantidade de movimento, vapor de água e calor sensível entre o copado de uma floresta densa ou moderadamente esparsa e um dado nível de referência acima do coberto;	
	g_b , da copa, representando genericamente qualquer das condutâncias g_{bV} ou g_{bH} quando consideradas idênticas, ou seja, quando $g_{bV} \approx g_{bH}$;	
	g_{bH} , da copa para a transferência de calor sensível entre a superfície da copa e a atmosfera imediatamente adjacente;	
	g_{bV} , da copa para a transferência de vapor de água entre a superfície da copa e a atmosfera imediatamente adjacente;	
	g_{IH} , da camada limite de folhas individuais à transferência de calor sensível;	
	g_{IV} , da camada limite de folhas individuais à transferência de vapor de água	
H	densidade de fluxo de calor sensível	$W m^{-2}$
h	altura das árvores	m
I	perda por interceptação	mm
i	intensidade da corrente eléctrica	A
J	taxa de variação da energia armazenada no espaço ocupado pela vegetação, expressa por unidade de área projectada de copa	$W m^{-2}$
índices:		
	J_{copa} , do calor armazenado na copa (excepto troncos);	
	J_H , do conteúdo em calor sensível da coluna de ar considerada;	
	J_{ph} , da energia fixada bioquimicamente pela vegetação;	
	J_{tr} , do calor armazenado no tronco das árvores;	
	J_V , do conteúdo em calor latente da coluna de ar considerada;	
	J_{veg} , do calor armazenado na biomassa	
K	coeficiente da equação de difusão do vapor de água (equação 3.1)	$s m^{-1}$
k	constante de von Kármán	
k_{tr}	condutividade térmica do tronco	$W m^{-1} K^{-1}$
L	comprimento de Monin-Obukhov	m
L^*	índice de área foliar	
L_A	área foliar	m^2
L_s	escala vertical de dimensão da turbulência gerada ao nível do coberto	m
l	dimensão característica de uma folha ou réplica de folha	m
m	teor de humidade da madeira; número de chuvadas insuficientes para saturar o copado	
n	número de chuvadas capazes de saturar o copado	
P_e	potência eléctrica, expressa por unidade de área total de folha	$W m^{-2}$

Símbolo	Descrição	Unidades
P_g	precipitação bruta	mm
	índices: $P_{g,gauge}$, medida por um udómetro; $P_{g,trough}$, medida por uma caleira	
P_g'	quantidade de precipitação bruta necessária para saturar a copa	mm
P_g''	quantidade de precipitação bruta necessária para saturar os troncos	mm
p	coeficiente de precipitação livre sob-coberto	
p_d	coeficiente de partição da drenagem	
p_t	proporção de precipitação que os troncos recebem	
Q	energia radiante líquida recebida / perdida pela copa de uma árvore por unidade de área projectada de copa	$W m^{-2}$
Q_c	energia radiante líquida recebida / perdida pela copa de uma árvore	W
	índices: $Q_{c,1}, Q_{c,2}, Q_{c,3}$, através das superfícies envolventes parciais $S_{e,1}, S_{e,2}, S_{e,3}$, respectivamente	
q	humidade específica do ar; número de chuvadas capazes de saturar os troncos	
R	intensidade da precipitação bruta	$mm h^{-1}$
R^2	coeficiente de determinação	
Re	número de Reynolds	
R_l	densidade de fluxo de radiação de longo comprimento de onda expressa por unidade de área de folha ou réplica de folha	$W m^{-2}$
	índices: $R_{l,e}$, emitida; $R_{l,a}$, recebida	
R_n	densidade de fluxo de radiação líquida	$W m^{-2}$
	índices: $R_{n,1}, R_{n,2}, R_{n,3}$, para as superfícies envolventes parciais $S_{e,1}, S_{e,2}, S_{e,3}$, respectivamente; $R_{n,b}, R_{n,u}$, para as superfícies aquecidas e não aquecidas das réplicas de folhas, respectivamente	
R_s	densidade de fluxo de radiação solar global	$W m^{-2}$
r	resistência aerodinâmica	$s m^{-1}$
	índices: r_{aM} , à transferência de quantidade de movimento entre o copado de uma floresta densa ou moderadamente esparsa e um dado nível de referência acima do coberto; r_{aV} , à transferência de vapor de água entre o copado de uma floresta densa ou moderadamente esparsa e um dado nível de referência acima do coberto; r_{bcV} , para o transporte de vapor de água a partir do solo e/ou do extracto herbáceo-arbustivo até ao nível médio das copas; r_{bV} , da copa para a transferência de vapor de água entre a superfície da copa e a atmosfera imediatamente adjacente; r_{icV} , associada ao transporte de vapor de água no interior do copado até ao nível médio das copas;	

Símbolo	Descrição	Unidades
	r_{ocV} , associada ao transporte de vapor de água entre o nível médio das copas e um dado nível de referência acima do coberto	
r_e	resistência eléctrica	Ω
S	capacidade de armazenamento da copa	mm
S_e	superfície envolvente da copa de uma árvore isolada	
	índices: $S_{e,1}$, $S_{e,2}$, $S_{e,3}$, superfícies parciais lateral, inferior e superior, respectivamente	
S_f	escorrimento ao longo do tronco	mm
S_l	área total das réplicas de folhas	m ²
S_t	capacidade de armazenamento do tronco	mm
s	desvio padrão; parâmetro de localização dos pontos da superfície envolvente da copa	
T	temperatura	°C ou K
	índices: T , do ar; T_s , superficial da copa, folhas ou réplicas de folhas, conforme apropriado; $T_{s,calc}$, calculada da superfície da copa; $T_{s,h}$, da superfície das réplicas aquecidas; $T_{s,meas}$, medida da superfície da copa; $T_{s,u}$, da superfície das réplicas não aquecidas; $T_{s,w}$, da superfície da copa aproximada a T_w ; T_w , do bolbo húmido do ar	
T_f	Precipitação sob-coberto	mm
$T_{f,e}$	Precipitação sob-coberto equivalente	mm
T_r^*	Índice de área de tronco	
t	tempo	s
t'	tempo decorrido, após o início de uma chuvada, até se atingir a saturação das copas	
u	velocidade do vento	m s ⁻¹
	índices: u_z , medida ao nível z	
u_*	velocidade de fricção	m s ⁻¹
v	parâmetro de localização dos pontos da superfície envolvente da copa	
z	altura acima da superfície do solo	m
	índices: z_h , nível correspondente à altura das árvores; z_c , nível correspondente à altura da base das copas	
z_0	comprimento de rugosidade	m
	índices: z_{0M} , para a quantidade de movimento; z_{0H} , para o calor sensível; z_{0V} , para o vapor de água	
z_*	nível correspondente à base da sub-camada de inércia	m
α	reflectância das folhas ou de réplicas de folhas	
γ	constante psicrométrica	Pa °C ⁻¹ ou Pa K ⁻¹
Δ	taxa de variação da pressão de vapor saturante com a temperatura do ar	Pa °C ⁻¹ ou Pa K ⁻¹
Δc_m	correção necessária ao humedecimento de material higroscópico	J kg ⁻¹ K ⁻¹

Símbolo	Descrição	Unidades
Δq	variação da humidade específica do ar entre dois instantes ou diferença de humidade do ar entre dois níveis	
ΔT	variação de temperatura entre dois instantes ou diferença de temperatura entre dois níveis	°C ou K
Δt	intervalo de tempo	s
δ	afastamento médio entre os elementos rugosos que constituem o coberto florestal	m
ε	emissividade das folhas ou de réplicas de folhas	
ε	razão entre as taxas de evaporação dos troncos e das copas quando ambos estão saturados	
ζ	parâmetro de estabilidade	
λ	calor latente de vaporização da água	J kg ⁻¹
λ_r	densidade de rugosidade	
ρ	densidade	kg m ⁻³
	índices:	
	ρ_a , do ar;	
	ρ_m , da madeira;	
	$\rho_{veg(copa)}$, do material vegetal que constitui a copa	
σ	constante de Stefan-Boltzman	W m ⁻² K ⁻⁴
ν	viscosidade cinemática do ar	m ² s ⁻¹
ϕ_T	ângulo de fase da temperatura do ar	
ω	frequência angular do ciclo diário da temperatura do ar	Hz

Índice de Figuras

- Figura 1.1** - O processo de intercepção da precipitação por um coberto florestal: P_g representa a precipitação bruta, T_f a precipitação sob-coberto, S_f o escoamento ao longo dos troncos e I a perda por intercepção. 2
- Figura 2.1** - Aspecto geral da área de estudo Mitra II: (a) Vista aérea da zona de implantação das parcelas experimentais. (b) Perspectiva geral das parcelas Mitra II-A e Mitra II-B. 8
- Figura 2.2** - Aspecto da torre (parcela Mitra II-Torre) onde foi instalada a estação meteorológica automática, o sistema de *eddy covariance* e um conjunto de anemômetros para a medição do perfil vertical da velocidade do vento. 9
- Figura 3.1** - Sistema de resistências envolvidas no fluxo de vapor de água em cobertos fechados (a), em cobertos esparsos (b) e em árvores isoladas (c). 14
- Figura 3.2** - Representação esquemática da superfície envolvente da copa de uma árvore isolada. Para um ponto p situado na superfície circular superior, é ainda representado o significado dos parâmetros s e v . 20
- Figura 3.3** - Dispositivo utilizado na medição de R_n em torno da copa de uma árvore isolada. 22
- Figura 3.4** - (a) Aspecto geral da árvore utilizada nas medições da temperatura ($T_{s,meas}$) e condutância aerodinâmica (g_{IH}) das folhas de uma azinheira isolada. (b, c) Dispositivo experimental para medição de g_{IH} utilizando réplicas metálicas das folhas. 30
- Figura 3.5** - (a) Conjunto de anemômetros utilizados na medição do perfil vertical da velocidade do vento. Nas caixas (b) e (c) são representados, respectivamente, um dos anemômetros montados ao longo da torre e o anemômetro da estação meteorológica automática, instalada no topo da torre. 35
- Figura 3.6** - Termopares utilizados na medição da temperatura das folhas em condições de copado saturado. 38
- Figura 3.7** - (a) Relação entre a energia radiante total recebida por uma árvore isolada (Q_c) e a radiação líquida medida sobre a copa (R_n) (valores médios para os períodos de medição de Q_c) para diferentes condições meteorológicas. (b) Relação entre Q_c e a radiação solar (R_s) (valores médios para os períodos de medição de Q_c). (c) Relação, para o período noturno, entre Q_c e R_n medida sobre a copa (os valores representados de ambas as variáveis correspondem a médias horárias). Em qualquer das figuras (a), (b) e (c) são também representados os modelos de regressão ajustados aos correspondentes conjuntos completos de observações. 40
- Figura 3.8** - Radiação líquida (R_n), radiação solar (R_s) e razão entre a energia radiante total recebida por uma árvore isolada e a sua área foliar (Q_c / L_A) ao longo de um dia compósito, sob condições de céu nublado/precipitação. As medições foram iniciadas no dia 03/03/2006 e concluídas no dia seguinte. Os valores de R_n e R_s representam médias horárias. 41
- Figura 3.9** - (a) Variação, ao longo da noite, da radiação líquida (R_n) recebida em cada uma das superfícies parciais que envolvem a copa de uma árvore individual (para cada hora, os valores de R_n representados correspondem à média de todas as medições realizadas no período de estudo e as barras verticais aos intervalos $[R_n - s, R_n + s]$, em que s representa o desvio padrão). (b) Relações, para o período noturno, entre a radiação 42

líquida recebida nas superfícies envolventes lateral e inferior e a radiação líquida acima da copa de uma árvore isolada.

Figura 3.10 - Ciclo diário da energia disponível (A) e das suas componentes Q e J para uma árvore isolada e em períodos de saturação das copas. 43

Figura 3.11 - Diagramas de dispersão entre os valores medidos da condutância aerodinâmica das folhas (g_{IH}) e da velocidade do vento (u) para (a) o conjunto completo das medições e para as observações correspondentes às diferentes dimensões das folhas, (b) folhas “de sol”, com menor dimensão, (c) folhas de dimensão intermédia e (d) folhas “de sombra”, de maior dimensão. Para cada conjunto de valores são também representados os respectivos modelos de regressão. 44

Figura 3.12 - Histogramas de frequências para os valores do número de Reynolds (Re) associados às medições da condutância aerodinâmica das folhas de azinheira através do método das réplicas aquecidas. 49

Figura 3.13 - Condutância aerodinâmica da copa para a transferência de vapor de água (g_{bv}) obtida pela relação experimental (linha negra fina), pela fórmula teórica (linha negra) e pela fórmula teórica “corrigida” pelo factor de 1.3 (linha cinzenta). 49

Figura 3.14 - Perfis verticais observados da velocidade do vento em três períodos de neutralidade da atmosfera. 50

Figura 3.15 - Localização aproximada do ponto de inflexão (identificado pelo círculo aberto) do perfil vertical médio da velocidade do vento observado numa floresta de pinheiro silvestre (Thetford, Norfolk, Reino Unido), em condições de neutralidade atmosférica. Os valores da velocidade do vento aos diferentes níveis foram normalizados pela velocidade do vento medida a 29.93 m. A altura média das árvores $h = 18.5$ m é assinalada através da linha tracejada horizontal (adaptado de De Bruin e Moore, 1985). 52

Figura 3.16 - Observações de (a) velocidade do vento (u), (b) radiação líquida (R_n), (c) precipitação bruta (P_g) e (d) temperaturas do ar (T), bolbo húmido (T_w) e superfície da copa ($T_{s,meas}$) realizadas entre os dias 18 e 20/11/2005. Os períodos com precipitação em que se considerou a copa completa e uniformemente molhada são identificados pelas barras de precipitação em cinzento claro. As medições de T , T_w e u foram realizadas junto à copa da árvore estudada, enquanto que R_n foi medida sobre a copa. As barras verticais sobre a linha de $T_{s,meas}$ correspondem aos intervalos $[T_{s,meas} - s, T_{s,meas} + s]$, em que s representa o desvio padrão. 56

Figura 3.17 - Representação análoga à da Figura 3.16 mas para as observações realizadas no dia 20/11/2005. 57

Figura 3.18 - Representação análoga à da Figura 3.16 mas para as observações realizadas nos dias 27 e 28/11/2005. 58

Figura 3.19 - Diagrama de dispersão entre os valores da temperatura superficial da copa ($T_{s,meas}$), medida experimentalmente, e os valores da temperatura do bolbo húmido (T_w) para os períodos em que a copa se encontrava completamente molhada. A linha a tracejado representa a relação 1:1 entre as duas temperaturas, enquanto que a linha a cheio representa o modelo de regressão ajustado aos dados. 59

Figura 3.20 - Distribuição de frequências para a diferença entre a temperatura superficial da copa medida experimentalmente ($T_{s,meas}$) e a temperatura do bolbo húmido (T_w). 60

Figura 3.21 - Diagrama de dispersão, para os períodos em que a copa se encontrava completamente molhada, entre os valores da temperatura superficial da copa calculada 60

através da equação (3.3) ($T_{s,calc}$) e medida experimentalmente ($T_{s,meas}$). A linha a traço cheio representa a relação 1:1 entre as duas temperaturas, enquanto que a linha a traço tracejado representa o modelo de regressão ajustado aos dados.

Figura 4.1 - Estrutura conceptual do modelo original de Rutter. S e S_t representam a capacidade de armazenamento das copas e troncos, respectivamente (adaptado de Valente et al., 1997). 64

Figura 4.2 - Estrutura da versão esparsa do modelo de Rutter. S_c e $S_{t,c}$ representam, respectivamente, a capacidade de armazenamento das copas e troncos e c o grau de cobertura das copas (adaptado de Valente et al., 1997). 66

Figura 4.3 - (a) Aspecto da parcela Mitra II-A com o sistema de caleiras instalado em torno da árvore 3. (b) Reservatórios utilizados no armazenamento da precipitação recolhida pelas caleiras. (c) Pormenor do perfil interior das caleiras. 76

Figura 4.4 - Diagrama do dispositivo experimental utilizado na medição da precipitação sob-coberto. A figura ilustra, a título de exemplo, o sistema de caleiras instalado em torno da árvore 1. As outras árvores monitorizadas possuíam sistemas idênticos, diferindo apenas no comprimento de cada caleira, determinado pelo raio da copa. A linha a traço tracejado, em conjunto com cada dois semi-eixos sucessivos, definia a área parcial de amostragem associada a cada caleira, correspondendo a área total de amostragem à soma das quatro áreas parciais. O azimute Norte é indicado de modo a facilitar a identificação da orientação de cada caleira. 78

Figura 4.5 - Dispositivos de medição da precipitação bruta instalados na parcela Mitra II-B. 80

Figura 4.6 - Redistribuição da precipitação ao nível do solo quando a precipitação é (a) vertical ou (b) inclinada por efeito do vento (adaptado de David et al., 2006). 82

Figura 4.7 - (a) Valores acumulados da precipitação bruta (P_g) e da intercepção (I) observada na área experimental Mitra II. (b) Valores acumulados da intercepção observada e modelada. A modelação da perda por intercepção realizou-se de duas formas diferentes: com \bar{E}_c calculada considerando $T_{s,w}$ (linha negra espessa) ou considerando $T_{s,calc}$ (linha negra fina). Em ambos os gráficos I é expressa em mm, na base da área de projecção da copa. 85

Figura 4.8 - Diagrama de dispersão entre os valores da precipitação recolhida pela caleira ($P_{g,trough}$) instalada na parcela Mitra II-B e da precipitação homóloga medida pelo udómetro ($P_{g,gauge}$) instalado no mesmo local. A linha a traço cheio representa o modelo de regressão ajustado aos dados representados. 86

Figura 4.9 - Relação entre a precipitação sob-coberto equivalente ($T_{f,e}$) e a precipitação bruta (P_g) para todas as chuvadas com $P_g \geq 1.5$ mm, registadas na Mitra I durante 1996. 87

Figura 4.10 - Relação entre a precipitação sob-coberto equivalente ($T_{f,e}$) acumulada e a precipitação bruta (P_g) acumulada para dois períodos de precipitação. (a) Período 1: duração = 7.7 h; quantidade de precipitação = 36.48 mm; intensidade média da precipitação = 4.7 mm h⁻¹. (b) Período 2: duração = 5.3 h; quantidade de precipitação = 14.27 mm; intensidade média da precipitação = 2.7 mm h⁻¹. 88

Figura 4.11 - Valores acumulados da precipitação bruta (P_g) e da perda por intercepção (I) na área experimental Mitra I. Quer os valores observados de I , quer os valores simulados, são representados. A perda por intercepção (I) é expressa em mm, referenciada à área de projecção da copa. 90

Índice de Quadros

Quadro 2.1 - Principais características alométricas das 9 azinheiras incluídas na parcela Mitra II-A: diâmetro à altura do peito (<i>DAP</i>), altura (<i>h</i>), raio médio da copa (<i>c_r</i>) e área de projecção da copa (<i>APC</i>).	9
Quadro 3.1 - Modelos de regressão ajustados aos valores medidos de condutância da camada limite das folhas expressos em função da velocidade do vento. Os modelos apresentados referem-se aos dados transformados (a sua estrutura é do tipo $\ln(g_{HL}) = \ln(a) + b \ln(u)$). Na coluna “Modelo” são indicados os subconjuntos de valores a que correspondem os vários modelos ajustados de acordo com a seguinte chave: 1º algarismo – dimensão das folhas de sol (1), intermédias (2) e de sombra (3); 2º algarismo – posição inclinada (5) ou horizontal (6) das folhas; 3º algarismo – eixo maior das folhas alinhado com a direcção do vento (8) ou perpendicular à direcção do vento (9); o símbolo “*” representa qualquer valor para o factor em causa. Nas duas colunas da direita, representam-se os valores dos coeficientes <i>a</i> e <i>b</i> para os modelos na sua “forma original”, não logaritmicada.	46
Quadro 4.1 - Componentes do processo de intercepção de acordo com a versão esparsa do modelo analítico de Gash (adaptado de Valente et al., 1997).	69
Quadro 4.2 - Resultados da medição e simulação da perda por intercepção em ambas as áreas experimentais Mitra II e Mitra I.	90

Introdução

Quando a precipitação cai sobre uma superfície vegetal (*precipitação bruta*, P_g), parte é interceptada pelo copado, onde fica temporariamente retida. Uma fracção, ou mesmo a totalidade da precipitação que assim se acumula na superfície das plantas pode então evaporar-se, constituindo a *perda por intercepção* (I). A restante precipitação interceptada acaba por ser drenada, sobretudo por gotejamento a partir das folhas e ramos, embora uma parte, geralmente pequena, acabe por atingir o solo, escorrendo ao longo dos ramos e troncos (*escorrimento ao longo dos troncos*, S_f). A água que goteja a partir das copas em conjunto com a precipitação que atravessa livremente o copado sem ser interceptada (*precipitação livre*), constitui a *precipitação sob coberto* (T_f). A quantidade de água que efectivamente chega ao solo (*precipitação líquida*) resulta, portanto, da contribuição da precipitação sob-coberto e do escorrimento ao longo dos troncos sendo, em circunstâncias normais, inferior à precipitação bruta que atinge o topo do copado. Este processo é representado na Figura 1.1 onde, para o caso de uma floresta, se identificam as principais componentes envolvidas. Naturalmente que o processo de intercepção actua não apenas ao nível das árvores, mas também ao nível dos extractos inferiores (arbustivo, herbáceo ou mesmo ao nível da folhada).

O processo da intercepção da precipitação possui uma importância assinalável, não apenas do ponto de vista hidrológico, mas também pelo papel ecológico que desempenha: a intercepção causa uma redução da quantidade de água que chega ao solo, induz uma grande variabilidade na sua distribuição espacial, dá origem à alteração da qualidade da água e modifica a capacidade erosiva da precipitação, podendo ainda condicionar o balanço de energia da vegetação (ver, por exemplo, Ward e Robinson, 2000).

Com efeito, devido à interacção com o copado, a distribuição espacial da precipitação líquida é, em geral, muito mais heterogénea do que a distribuição da precipitação bruta. Esta heterogeneidade resulta do gotejamento localizado em pontos específicos, conduzindo à concentração da precipitação sob-coberto sobretudo na periferia das copas (Ward e Robinson, 2000; Levia e Frost, 2006), bem como ao efeito

do escoamento ao longo dos troncos que, apesar da sua reduzida importância relativa, pode ter impactos ecológicos significativos nas árvores através da concentração de água na zona envolvente de solo junto às raízes (Rutter, 1975; Haworth e McPherson, 1995). No caso das árvores isoladas, a ocorrência de precipitação inclinada pelo vento constitui um factor adicional para aquela variabilidade, com a formação de zonas de concentração de precipitação sob a copa, no lado exposto ao vento, e zonas de “sombra” no lado oposto, onde se verifica uma depleção da quantidade de precipitação junto ao solo (David et al., 2006).

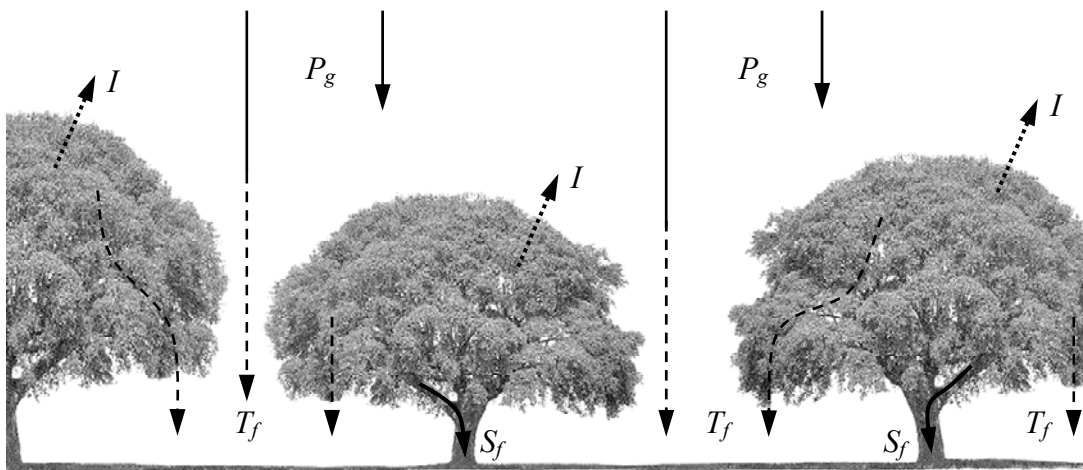


Figura 1.1 - O processo de interceptação da precipitação por um coberto florestal: P_g representa a precipitação bruta, T_f a precipitação sob-coberto, S_f o escoamento ao longo dos troncos e I a perda por interceptação.

Quando a precipitação atravessa as copas, as suas próprias características podem ser modificadas. Por um lado, ao entrar em contacto com as folhas e troncos, a composição química da precipitação fica enriquecida pela incorporação de solutos e partículas depositadas nas superfícies das plantas (ver, por exemplo, Frost e Edinger, 1991; Belsky et al., 1993; Cortez, 1996; Ward e Robinson, 2000). Por outro lado, podem alterar-se a dimensão média das gotas e a sua velocidade de queda, características que determinam a capacidade erosiva da precipitação (Calder et al., 1993).

O processo de interceptação é ainda responsável pela alteração dos balanços de radiação e energia dos cobertos vegetais. Esta alteração resulta da ligeira variação do albedo que é causada pela película de água que cobre a vegetação molhada (Stewart, 1971) e, sobretudo, da diminuição da temperatura da superfície provocada pela evaporação da precipitação interceptada (Rutter, 1967; Murphy e Knoerr, 1975). A importância destes efeitos pode ser significativa, podendo contribuir para o aumento da

taxa de evaporação que, nalgumas situações, pode exceder a correspondente ao consumo da totalidade da energia radiante disponível (ver, por exemplo, Stewart, 1977; Calder, 1998).

Contudo, grande parte da importância atribuída à interceptação relaciona-se com a redução da quantidade de água que atinge a superfície do solo, em especial no caso das florestas. Esta redução condiciona os processos hidrológicos a jusante, nomeadamente o armazenamento de água no solo, a recarga dos reservatórios subterrâneos ou o escoamento fluvial.

Uma vez que a transpiração em florestas é um processo relativamente conservativo (Roberts, 2007), a interceptação pode mesmo ter um papel determinante ao nível das diferenças no consumo anual de água por evapotranspiração entre as diversas espécies florestais (Calder, 1990), podendo representar 25 a 75 % da evaporação total (David et al., 2005) e cerca de 8 (David et al., 2006) a 60 % da precipitação bruta (Forgeard et al., 1980), dependendo do regime de precipitação e do tipo de floresta. Deste modo, a perda por interceptação é sempre uma componente importante do balanço hidrológico de bacias florestadas.

Assim, face à importância de que se reveste a perda por interceptação em cobertos florestais, não surpreende que muitos estudos tenham vindo a ser dedicados à sua medição e modelação. Contudo, a sua grande maioria tem sido realizada em florestas mais ou menos fechadas de regiões temperadas e tropicais. Apenas um reduzido número de estudos tem incidido sobre florestas esparsas e pouco densas, nomeadamente florestas do tipo *savana*. No entanto, as savanas constituem um dos principais biomas terrestres, ocupando cerca de 33 Mkm² à escala do planeta (Beerling e Osborne, 2006)¹, estando predominantemente associadas a regiões secas ou semi-áridas onde os recursos hídricos são escassos.

Entre as florestas deste tipo destacam-se os *montados* das zonas de clima Mediterrânico. Estas formações vegetais são caracterizadas pela ocorrência de um extracto arbóreo esparsa e heterogéneo, composto por carvalhos de folha persistente, em geral sobreiro (*Quercus suber*) e/ou azinheira (*Quercus ilex* ssp. *rotundifolia*), e uma componente herbácea-arbustiva, normalmente pastagem, que preenche o espaço entre e sob as árvores. Os montados são ecossistemas de origem antrópica que normalmente estão sujeitos a uma acção mais ou menos permanente do Homem, formando sistemas agro-florestais explorados numa perspectiva de uso múltiplo. Em Portugal, os montados

¹ Valor indicativo, uma vez que valores diferentes são referidos por diversos autores, dependendo, sobretudo, do critério adoptado na contabilização das áreas dos diferentes tipos de savana.

ocupam cerca de $1.12 \times 10^3 \text{ km}^2$ (DGRF, 2007), área susceptível de ser expandida, sobretudo em resultado da florestação de áreas agrícolas marginais. Simultaneamente, os cenários de modificação do clima que se prevêem para as regiões do Sul da Europa (Miranda et al., 2006; EEA-JRC-WHO, 2008) podem alterar a distribuição espacial da área ocupada por estes ecossistemas. De facto, o padrão anual da precipitação nestas regiões parece estar a alterar-se como sugere a evolução recente do clima de Portugal Continental: não só se observa uma redução do quantitativo total da precipitação anual, mas também uma diminuição do número de dias de chuva que tendem a concentrar-se na época chuvosa de Outono/Inverno (Miranda et al., 2006). O período de Primavera/Verão está a ficar mais longo, quente e seco. Deste modo, o carácter xérico das regiões Mediterrâneas tenderá a acentuar-se, potenciando os efeitos negativos da pressão crescente sobre os recursos hídricos disponíveis, em particular devido à sua sobre-utilização.

É pois crucial garantir, nestas regiões, a gestão sustentável da água, o que só é possível com base num conhecimento aprofundado do balanço hidrológico e das suas componentes. Constituindo a perda por intercepção uma das componentes importantes do balanço hidrológico de bacias florestadas, torna-se evidente a necessidade de dispor de modelos de intercepção apropriados para as florestas Mediterrânicas e em particular para os montados, que possam ser adequados e facilmente utilizados, quer na investigação, quer no apoio à gestão dos recursos hídricos. Contudo, os modelos de intercepção actualmente existentes baseiam-se numa abordagem unidimensional do processo evaporativo, pressupondo a existência de um coberto denso e homogéneo e considerando os processos de trocas gasosas e de energia na atmosfera como essencialmente verticais. Sendo esta abordagem apropriada para o caso das florestas mais ou menos fechadas, já não o é para cobertos vegetais abertos e espacialmente heterogéneos como os montados ou as savanas em geral. Neste tipo de florestas as árvores surgem como elementos individuais, relativamente isolados e independentes, pelo que em princípio será preferível modelar a evaporação de toda a floresta a partir da evaporação estimada para as árvores individuais, ou seja, considerando a evaporação do coberto como o “somatório” da contribuição individual das árvores.

Assim, e considerando esta perspectiva como ponto de partida, o trabalho desenvolvido foi dirigido no sentido de encontrar um método alternativo para a modelação da perda por intercepção em florestas de baixa densidade. Para o efeito, procedeu-se à realização de um conjunto de estudos parciais que decorreram no Sul de Portugal, próximo da cidade de Évora, numa área de montado de azinheira. Estes estudos envolveram vários ensaios experimentais que englobaram:

- (1) A medição, durante a ocorrência de precipitação, da temperatura superficial das folhas da copa de uma árvore isolada, tentando validar a hipótese de que aquela temperatura coincide com a temperatura do bolbo húmido do ar envolvente em condições de copa completamente saturada;
- (2) A determinação da condutância aerodinâmica para a transferência de vapor de água a partir da copa de uma árvore isolada, quer através da medição experimental da condutância de réplicas de folhas individuais, quer através da estimativa expedita desta condutância com base em relações teóricas simples;
- (3) A avaliação experimental da energia disponível em condições meteorológicas características dos períodos de precipitação;
- (4) A estimativa dos parâmetros aerodinâmicos característicos do montado estudado, bem como a estimativa da sua condutância aerodinâmica, contribuindo para a definição da rede de resistências que afectam o transporte de vapor de água a partir da superfície das folhas das árvores;
- (5) A quantificação da perda por intercepção em azinheiras isoladas, baseada na medição dos volumes de precipitação bruta e de precipitação sob-coberto através de um procedimento adequado ao caso particular das árvores isoladas;
- (6) A tentativa de modelação da perda por intercepção em montados a partir de uma abordagem centrada na análise do comportamento da árvore individual.

Para além das observações da perda por intercepção realizadas no âmbito deste trabalho, foi possível dispor de um segundo conjunto independente de observações, igualmente ao nível da árvore isolada, proveniente de um estudo de intercepção realizado anteriormente num montado próximo (David, 2000; David et al., 2006).

Embora alguns dos estudos referidos tenham decorrido em simultâneo, todo o trabalho foi desenvolvido segundo duas vertentes fundamentais: a primeira, dedicada à formulação de uma metodologia adequada à estimativa da taxa máxima de evaporação em cobertos florestais molhados de baixa densidade, a segunda, destinada à quantificação e modelação da perda por intercepção. Deste modo, a estrutura da presente dissertação reflecte a organização do trabalho segundo aquelas duas vertentes, pelo que, após este capítulo introdutório (Capítulo 1) e depois de uma breve caracterização da área de estudo (Capítulo 2), o Capítulo 3 é dedicado à estimativa da evaporação em cobertos florestais esparsos. O Capítulo 4 trata da quantificação e modelação da perda por intercepção. Os Capítulos 3 e 4 estão organizados à semelhança de artigos científicos individualizados, cada um deles incluindo os respectivos

pressupostos teóricos, os métodos, os resultados e a respectiva discussão. Finalmente, no Capítulo 5, apresentam-se as principais conclusões do trabalho realizado.

Importa referir que, com base neste trabalho, foram já publicados dois artigos científicos correspondendo basicamente aos conteúdos dos Capítulos 3 e 4, respectivamente:

- Pereira, F.L., Gash, J.H.C., David, J.S., Valente, F., 2009. Evaporation of intercepted rainfall from isolated evergreen oak trees: Do the crowns behave as wet bulbs? *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (3-4): 667-679.
- Pereira, F.L., Gash, J.H.C., David, J.S., David, T.S., Monteiro, P.R., Valente, F., 2009. Modelling interception loss from evergreen oak Mediterranean savannas: Application of a tree-based modelling approach. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (3-4): 680-688.

Num terceiro artigo, a metodologia proposta para a modelação da perda por intercepção foi utilizada para estimar a contribuição a longo prazo (2001 – 2005) desta componente na evapotranspiração dum montado:

- Paço, T.A., David, T.S., Henriques, M.O., Pereira, J.S., Valente, F., Banza, J., Pereira F.L., Pinto, C., David, J.S., 2009. Evapotranspiration from a Mediterranean evergreen oak savannah: The role of trees and pasture. *Journal of Hydrology*, 369 (1-2): 98-106

O presente trabalho foi realizado no âmbito dos seguintes projectos de investigação:

- *Intercepção da precipitação em montados muito esparsos de sobreiro e azinheira*, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia no quadro dos *Programas Operacionais Ciência, Tecnologia, Inovação* (projecto nº POCTI/AGG/39220/2001);
- *Utilização da temperatura do bolbo húmido na modelação da intercepção da precipitação*, financiado ao abrigo do *Programa Luso-Britânico de Investigação Conjunta – Tratado de Windsor / Acções integradas Luso-Britânicas* (Acção no. B-27/07).

Localização e caracterização geral da área de estudo

As medições utilizadas no presente estudo foram realizadas em duas áreas experimentais de montado, ambas situadas na Herdade da Mitra da Universidade de Évora, cerca de 15 km a Oeste da cidade de Évora, no Sul de Portugal. Estas áreas experimentais foram designadas Mitra I (38° 32' N e 8° 00' W) e Mitra II (38° 32' N e 8° 01' W) (Figura 2.1), encontrando-se separadas entre si por uma distância de cerca de 3 km. A parcela Mitra I foi estabelecida no âmbito de um estudo realizado anteriormente sobre transpiração e intercepção da precipitação em azinheiras isoladas, sendo a descrição detalhada das suas características, instrumentação e metodologias feita por David (2000) e David et al. (2006). Na área experimental Mitra II foram instaladas duas parcelas experimentais designadas Mitra II-A e Mitra II-B a uma distância entre si de cerca de 150 m (ver Figura 2.1). Na parcela Mitra II-A, com uma área aproximada de 4200 m², foram realizados os estudos de intercepção da precipitação, de monitorização da energia radiante recebida por uma árvore isolada, de determinação da temperatura da copa das árvores durante a ocorrência de precipitação e de avaliação da condutância aerodinâmica da camada limite das folhas de azinheira. A Mitra II-B, com apenas 175 m² e localizada numa ampla clareira, destinou-se à medição da precipitação bruta (P_g).

A cerca de 250 m das parcelas Mitra II, na Herdade vizinha da Alfarrobeira, uma estação meteorológica automática e um sistema de *eddy covariance*, constituído por um anemómetro sónico 3D (Solent R3, Gill Instruments, Ltd.; Hampshire, UK) e um analisador de gases por infra-vermelho (IRGA) (LI-7000, LI-COR; Lincoln, Nebraska, USA), encontravam-se já em funcionamento, instalados no topo de uma torre metálica com 28 m de altura (Figura 2.2). Esta infra-estrutura, designada Mitra II-Torre, foi aproveitada para a instalação de um conjunto de equipamentos adicionais tendo em vista a caracterização aerodinâmica do montado.

Ambas as áreas experimentais (Mitra I e II) possuem uma composição do extracto florestal em que a azinheira (*Quercus ilex* ssp. *rotundifolia*) constitui a espécie

dominante, partilhando também uma estrutura praticamente idêntica, embora com índices de cobertura pelas copas das árvores ligeiramente diferentes: 39% na parcela Mitra I (David et al., 2006), para uma densidade entre 35 a 45 árvores ha^{-1} , e 21% na Mitra II (Carreiras et al., 2006) com uma densidade aproximada de 30 árvores ha^{-1} .

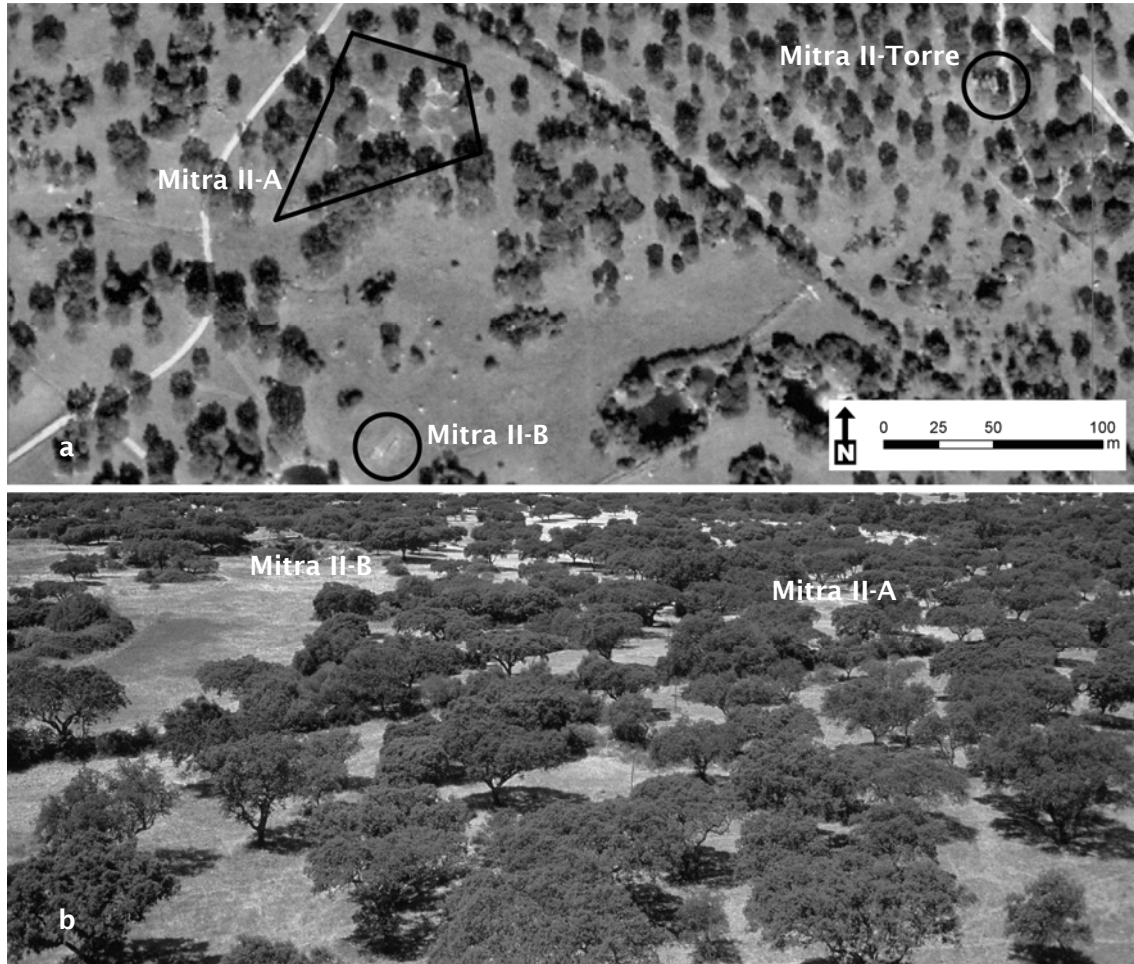


Figura 2.1 - Aspecto geral da área de estudo Mitra II: (a) Vista aérea da zona de implantação das parcelas experimentais. (b) Perspectiva geral das parcelas Mitra II-A e Mitra II-B.

Na parcela Mitra II-A foi realizada a caracterização dendrométrica sucinta do extracto arbóreo, tendo sido avaliada a altura (h) e o diâmetro à altura do peito (DAP) de todas as azinheiras, bem como o raio médio da copa (c_r) apenas para um conjunto de 6 árvores (Quadro 2.1). Numa azinheira da parcela Mitra I, David et al. (2004) procederam à avaliação do índice de área foliar (L^*) através de um método destrutivo ($L^* = 2.6$). Neste trabalho assume-se que este valor é representativo para ambas as áreas experimentais Mitra I e Mitra II. O extracto inferior (herbáceo-arbustivo) é constituído por pastagem natural de herbáceas anuais com alguns arbustos dispersos (predominantemente *Cistus* sp.).



Figura 2.2 - Aspecto da torre (parcela Mitra II-Torre) onde foi instalada a estação meteorológica automática, o sistema de *eddy covariance* e um conjunto de anemómetros para a medição do perfil vertical da velocidade do vento.

O clima local é de tipo Mediterrânico (Strahler e Strahler, 1997), com Verões quentes e secos e a precipitação anual concentrada essencialmente entre Outubro e Abril. De acordo com os registos relativos ao período 1951-1980 da Estação Climatológica de Évora/Mitra (INMG, 1991), a precipitação média anual é de 665 mm ano^{-1} , a evaporação potencial média anual 1760 mm ano^{-1} e a temperatura média anual 15°C .

Quadro 2.1 – Principais características alométricas das 9 azinheiras incluídas na parcela Mitra II-A: diâmetro à altura do peito (*DAP*), altura (*h*), raio médio da copa (c_r) e área de projecção da copa (*APC*).

Árvore	<i>DAP</i> (m)	<i>h</i> (m)	c_r (m)	<i>APC</i> (m ²)
1	0.41	7.50	6.01	113.62
2	0.59	7.50	6.20	120.62
3	0.42	8.50	6.19	120.37
4	0.33	7.5	3.77	44.53
5	0.69	8.00		
6	0.50	7.00		
7	0.30	6.00	3.68	42.43
8	0.36	6.90	5.30	88.25
9	0.39	7.00		
valores médios	0.44	7.32	5.19	88.30

A direcção dominante do vento durante a ocorrência de precipitação situa-se entre os rumos Sul e Oeste, com a inclinação¹ predominante da precipitação a variar entre os 26 e os 40° (David et al., 2006).

As duas áreas experimentais estão situadas em zonas de topografia predominantemente plana, com declives reduzidos (maioritariamente inferiores a 5%) e altitudes compreendidas entre os 220 e 250 m (Carreiras, 2000, com. pessoal). Do ponto de vista pedológico, os Cambissolos constituem o tipo de solo predominante na *Herdade da Mitra* (David et al., 2006; Paço et al., 2009).

¹ Definida pelo ângulo entre a trajectória das gotas de chuva e a vertical.

A temperatura da copa molhada de árvores isoladas: uma nova perspectiva para a estimativa da taxa de evaporação

3.1. Aspectos teóricos

Dalton (1802) foi o primeiro a identificar a evaporação (E) como um processo de difusão resultante do estabelecimento de uma diferença de humidade. Embora Dalton não tenha dado a esta relação de dependência uma tradução matemática, ela pode ser expressa como (ver Gash e Shuttleworth, 2007)

$$E = K (e_s(T_s) - e_a), \quad (3.1)$$

onde o coeficiente K depende da velocidade do vento, $e_s(T_s)$ representa a pressão de vapor saturante à temperatura da superfície e e_a a pressão actual de vapor do ar adjacente. No caso da copa saturada de uma árvore e de acordo com Brutsaert (1991) e Monteith e Unsworth (2008), pode atribuir-se à equação (3.1) um significado físico mais preciso expressando-a numa forma integrada como

$$\lambda E = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} g_{bv} [e_s(T_s) - e_a], \quad (3.2)$$

em que λ é o calor latente de vaporização, ρ_a a densidade do ar, c_p o calor específico do ar a pressão constante, γ a constante psicrométrica, g_{bv} a condutância aerodinâmica para o vapor de água e T_s a temperatura superficial da copa.

Uma abordagem diferente para a estimativa da evaporação foi adoptada por Penman (1948) que propôs uma equação unidimensional da qual foi explicitamente eliminada a temperatura da superfície evaporante, isto é, a variável mais problemática do ponto de

vista da medição. A equação de Penman veio permitir, assim, que a evaporação pudesse ser estimada utilizando apenas dados meteorológicos comuns, obtidos a um único nível de referência. No estabelecimento daquela equação, Penman (1948) recorreu à combinação da equação (3.2) com o balanço de energia da superfície evaporante, assumindo a aproximação de que a relação entre a pressão de vapor saturante e a temperatura do ar pode ser considerada linear no intervalo definido pelas temperaturas do ar e da superfície evaporante. A mesma abordagem foi usada na formulação do modelo de Penman-Monteith (Monteith, 1965) para a estimativa da evaporação em cobertos vegetais, extensos e uniformes. Este modelo assume uma representação do coberto como uma superfície vegetal, contínua, densa e homogênea, funcionando como uma fonte única de vapor de água: o coberto é neste caso descrito como uma folha gigante cujas características correspondem às propriedades médias do coberto vegetal.

O modelo de Rutter (Rutter et al., 1971; Rutter et al., 1975) para a intercepção da precipitação foi o primeiro a explicitar a relação de dependência entre este processo e a taxa de evaporação em cobertos vegetais molhados, e baseou-se numa representação da vegetação idêntica à assumida pelo modelo de Penman-Monteith. No caso da modelação da evaporação da precipitação interceptada, apenas dependente de condicionantes físicas, este modelo é aplicado anulando a resistência do coberto, dado que o controlo fisiológico (estomático) não intervém no processo.

Esta abordagem, posteriormente adoptada noutros modelos de intercepção de base física como, por exemplo, o modelo analítico de Gash (Gash, 1979), é apropriada no caso de florestas densas, mas revelou-se como inadequada em florestas mais abertas. No sentido de ultrapassar esta limitação, Gash et al. (1995) e Valente et al. (1997) procederam à adaptação das versões originais do modelo de Rutter e do modelo analítico de Gash a florestas esparsas. Para o efeito, Gash et al. (1995) e Valente et al. (1997) separaram a área total da floresta em duas componentes: a área coberta pelas copas das árvores e os espaços abertos entre elas. Cada uma destas componentes era então tratada independentemente como uma área contínua, sendo a taxa de evaporação a partir das copas molhadas das árvores (E_c) considerada idêntica à que se observaria numa floresta fechada nas mesmas condições ambientais e a evaporação dos espaços abertos nula. Deste modo, a evaporação da precipitação interceptada globalmente em toda a área de floresta (E) era reduzida proporcionalmente ao grau de cobertura das copas (c), ou seja $E = c E_c$ (doravante, o índice c é aplicado a qualquer parâmetro ou variável que se reporte apenas à área coberta).

Em qualquer das abordagens seguidas na modelação da intercepção (florestas fechadas ou esparsas), a equação de Penman-Monteith tem sido usualmente a opção adoptada para a estimativa da taxa de evaporação a partir do copado molhado. Esta taxa é fortemente condicionada pela resistência aerodinâmica, geralmente calculada como a resistência aerodinâmica à transferência turbulenta da quantidade de movimento entre o nível médio a que se situa o sorvedouro desta entidade ($d + z_{0M}$, em que d é a altura de deslocamento do plano de referência e z_{0M} o comprimento de rugosidade) e um nível de referência localizado acima do copado (z). Esta resistência é habitualmente estimada como uma função da velocidade do vento e da altura média das árvores, independentemente do seu grau de cobertura (c). Assim, no caso de cobertos florestais abertos, qualquer efeito da redução da densidade das árvores nas características da turbulência e no conseqüente aumento da taxa de evaporação (Teklehaimanot et al., 1991) é desprezado, tornando questionável aquela aproximação. Quando a floresta se torna muito esparsa e as árvores se comportam como unidades isoladas e independentes, a estimativa da resistência aerodinâmica com base na aproximação anteriormente referida deixa de ter qualquer validade. Neste caso, a velocidade do vento ao nível das copas é mais elevada, tornando mais eficaz a agitação e mistura turbulenta do ar circundante (Green et al., 1995) o que resulta numa redução da resistência aerodinâmica no interior do copado (Hall, 2002). Para além destes efeitos, a intensificação da turbulência favorece o acoplamento entre a vegetação e a atmosfera contrariando, assim, o desenvolvimento de gradientes verticais de temperatura e humidade do ar (Monteith e Unsworth, 2008). Deste modo, o exterior da copa de cada árvore individual tenderá a ficar completa e uniformemente sujeita às mesmas condições micrometeorológicas. Uma vez que, no caso da azinheira e do sobreiro, a maioria das folhas se encontra distribuída numa camada periférica da copa, com uma espessura relativamente reduzida, praticamente todas as folhas ficarão igualmente expostas à circulação livre do ar.

Na Figura 3.1 estão representadas as redes de resistências aerodinâmicas à transferência de vapor de água, entre a vegetação e um nível de referência, que actuam em florestas de diferentes densidades, desde florestas fechadas ($c \approx 1$, Figura 3.1.a) a árvores isoladas ($c \approx 0.15$, Figura 3.1.c). Nesta representação esquemática considera-se que as resistências da camada limite das folhas individuais (r_{lv}) actuam em paralelo, pelo que a resistência global (r_{bv}) da copa de cada árvore (ou de todo o copado) pode ser estimada multiplicando o correspondente valor médio pelo índice de área foliar (L^*) da árvore (ou da floresta). Em série com r_{bv} actua uma resistência adicional associada ao transporte de vapor de água no interior do copado (r_{icv}), entre as folhas e o nível médio das copas.

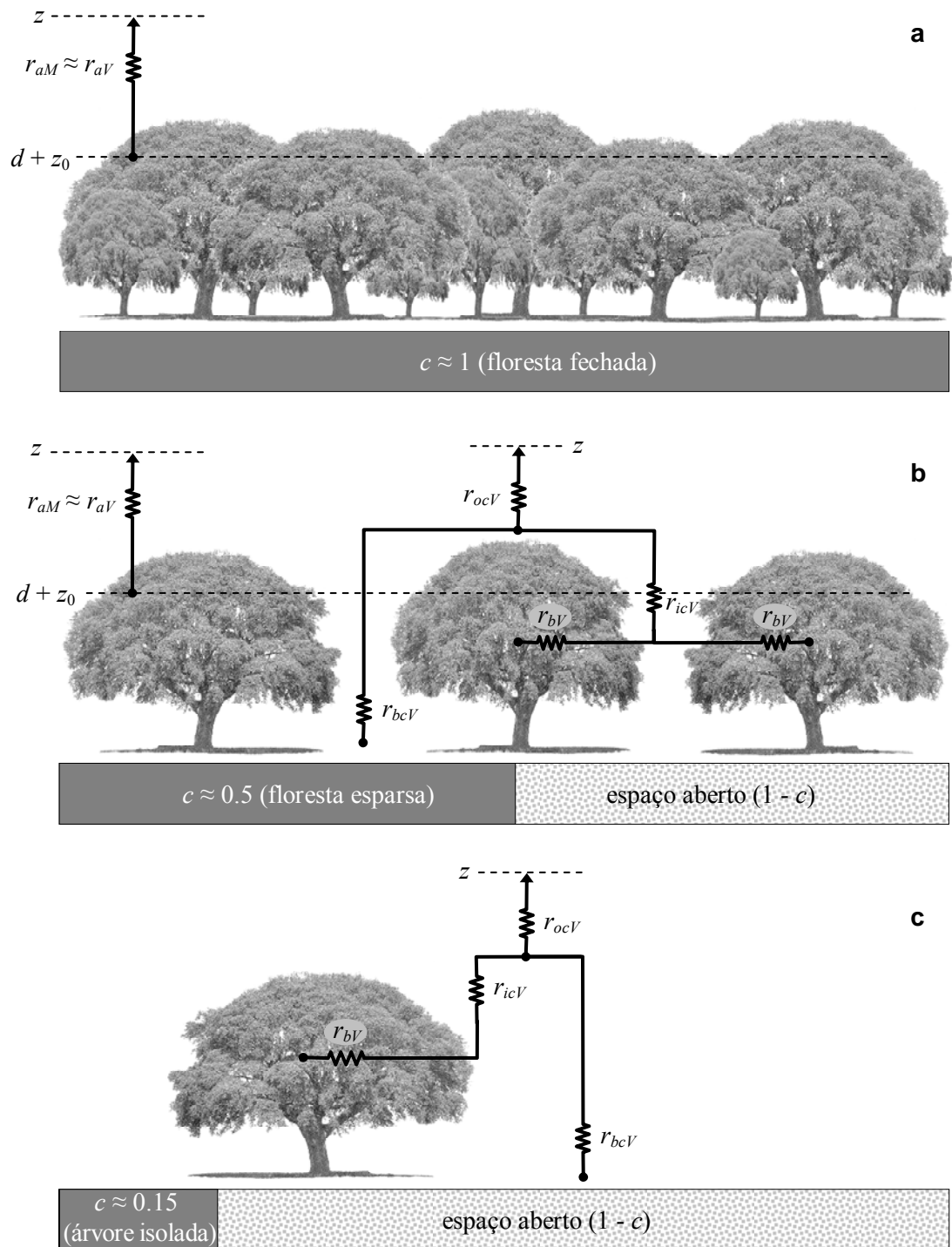


Figura 3.1 - Sistema de resistências envolvidas no fluxo de vapor de água em cobertos fechados (a), em cobertos esparsos (b) e em árvores isoladas (c).

Em paralelo com estas resistências, há também que considerar a resistência que afecta a transferência de vapor de água a partir do solo e/ou do extracto herbáceo-arbustivo (r_{bcV}). O transporte de vapor de água, independentemente da sua origem, é ainda controlado por uma resistência adicional (r_{ocV}) em série, que actua entre o nível médio do copado e um dado nível de referência sobre a floresta.

Tanto em florestas fechadas, como em florestas moderadamente esparsas (Figuras 3.1.a e 3.1.b), considera-se, em geral, que uma única resistência (r_{aV}), frequentemente assumida como igual à resistência aerodinâmica para a quantidade de movimento (r_{aM}), integra o efeito de todas as resistências parciais envolvidas na transferência de vapor de água entre a superfície das folhas individuais e a atmosfera. Em qualquer destes casos, a contribuição da vegetação rasteira (extractos herbáceo e arbustivo) para a resistência aerodinâmica global e para a evaporação pode ser negligenciada uma vez que o decaimento exponencial dos turbilhões de ar e da velocidade do vento no interior do copado (ver, por exemplo, Shuttleworth e Wallace, 1985; Dolman, 1993; Hall, 2002), resulta numa resistência r_{bcV} muito maior do que qualquer das restantes resistências envolvidas (ver, por exemplo, Stewart e Thom, 1973; Roberts et al., 1980). Contudo, em florestas muito esparsas ou em árvores isoladas (Figura 3.1.c) a velocidade do vento ao nível dos extractos inferiores da vegetação e a ventilação em torno da copa de cada árvore são maiores, resultando numa resistência r_{icV} bastante reduzida e também em valores mais baixos das resistências r_{bcV} e r_{bV} . Nestas condições, o efeito da vegetação herbácea e arbustiva sobre a resistência aerodinâmica global e sobre a evaporação já não pode ser desprezado, pelo que a taxa de evaporação a partir das copas molhadas das árvores individuais/isoladas tem que ser avaliada separadamente, considerando a sua dependência, já não das condições ambientais observadas sobre a floresta, mas antes das que se verificam na proximidade das copas.

Assim e nestas situações, é mais adequada uma abordagem ao nível da árvore individual, baseada na taxa a que a precipitação retida na copa saturada de uma árvore isolada se evapora. A equação (3.2) poderá ser adoptada para a estimativa desta taxa de evaporação desde que a temperatura superficial da copa (T_s) seja conhecida. Contudo, não sendo fácil proceder à medição directa desta temperatura através de procedimentos simples de rotina, foi deduzida uma nova expressão para o seu cálculo, combinando as equações para a transferência de calor latente e sensível com o balanço de energia de uma árvore isolada com a copa completa e uniformemente molhada (a dedução desta expressão é feita no Anexo A1, tendo sido seguido um procedimento idêntico ao adoptado por Alves et al., 2000). T_s pode, assim, ser determinada como¹

¹ Embora a evaporação a partir da vegetação seja mais fácil e adequadamente representada recorrendo ao conceito de *resistência* (r), o emprego da *condutância* ($g = 1/r$) é, geralmente, preferido na realização de cálculos (Campbell e Norman, 1998). Assim e doravante, utilizar-se-á preferencialmente o conceito de *condutância* em detrimento da *resistência*.

$$T_{s,calc} = \frac{1}{\rho_a c_p} \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{A}{g_{bv}} + T_w, \quad (3.3)$$

em que Δ é o declive da curva que relaciona a pressão de vapor saturante com a temperatura, A é a energia disponível por unidade de área de projecção da copa e T_w é temperatura do bolbo húmido do ar. Note-se que, aqui e daqui em diante, os índices $s,calc$ e $s,meas$ são utilizados para distinguir entre a temperatura superficial calculada e medida, respectivamente.

De acordo com a equação (3.3), a temperatura superficial da copa tenderá a ser diferente da temperatura do bolbo húmido (T_w), dependendo da energia disponível e da velocidade do vento. Contudo, a temperatura de uma copa saturada deverá aproximar-se de T_w quando a energia disponível for reduzida, como acontece frequentemente em condições típicas de precipitação. Esta hipótese (i.e. $T_s \approx T_w$) está não só de acordo com o previsto teoricamente (ver, por exemplo, Stewart e Thom, 1973; Monteith e Unsworth, 2008), como também com diversos resultados experimentais anteriores (ver, por exemplo, Landsberg e Thom, 1971; Teklehaimanot e Jarvis, 1991). A sua confirmação assume uma relevância especial uma vez que tornará possível a utilização da equação (3.2) para a estimativa da taxa de evaporação a partir da copa saturada de árvores isoladas, admitindo que a sua temperatura superficial pode ser aproximada pela temperatura do bolbo húmido. Deste modo, E poderá ser determinada por um processo simples que, para a sua aplicação, apenas requererá o conhecimento de um conjunto de informação limitado e de fácil obtenção, evitando-se a necessidade de dispor de dados de radiação cuja medição, no caso de árvores isoladas, é sempre problemática.

Ao longo deste Capítulo 3, são descritos diversos estudos experimentais e apresentados os seus resultados com o objectivo de validar a hipótese de que a copa saturada de uma árvore isolada se comporta como um bolbo húmido. Os estudos realizados englobaram a avaliação da energia disponível para uma árvore isolada, a determinação da condutância aerodinâmica para a transferência de vapor de água e a monitorização contínua da temperatura superficial da copa abrangendo diversos períodos de precipitação. Os resultados permitirão, não só caracterizar as condições micrometeorológicas com influência sobre a evaporação a que uma árvore isolada está sujeita, como também proceder à estimativa da taxa de evaporação tendo por base o conhecimento da temperatura superficial da copa.

3.2. Métodos

3.2.1. Variáveis meteorológicas

Ao longo do período em que este estudo decorreu, as diversas variáveis meteorológicas com influência sobre a evaporação foram monitorizadas na parcela experimental Mitra II-A, em redor da copa de uma azinheira isolada (árvore nº 8; ver Quadro 2.1). As variáveis medidas incluíram a radiação líquida sobre a copa da árvore (pirradiómetro NR Lite, Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands), a radiação solar (piranómetro CM6B, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands), a velocidade do vento (anemómetro A100R, Vector Instruments, Rhyl, UK) e a temperatura e humidade do ar (temperaturas dos bolbos seco e húmido medidas por um psicrómetro aspirado; ver Wright et al., 1992). Os instrumentos utilizados nestas medições foram montados numa torre metálica, instalada junto à copa da árvore seleccionada (ver Figura 3.4a). Estes instrumentos foram ligados a sistemas de aquisição de dados (*data-loggers*) CR10X e CR10 (Campbell Scientific, Shepshed, UK), programados de modo a realizar medições todos os 10 s e a registar os correspondentes valores médios a cada intervalo de 10 min. A precipitação bruta foi medida, na parcela Mitra II-B, por três instrumentos diferentes (um udógrafo automático, um udómetro e uma caleira metálica associada a um udógrafo automático), conforme descrito detalhadamente na secção 4.2.1 (ver Figura 4.5).

Além da medição das variáveis meteorológicas realizada na parcela Mitra II-A, foi também monitorizado, ao longo de todo o período de estudo, um conjunto mais alargado de variáveis deste tipo. A monitorização destas variáveis foi assegurada pela estação meteorológica automática instalada na Mitra II-Torre e envolveu a medição da temperatura e humidade do ar (psicrómetro aspirado H301, Vector Instruments, Rhyl, UK), da radiação solar (piranómetro CM6B) e da radiação líquida (pirradiómetro Q7, REBS, Seattle, WA, USA), assim como da velocidade (anemómetro A100R) e direcção do vento (cata-vento A100R, Vector Instruments, Rhyl, UK). A precipitação bruta foi também medida através de um udógrafo automático (ARG100, Environmental Measurements, Gateshead, UK) instalado junto à base da torre. As medições realizadas por estes instrumentos foram medidas a intervalos de 10 s e registadas a cada 10 minutos por um *data-logger* CR10.

Estas medições, além de permitirem a estimativa da taxa média de evaporação, foram ainda utilizadas, quer como informação de base, quer como informação complementar, nos estudos realizados ao nível da árvore individual, designadamente, na

avaliação da energia disponível para uma árvore isolada durante a ocorrência de precipitação, na estimativa da condutância da camada limite das folhas e na determinação da temperatura da superfície da copa quando esta se encontrava molhada.

3.2.2. Energia disponível

Em árvores isoladas, a energia disponível (A) resulta do balanço entre a energia radiante total líquida recebida pelas árvores (Q) e a variação de energia armazenada na sua biomassa e no espaço que as envolve (J) de acordo com

$$A = Q - J.$$

Estas duas componentes de A foram avaliadas de modo a que a energia disponível para uma árvore isolada pudesse ser estimada.

3.2.2.1. Radiação líquida

Em cobertos florestais fechados a energia radiante absorvida pelas árvores pode ser adequadamente avaliada com base apenas nos fluxos verticais de radiação. Contudo, em árvores isoladas ou em povoamentos muito esparsos esta abordagem deixa de ser válida, tornando-se necessário considerar os fluxos de energia radiante em todas as direcções. Deste modo, e seguindo a metodologia inicialmente descrita por Thorpe (1978), a energia radiante líquida (Q_c) recebida pela copa de uma árvore isolada foi avaliada considerando que o fluxo de energia radiante líquida recebido pela copa corresponde ao fluxo total de energia líquida através de uma superfície imaginária S_e envolvente da copa da árvore. Aquele fluxo pode então ser determinado como o integral da radiação líquida em cada ponto da superfície S_e . Esta abordagem resulta do princípio enunciado pelo teorema de Green (Monteith e Unsworth, 2008) e, usando a notação associada ao conceito de integral de superfície (Colley, 1998), pode ser traduzida por

$$Q_c = \iint_{S_e} R_n dS_e, \quad (3.4)$$

em que dS_e representa a área elementar da superfície envolvente S_e e R_n representa a densidade de fluxo de radiação líquida em cada ponto de S_e .

Uma vez que, em geral, as azinheiras possuem copas relativamente achatadas, definiu-se a superfície envolvente como um cilindro fechado (ver Figura 3.2), centrado no eixo longitudinal da árvore, com um raio igual ao raio médio da copa, altura igual à profundidade da copa e compreendendo três superfícies parciais: uma superfície lateral cilíndrica ($S_{e,1}$) e duas superfícies circulares, uma inferior ($S_{e,2}$) e outra superior ($S_{e,3}$). De modo a determinar Q_c através da expressão (3.4), as superfícies $S_{e,1}$, $S_{e,2}$ e $S_{e,3}$ foram descritas como

$$S_{e,1} : \begin{cases} x^2 + y^2 = c_r^2 \\ z \geq z_c \\ z \leq z_h \end{cases}$$

$$S_{e,2} : \begin{cases} x^2 + y^2 \leq c_r^2 \\ z = z_c \end{cases},$$

$$S_{e,3} : \begin{cases} x^2 + y^2 \leq c_r^2 \\ z = z_h \end{cases}$$

em que c_r , z_c e z_h representam, respectivamente, o raio médio da copa, a altura da base da copa e a altura total da árvore ($z_h = h$). Estas superfícies podem ser parametrizadas como (ver Figura 3.2)

$$S_{e,1} : \begin{cases} x = c_r \cos s \\ y = c_r \sin s, & 0 \leq s < 2\pi, \quad z_c \leq v \leq z_h \\ z = v \end{cases}$$

$$S_{e,2} : \begin{cases} x = v \cos s \\ y = v \sin s, & 0 \leq s < 2\pi, \quad 0 \leq v \leq c_r \\ z = z_c \end{cases}$$

$$S_{e,3} : \begin{cases} x = v \cos s \\ y = v \sin s, & 0 \leq s < 2\pi, \quad 0 \leq v \leq c_r, \\ z = z_h \end{cases}$$

em que s representa a posição angular ou longitude de cada ponto em torno da copa da árvore e v representa a localização, para uma dada longitude, dos pontos das superfícies inferior e superior ao longo do raio da copa ou a cota dos pontos da superfície lateral.

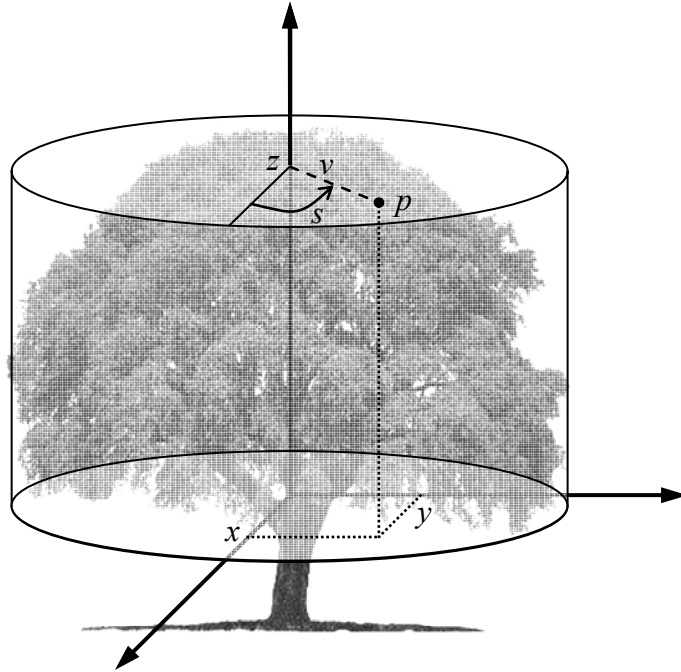


Figura 3.2 - Representação esquemática da superfície envolvente da copa de uma árvore isolada. Para um ponto p situado na superfície circular superior, é ainda representado o significado dos parâmetros s e v .

Uma vez que o integral de R_n é avaliado para uma superfície S_e que corresponde à união das superfícies “parciais” $S_{e,1}$, $S_{e,2}$ e $S_{e,3}$, podemos determinar aquele integral como

$$Q_c = \iint_{S_e} R_n dS_e = \iint_{S_{e,1}} R_{n,1} dS_{e,1} + \iint_{S_{e,2}} R_{n,2} dS_{e,2} + \iint_{S_{e,3}} R_{n,3} dS_{e,3}, \quad (3.5)$$

Recorrendo à definição de integral de superfície (Colley, 1998), a quantidade total de energia radiante recebida ou perdida pela superfície $S_{e,i}$ ($Q_{c,i}$), $i = 1, 2, 3$, pode ser calculada da seguinte forma:

a) para a superfície cilíndrica lateral $S_{e,1}$, em que $R_{n,1}(s)$ corresponde à densidade média de fluxo de radiação líquida à longitude s , representativa de todos os pontos entre as cotas z_c e z_h ,

$$\begin{aligned} Q_{c,1} &= \iint_{S_{e,1}} R_{n,1} dS_{e,1} = \int_{z_c}^{z_h} \int_0^{2\pi} R_{n,1}(s) \sqrt{\left[\frac{\partial(x,y)}{\partial(s,v)} \right]^2 + \left[\frac{\partial(x,z)}{\partial(s,v)} \right]^2 + \left[\frac{\partial(y,z)}{\partial(s,v)} \right]^2} dsdv \\ &= \int_{z_c}^{z_h} \int_0^{2\pi} R_{n,1}(s) \sqrt{0 + c_r^2 \sin^2 s + c_r^2 \cos^2 s} dsdv = \int_{z_c}^{z_h} \int_0^{2\pi} c_r R_{n,1}(s) dsdv \end{aligned}$$

$$Q_{c,1} = \iint_{S_{e,1}} R_{n,1} dS_{e,1} = c_r (z_h - z_c) \int_0^{2\pi} R_{n,1}(s) ds ;$$

b) para a superfície circular inferior $S_{e,2}$, em que $R_{n,2}(s)$ representa a densidade média de fluxo de radiação líquida à longitude s , representativa de todos os pontos situados ao longo do raio de comprimento c_r , ao nível $z = z_c$,

$$\begin{aligned} Q_{c,2} &= \iint_{S_{e,2}} R_{n,2} dS_{e,2} = \int_0^v \int_0^{2\pi} R_{n,2}(s) \sqrt{v^2 (\sin^2 s + \cos^2 s)^2 + 0 + 0} ds dv \\ &= \int_0^v \int_0^{2\pi} v R_{n,2}(s) ds dv = \int_0^v v dv \int_0^{2\pi} R_{n,2}(s) ds \\ Q_{c,2} &= \iint_{S_{e,2}} R_{n,2} dS_{e,2} = \frac{c_r^2}{2} \int_0^{2\pi} R_{n,2}(s) ds ; \end{aligned}$$

c) para a superfície circular superior $S_{e,3}$, em que $R_{n,3}$ representa a densidade média de fluxo de radiação líquida ao nível $z = z_h$,

$$Q_{c,3} = \iint_{S_{e,3}} R_{n,3} dS_{e,3} = R_{n,3} \iint_{S_{e,3}} 1 dS_{e,3} = R_{n,3} S_{e,3} = \pi c_r^2 R_{n,3} .$$

A expressão (3.5) para o cálculo da quantidade total de radiação líquida recebida através de uma superfície cilíndrica pode assim ser reescrita como

$$Q_c = \iint_{S_e} R_n dS_e = c_r (z_h - z_c) \int_0^{2\pi} R_{n,1}(s) ds + \frac{c_r^2}{2} \int_0^{2\pi} R_{n,2}(s) ds + \pi c_r^2 R_{n,3} . \quad (3.6)$$

Uma vez que as funções $R_{n,1}(s)$ e $R_{n,2}(s)$ não são conhecidas, o cálculo de Q_c é realizado recorrendo a métodos numéricos para a resolução da equação (3.6). A integração numérica desta equação baseou-se em medições pontuais de R_n consideradas representativas de áreas finitas concretas, tendo sido realizada através da *regra de Simpson composta* (Valença, 1990). Idealmente, estas medições deveriam ser simultâneas de modo a evitar rápidas variações temporais da radiação líquida como acontece, por exemplo, em condições de céu parcialmente encoberto (McNaughton et al., 1992; Wünsche et al., 1995). Contudo, a realização de medições simultâneas em torno da copa exigiria um dispositivo experimental complexo para o qual não se dispunham dos recursos necessários. Deste modo, a monitorização de R_n em torno da

árvore seleccionada foi realizada através de um dispositivo simples, representado na Figura 3.3, constituído por um tripé, com grande estabilidade, no qual foi montado um mastro telescópico vertical. Neste mastro foram instalados três pirradiómetros (NR Lite, Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands): dois utilizados na medição de R_n na superfície lateral ($S_{e,1}$) e um, montado em posição invertida, para medição de R_n na superfície inferior ($S_{e,2}$) do cilindro S_e . A radiação na superfície circular superior ($S_{e,3}$) e a radiação solar (R_s) foram monitorizadas através dos sensores de radiação montados no topo da torre metálica para acesso à copa de uma árvore próxima de acordo com o descrito na secção 3.2.1.. O recurso a um conjunto de quatro pirradiómetros idênticos, novos e recentemente calibrados, foi tomado como uma condição essencial dada a necessidade de, em estudos deste género, se reduzirem ao mínimo os erros instrumentais (McNaughton et al., 1992).



Figura 3.3 - Dispositivo utilizado na medição de R_n em torno da copa de uma árvore isolada.

Para a medição dos fluxos de energia em torno da superfície envolvente da árvore estudada, os sensores instalados no sistema de suporte tripé/mastro foram sucessivamente posicionados em seis pontos de estação, igualmente espaçados em torno da árvore. Em cada um destes pontos foram realizadas medições durante dois minutos, utilizando-se os dois minutos seguintes para reposicionar o sistema de sensores no ponto de estação imediato. Este procedimento foi então repetido até que tivessem sido realizadas medições em cada uma das seis posições, pelo que um ciclo completo de medição de R_n em torno da árvore era completado a cada 22 minutos. Todas as

medições de radiação envolvidas na determinação de Q_c foram realizadas a cada seis segundos, sendo os correspondentes valores médios registados todos os dois minutos.

Utilizando este procedimento, Q_c foi avaliada em oito dias não contínuos ao longo do período de 07/01/2006 a 22/03/2006 (dias Julianos 7 a 81), tendo sido realizados 48 ciclos de medição que abrangeram diferentes condições meteorológicas. De todas as medições realizadas, apenas foram considerados, na análise subsequente, os ciclos de medição durante os quais a radiação líquida medida sobre a copa se manteve uniformemente estável. Durante aquele período, foram também realizadas medições nocturnas de R_n em 43 noites não consecutivas (dias Julianos 18 a 30, 37 a 62 e 75 a 81), mas com os sensores em posições fixas, isto é, a posição em torno da copa do conjunto de radiómetros variou de noite para noite tendo, no entanto, permanecido a mesma ao longo de cada noite.

A extrapolação, para outras árvores, das medições ou estimativas de Q_c baseou-se na admissão de que a energia líquida total recebida por uma dada árvore é proporcional à dimensão da respectiva superfície envolvente.

O fluxo de radiação líquida (Q) corresponde à energia total Q_c expressa por unidade de área projectada de copa e foi calculado de acordo com $Q = Q_c / \pi c_r^2$.

3.2.2.2. Energia armazenada na vegetação e no ar circundante

O termo J da energia disponível refere-se à taxa de variação da energia armazenada física e bioquimicamente pela vegetação e no ar circundante. J pode, assim, ser considerado como a soma de diversas componentes

$$J = J_H + J_V + J_{veg} + J_{Ph},$$

em que J_H , J_V , J_{veg} e J_{Ph} representam, respectivamente, a taxa de variação do conteúdo em calor sensível e calor latente no volume de ar que envolve cada árvore (volume de controlo), a taxa de variação do calor armazenado na biomassa da árvore e a taxa a que a árvore armazena energia por processos bioquímicos. Neste estudo, tomou-se como volume de controlo o volume do cilindro envolvente considerado na medição de Q_c . Tendo em consideração que aquele cilindro possui uma área seccional idêntica à área de projecção da copa, as várias componentes de J são expressas em termos de área unitária de projecção da copa.

Com base em medições da temperatura e humidade do ar realizadas na parcela Mitra II-A, J_H e J_V foram calculadas como sugerido por Thom (1975), embora utilizando a aproximação às diferenças finitas, de acordo com

$$J_H = \rho_a c_p \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta t} (z_h - z_c)$$

e

$$J_V = \rho_a \lambda \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta t} (z_h - z_c),$$

em que $\Delta \bar{T}$ e $\Delta \bar{q}$ representam, respectivamente, a variação da temperatura e humidade médias do ar no intervalo de tempo Δt (neste caso de 10 minutos) e $(z_h - z_c)$ corresponde à altura da coluna de ar que envolve a copa da árvore.

Uma vez que as árvores possuem grande parte da sua biomassa concentrada no tronco e grandes ramos, J_{veg} pode ser ainda separada em duas componentes: uma correspondente ao armazenamento de energia nas partes lenhosas da árvore (J_{tr}) e, outra, associada ao armazenamento nas folhas (copa) (J_{copa}). A separação destas duas componentes resulta do comportamento térmico diferente manifestado por troncos e folhas, com a temperatura das folhas geralmente em fase com a temperatura do ar (Moore e Fisch, 1986) manifestando, portanto, uma resposta quase imediata às variações da temperatura média do ar, enquanto que os troncos e ramos apresentam um desfaseamento entre as temperaturas observadas radialmente no seu interior e a temperatura do ar.

Assumindo que a densidade ($\rho_{veg(copa)}$), o calor específico ($c_{veg(copa)}$) e a variação da temperatura das folhas são independentes da altura considerada e que a temperatura das folhas acompanha a temperatura do ar, J_{copa} foi estimada como

$$J_{copa} = \rho_{veg(copa)} c_{veg(copa)} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta t} (z_h - z_c),$$

tendo a densidade das folhas sido estimada pela razão entre a biomassa de folhas e o volume ocupado pela copa (volume aparente da copa). A biomassa de folhas foi estimada a partir da biomassa total da árvore avaliada de acordo com o proposto por

FPFP-CNF (2001) considerando que a fracção correspondente às folhas é de 5% da biomassa total.

A taxa de armazenamento de energia no tronco e ramos (J_{tr}), sendo a mais significativa das duas componentes de J_{veg} é, no entanto, a mais difícil de determinar uma vez que requer, não apenas o conhecimento das propriedades térmicas da biomassa lenhosa, mas também a medição dos perfis radiais da temperatura do tronco em diferentes níveis abrangidos pelo volume de controlo considerado (Haverd et al., 2007). A medição destes perfis obriga, em geral, à implementação de processos de amostragem relativamente intensivos, cuja complexidade tende a aumentar quando a variabilidade espacial dos perfis radiais da temperatura dos troncos aumenta como acontece, por exemplo, no caso de florestas mistas (Michiles e Gielow, 2008). Para evitar as dificuldades associadas à medição da temperatura dos troncos, têm sido propostos métodos alternativos para estimar a taxa de armazenamento de energia pelos ramos e troncos baseados em soluções analíticas para o fluxo de energia através da sua superfície. A solução proposta por Herrington (1969) tem sido adoptada em diversos estudos, ao mesmo tempo que várias alterações lhe têm vindo a ser introduzidas no sentido de alargar o âmbito da sua aplicação (ver, por exemplo, Moore e Fisch, 1986; Meesters e Vugts, 1996). No presente estudo, o método de Herrington (1969), com as alterações introduzidas por Moore e Fisch (1986), foi também adoptado seguindo um procedimento idêntico ao descrito por Valente (1999). De acordo com esta metodologia, assume-se que a temperatura do ar segue um ciclo diário sinusoidal, podendo então o fluxo de energia através de uma área unitária de superfície de um tronco ou ramo (F_{tr}), a um dado nível z , ser simplifadamente dado por

$$F_{tr}(z) = \sqrt{\omega c_{tr} k_{tr}} A_T \cos(\omega t + \phi_T + \pi/4),$$

em que $\omega = 2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$ é a frequência angular do ciclo diário da temperatura do ar, c_{tr} a capacidade volumétrica de calor da biomassa lenhosa (em verde), k_{tr} a condutividade térmica do tronco e ramos, A_T a amplitude da variação diária da temperatura do ar, t o tempo (decorrido desde o início do ciclo diário de variação da temperatura do ar) e ϕ_T o ângulo de fase da temperatura do ar. Sob a admissão adicional de que o perfil vertical da temperatura do ar é constante para o volume de controlo considerado, F_{tr} é constante com a altura, podendo então a taxa de variação da energia armazenada na biomassa do tronco e ramos ser estimada como

$$J_{tr} = T_r^* F_{tr},$$

em que T_r^* é o índice de área de tronco, isto é, a área superficial de tronco e ramos expressa por unidade de área projectada de copa.

Os diversos parâmetros necessários à determinação de J_{tr} foram estimados com base em resultados de diversos autores. A capacidade volumétrica de calor do tronco e ramos foi estimada através de $c_{tr} = \rho_m(1+m)c_{veg(tr)}$ J m⁻³ K⁻¹ (Moore e Fisch, 1986), onde m representa o teor de humidade da madeira (considerado igual a 12% e 55% para a madeira seca e em verde, respectivamente), ρ_m é a densidade da madeira ($\rho_m = 1120$ kg m⁻³ para $m = 55\%$, David, 2000, e $\rho_m = 900$ kg m⁻³ para $m = 12\%$, Carvalho, 1997) e $c_{veg(tr)}$ é o calor específico da madeira em verde estimado como (Moore e Fisch, 1986)

$$c_{veg(tr)} = \frac{c_m + c_w m}{1+m} + \Delta c_m,$$

onde c_w é o calor específico da água ($c_w = 4184$ J kg⁻¹ K⁻¹), Δc_m é a correcção necessária ao humedecimento de material higroscópico estimada como $\Delta c_m = 136/(1+m)$ J kg⁻¹ K⁻¹ (Herrington, 1969) e c_m representa o calor específico da madeira seca dado por $c_m = 4.85(T - 273) + 1113$ J kg⁻¹ K⁻¹ (Skaar, 1972, cit. por Moore e Fisch, 1986).

A condutividade térmica do tronco e ramos foi estimada como (Moore e Fisch, 1986) $k_{tr} = [\rho_m(2 + 5.5m) + 238] \times 10^{-4}$ W m⁻¹ K⁻¹.

O ângulo de fase da temperatura do ar (ϕ_T) foi determinado como $\phi_T = \pi/a_2$, sendo a_2 um dos parâmetros do modelo de regressão ajustado aos valores de temperatura do ar ao longo do dia. O modelo utilizado representa a evolução daqueles valores segundo um padrão sinusoidal de acordo com $T = a_0 + a_1 \cos(\omega t + \pi/a_2)$, em que a_0 , a_1 e a_2 são parâmetros estimados do modelo.

A taxa de armazenamento de energia associada à fotossíntese foi estimada de acordo com o proposto por Thom (1975) como -1 W m⁻², durante a noite, e como o máximo de 5 W m⁻² ou $0.02R_{n,3}$, durante o dia.

A radiação líquida sobre a copa, assim como a temperatura e humidade do ar foram medidas através do dispositivo experimental instalado na parcela Mitra II-A e descrito na secção 3.2.1..

3.2.3. Condutância aerodinâmica

O papel e importância da condutância aerodinâmica no controlo da evaporação da precipitação interceptada pelas copas das árvores foram já salientados (ver 3.1.), embora, para o caso particular dos montados, a informação disponível sobre estes aspectos seja muito limitada. Assim, tornou-se necessário proceder à realização de dois estudos tendo em vista a caracterização aerodinâmica do montado estudado: um à escala da folha e da árvore individual e outro à escala do povoamento.

3.2.3.1. Condutância aerodinâmica da camada limite das folhas. Condutância da copa

Diversas técnicas têm sido utilizadas para a medição da condutância da camada limite de folhas individuais. Contudo, nem todas se adequam à realização de medições de campo contínuas e prolongadas no tempo. A técnica adoptada neste estudo e descrita por Brenner e Jarvis (1995), é apropriada para aplicação quer em laboratório, quer em condições de campo, permitindo a medição contínua da condutância da camada limite de réplicas de folhas para a transferência convectiva de calor sensível (g_{IH}). A sua aplicação permite ainda a análise da relação entre a condutância e a velocidade do vento, bem como da eventual influência da posição, dimensão e orientação das folhas sobre g_{IH} . Através desta técnica, g_{IH} é determinada com base no balanço de energia, em condições de equilíbrio, de pares de réplicas metálicas idênticas (com as mesmas propriedades, dimensão e forma), em que uma das réplicas de cada par é aquecida por intermédio de uma resistência eléctrica.

O balanço de energia radiante para a superfície destas réplicas pode ser expresso como

$$R_n = R_s(1 - \alpha) + R_{la} - R_{le} ,$$

em que R_n representa a radiação líquida, R_s a radiação solar, α a reflectância da superfície das réplicas para R_s e R_{la} e R_{le} correspondem, respectivamente, à radiação de longo comprimento de onda recebida e emitida por aquela superfície.

Por outro lado, a taxa de perda de energia por convecção (H) a partir da superfície das réplicas é

$$H = \rho_a c_p (T_s - T) g_{IH} ,$$

em que $(T_s - T)$ representa a diferença de temperatura entre a superfície das réplicas (T_s) e o ar (T).

Desde que as réplicas estejam secas e seja negligenciável a variação no seu armazenamento de energia (condição garantida polindo a superfície das réplicas ou cobrindo-a com uma substância de baixa emissividade e elevado coeficiente de reflectividade), as equações anteriores podem ser conjugadas uma vez que a única forma de dissipar a radiação líquida recebida é através da perda convectiva de calor sensível.

Considerando agora que uma das réplicas do par é aquecida electricamente através do fornecimento de uma potência P_e , o balanço de energia, quer da réplica aquecida (índice h), quer da que não é sujeita a aquecimento (índice u), pode ser traduzido por:

$$R_{n,h} + P_e = \rho_a c_p (T_{s,h} - T) g_{IH} , \quad (3.7)$$

$$R_{n,u} = \rho_a c_p (T_{s,u} - T) g_{IH} . \quad (3.8)$$

Assumindo que $R_{n,h} = R_{n,u}$, obtém-se:

$$g_{IH} = \frac{P_e}{\rho_a c_p (T_{s,h} - T_{s,u})} .$$

Deste modo, a condutância aerodinâmica da camada limite das réplicas pode ser calculada com base na diferença de temperatura entre ambas as réplicas e com base na potência consumida no aquecimento de uma delas. Esta potência é calculada como

$$P_e = \frac{(i^2 r_e)}{S_l} ,$$

sendo i a intensidade da corrente no circuito de aquecimento das réplicas, r_e a resistência do elemento de aquecimento e S_l a área total das réplicas.

A admissão de que $R_{n,h} = R_{n,u}$, é uma simplificação que diversos autores consideram aceitável desde que ambas as réplicas se encontrem sob as mesmas condições ambientais (Domingo et al., 1996; Smith et al., 1997a). Na realidade, e uma vez que a réplica aquecida se encontra a uma temperatura superior, as componentes $R_{n,h}$ e $R_{n,u}$ são diferentes. Este efeito pode ser tido em consideração no cálculo de g_{IH} através da correcção (Brenner e Jarvis, 1995)

$$g_{IH} = \frac{1}{\rho_a c_p} \left(\frac{P_e}{(T_{s,h} - T_{s,u})} - 4\varepsilon\sigma T_{s,u}^3 \right), \quad (3.9)$$

onde o termo $4\varepsilon\sigma T_{s,u}^3$ representa a diferença de radiação de longo comprimento de onda emitida pelas réplicas aquecidas e não aquecidas, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e ε a emissividade da superfície das réplicas ($\varepsilon = 0.04$ a 25°C ; OMEGA, 1998). A expressão (3.9) foi utilizada na determinação experimental de g_{IH} , de modo a reduzir eventuais erros resultantes da diferença de temperatura entre as réplicas.

Tendo em vista a construção das réplicas metálicas a utilizar neste estudo, foram seleccionadas três folhas representativas da copa: duas com as formas e dimensões características da periferia e do interior da copa, e uma terceira com dimensões intermédias. O contorno destas folhas (inteiro e aproximadamente elíptico) foi utilizado como molde para a construção de três pares de réplicas recortadas a partir de uma placa de latão com 0.20 mm de espessura. Cada réplica era constituída por duas faces, entre as quais se colocou um fio isolado de cobre-níquel (IEC-TFCC-005, OMEGA Engineering LTD., Manchester, UK). Este fio, com um comprimento total de 200 mm, 0.12 mm de diâmetro e uma resistência de 10Ω , destinou-se ao aquecimento de cada réplica. Estes três elementos foram unidos utilizando fita de alumínio adesiva e uma cola de resina epoxída. Depois de concluída a montagem de todas as réplicas, os seus contornos foram digitalizados para se proceder à medição das áreas respectivas através de um programa de análise de imagem. Por fim, as superfícies das várias réplicas foram polidas de modo a assegurar uma elevada reflectância e uma baixa emissividade. Para a medição da temperatura das réplicas foram utilizados termopares tipo-T, com diâmetro de 0.25 mm (5TC-TT-T-30-36, OMEGA Engineering LTD., Manchester, UK), fixados na face inferior de cada réplica com fita adesiva de alumínio.

Os três pares de réplicas foram montados num aro metálico (140 x 165 mm), fixas por fio de *nylon* (0.12 mm de diâmetro). Este aro foi concebido para ser fixo a um mastro horizontal de suporte através de uma junta universal de modo a facilitar o posicionamento das réplicas segundo a orientação pretendida (Figura 3.4.b,c). As réplicas foram instaladas no limite da copa de uma azinheira da parcela Mitra II-A (Figura 3.4.b), a uma altura de 5.2 m.

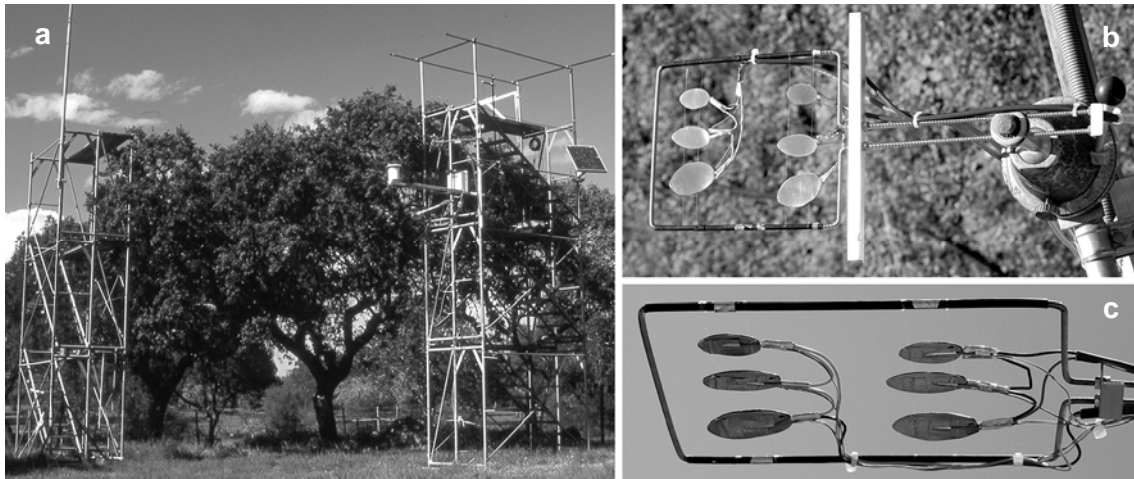


Figura 3.4: (a) Aspecto geral da árvore utilizada nas medições da temperatura ($T_{s,meas}$) e condutância aerodinâmica (g_{IH}) das folhas de uma azinheira isolada. (b, c) Dispositivo experimental para medição de g_{IH} utilizando réplicas metálicas das folhas.

As medições de condutância decorreram de 09/11/2005 a 31/01/2006. Durante o primeiro mês, as medições foram realizadas com as réplicas posicionadas segundo uma inclinação¹ de 40°, tendo as medições posteriores sido realizadas na horizontal. Ao longo de todo o período de medição, foram também monitorizadas, na periferia da copa da mesma árvore, a velocidade do vento e a temperatura do ar, conforme descrito na secção 3.2.1.. A temperatura das réplicas foi medida com uma frequência de 0.167 Hz e a média destas medições registada cada 10 minutos por um *data-logger* CR10. O mesmo equipamento foi ainda utilizado no controlo dos ciclos de aquecimento. Também o fornecimento de energia para o aquecimento das réplicas foi assegurado por este *data-logger* a partir da saída comutada de 12Vdc, sendo a tensão nos circuitos de aquecimento mantida a 6.0 Vdc através de um regulador de tensão linear (MEZÃO - Telecomunicações e Electrónica, Lda, Oeiras, Portugal). A corrente naqueles circuitos foi determinada através da medição, pelo *data-logger*, da queda de tensão numa resistência de 0.1 Ω , tornando assim possível avaliar a potência fornecida a cada réplica aquecida. Para determinar a temperatura de referência, foi montado, no painel de ligações do *data-logger*, um termistor (CR10XTCR, Campbell Scientific, UK).

Os três pares de réplicas foram montados em dois circuitos de modo a que, em cada circuito, estivessem ligados em série um elemento da cada par. Deste modo, foi possível aquecer alternadamente as réplicas de cada par, controlando o fornecimento de energia a estes circuitos através de um relé comandado pelo *data-logger*. O ciclo de aquecimento alternado das réplicas, com uma duração total de 100 minutos, iniciava-se com um período de estabilização da temperatura de ambas as réplicas do mesmo par, seguido por

¹ Relativamente à horizontal.

um período de 10 minutos em que estas temperaturas estabilizadas eram registadas por forma a determinar a sua diferença. Esta diferença (*offset*) está normalmente relacionada com erros sistemáticos eventualmente associados ao sistema de medição de temperatura das réplicas (Brenner e Jarvis, 1995), sendo depois utilizada para corrigir a diferença de temperatura observada entre as réplicas aquecidas e os respectivos pares não aquecidos. Após este período de 10 minutos, seguia-se um outro com a mesma duração mas em que as réplicas de um dos circuitos eram aquecidas até a sua temperatura estabilizar para que, nos 10 minutos seguintes, pudesse ser feito o registo da diferença de temperatura entre réplicas aquecidas e não aquecidas. Seguiam-se novos períodos de estabilização e medição do *offset* de temperatura, sendo depois iniciado o fornecimento de energia ao segundo circuito, repetindo-se o processo de registo das diferenças de temperatura entre réplicas.

De modo a assegurar o cumprimento dos pressupostos em que se baseia o método e, portanto, a qualidade dos dados obtidos, as medições da temperatura das réplicas foram filtradas de acordo com os seguintes critérios:

- a) Foram eliminadas as medições realizadas durante a ocorrência de precipitação ou quando a diferença entre a temperatura das réplicas e a temperatura do ponto de orvalho era inferior a 1.0 °C. Deste modo, garantiu-se a validade das equações (3.7) e (3.8) que representam o balanço energético das réplicas;
- b) Não foram consideradas as medições realizadas em períodos durante os quais a velocidade do vento era inferior ao limiar de medição dos anemómetros (0.25 ms⁻¹);
- c) Para o cálculo da condutância g_{IH} só foram tidas em consideração as medições em que a diferença de temperatura entre a réplica aquecida e a não aquecida foi igual ou maior que 0.5 °C, caso contrário a precisão das estimativas de g_{IH} poderia reduzir-se apreciavelmente (Smith et al., 1997a);
- d) As diferenças de temperatura entre réplicas aquecidas e não aquecidas só foram consideradas e sujeitas à correcção dos respectivos *offsets* de temperatura quando a diferença entre *offsets* medidos imediatamente antes e após um período de aquecimento não ultrapassou 1.0 °C. Este critério, seguido por Smith et al. (1997a), destina-se a garantir a validade da admissão que $R_{n,h} = R_{n,u}$.

A aplicação deste conjunto de filtros permitiu reter 47% das medições efectuadas, eliminando um conjunto de medições que poderiam introduzir erros na estimativa de g_{IH} ou condicionar a análise e interpretação dos resultados. O critério referido em a) envolve uma significativa “margem de segurança” que é responsável pela exclusão de um número

também apreciável de medições. Por exemplo, a ocorrência de precipitação em simultâneo com a realização de medições levou à rejeição de 20% das medições efectuadas.

Em paralelo com a aplicação do método das réplicas aquecidas, g_{IH} foi igualmente estimada através do recurso a expressões derivadas com base na teoria para a transferência de calor (ver Monteith e Unsworth, 2008), geralmente referidas como *fórmulas de engenharia*. Constituindo estas expressões uma forma relativamente fácil e expedita de determinar a condutância, pretendia-se, assim, testar a sua adequação para o cálculo de g_{IH} em folhas ou réplicas de folhas de azinheira, em alternativa aos processos mais complexos de medição directa (de que é exemplo o método das réplicas aquecidas utilizado neste estudo).

Através do emprego de expressões adequadas estabelecidas teoricamente, a condutância para a transferência convectiva de energia a partir de superfícies com diferentes formas geométricas pode ser relacionada, quer com características particulares dessas superfícies (geralmente a sua dimensão característica¹, l), quer com as propriedades do ar (que é o fluido de interesse na generalidade das aplicações em micrometeorologia).

Assumindo que, na camada limite das folhas/réplicas, a convecção forçada constitui o processo dominante de transporte de energia e que, nessa camada, o regime do fluxo de ar é laminar, a condutância g_{IH} para a transferência convectiva de energia a partir de ambas as faces das folhas/réplicas metálicas usadas neste estudo, pode ser determinada como (Schuepp, 1993; Monteith e Unsworth, 2008)

$$g_{IH} = \frac{0.00624}{\sqrt{l}} u^{0.5}. \quad (3.10)$$

em que u representa a velocidade do vento e l a dimensão característica das folhas/réplicas. No caso das réplicas metálicas usadas neste estudo, a determinação das suas dimensões características foi realizada pelo processo proposto por Grace (1983), sendo o seu valor médio $\bar{l} = 21 \text{ mm}$. Substituindo, na expressão (3.10), l pela dimensão característica média das réplicas, aquela equação pode então ser reescrita como

$$g_{IH} = 0.043 l u^{0.5}. \quad (3.11)$$

Embora, quer o método das réplicas aquecidas, quer a relação teórica definida pela equação (3.11), se apliquem à determinação da condutância para a transferência de calor sensível, os resultados obtidos podem ser facilmente convertidos em valores de

¹ No caso de uma folha, a sua dimensão característica pode ser tomada como o comprimento médio da folha segundo a direcção do fluxo do ar (Grace, 1983).

condutância para o vapor de água (g_{IV}) tendo em consideração a relação entre os valores da condutividade térmica do ar e da difusividade do vapor de água no ar, 1.08 ou 1.00, conforme o regime do fluxo de ar na camada limite das réplicas/folhas é laminar ou turbulento (Grace, 1983; Jones, 1992).

A condutância total para a transferência de vapor de água a partir da copa de uma árvore individual (g_{bV}) foi determinada escalando à copa as condutâncias da camada limite das folhas individuais considerando que estas condutâncias actuam em paralelo. Assim, g_{bV} foi calculada como

$$g_{bV} = \overline{g_{IV}} L^*, \quad (3.12)$$

em que $\overline{g_{IV}}$ representa a condutância média para o vapor de água da camada limite das folhas individuais e L^* o índice de área foliar da árvore considerada.

3.2.3.2. Condutância aerodinâmica do montado

A camada limite da atmosfera corresponde à sua região inferior onde a turbulência é directamente condicionada pela natureza e propriedades da superfície (Brutsaert, 1991). Nesta região distinguem-se duas partes distintas. Na mais interior, designada por camada superficial, tem lugar a evaporação sendo também aqui que se desenrolam os principais processos que a condicionam. A camada superficial é frequentemente caracterizada como a região onde os fluxos turbulentos praticamente não variam com a altura e nela desenvolvem-se, em geral, duas sub-camadas. A inferior, situada na vizinhança imediata da superfície, tem a designação de sub-camada rugosa uma vez que aí a turbulência é fortemente influenciada pela estrutura individual dos elementos rugosos da superfície. A região superior da camada superficial é designada por sub-camada de inércia, caracterizando-se pelo controlo dominante da turbulência nos processos de transporte vertical na atmosfera. Em condições de neutralidade térmica, é nesta sub-camada que se desenvolvem perfis logarítmicos, por exemplo, da velocidade média do vento e da temperatura e humidade específica médias do ar.

Na estimativa da taxa de evaporação da precipitação interceptada em cobertos florestais é usualmente aceite a admissão que, na camada superficial da atmosfera, as condutâncias aerodinâmicas para a transferência turbulenta de quantidade de movimento (g_{aM}), calor sensível (g_{aH}) e vapor de água (g_{aV}) são idênticas (Gash et al., 1999) (neste caso e sempre que apropriado, qualquer destas condutâncias será

simplesmente representada por g_a). Embora reconhecendo as diferenças existentes entre os processos de transporte destas entidades, aquela aproximação é também adoptada no presente trabalho, justificando, por isso, o estudo e estimativa da condutância g_{aM} para o montado da Mitra, possibilitando, assim, a análise comparativa das condutâncias aerodinâmicas ao nível da árvore isolada e do povoamento.

Admitindo que, durante a generalidade dos períodos de precipitação, se verificam condições de neutralidade térmica da atmosfera (Calder, 1986; Gash et al., 1999), a condutância aerodinâmica para a transferência de quantidade de movimento entre um nível z na atmosfera e a vegetação pode ser determinada como (Thom, 1975)

$$g_{aM} = \frac{k^2 u_z}{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0M}} \right) \right]^2}, \quad (3.13)$$

onde k é a constante de von Kármán (a que se atribui usualmente o valor de 0.41) e u_z representa a velocidade média do vento ao nível z (com $z > z_*$, sendo z_* o limite inferior da sub-camada de inércia). O emprego desta equação para a estimar g_{aM} requer, no entanto, o conhecimento prévio de dois parâmetros característicos do coberto: a altura de deslocamento do plano de referência (d) e o comprimento de rugosidade (z_{0M}). Estes parâmetros podem ser estimados a partir dos perfis verticais da velocidade do vento tendo em conta que, na sub-camada de inércia e em condições de neutralidade térmica, aqueles perfis seguem um padrão logarítmico. Nestas circunstâncias, a relação entre u_z e o nível z , a que a velocidade do vento é medida, pode traduzir-se através de (Thom, 1975)

$$u_z = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_{0M}} \right),$$

em que u_* é a velocidade de fricção. Se esta equação for aplicada a medições da velocidade do vento (u_1 , u_2 e u_3) efectuadas a três níveis distintos (z_1 , z_2 e z_3), a combinação das expressões resultantes permite a eliminação de u_* e z_{0M} de modo a obter (ver Monteith e Unsworth, 2008)

$$\frac{u_1 - u_2}{u_1 - u_3} = \frac{\ln(z_1 - d) - \ln(z_2 - d)}{\ln(z_1 - d) - \ln(z_3 - d)}, \quad (3.14)$$

tornando-se, assim, possível a determinação de d através de um processo iterativo. No presente estudo foi seguida esta abordagem, tendo-se adoptado um processo de cálculo baseado nas metodologias descritas por Monteith e Unsworth (2008) e por Dolman (1986). Para o efeito, foram instalados quatro anemómetros (A100R) dispostos ao longo da torre da estação meteorológica automática (parcela Mitra II-Torre) (Figura 3.5) que, em conjunto com o anemómetro que integra a própria estação meteorológica, permitiram a medição da velocidade do vento a cinco níveis distintos acima das copas das árvores, sendo os correspondentes valores médios registados, a intervalos de 10 minutos, por um *data-logger* CR10X.

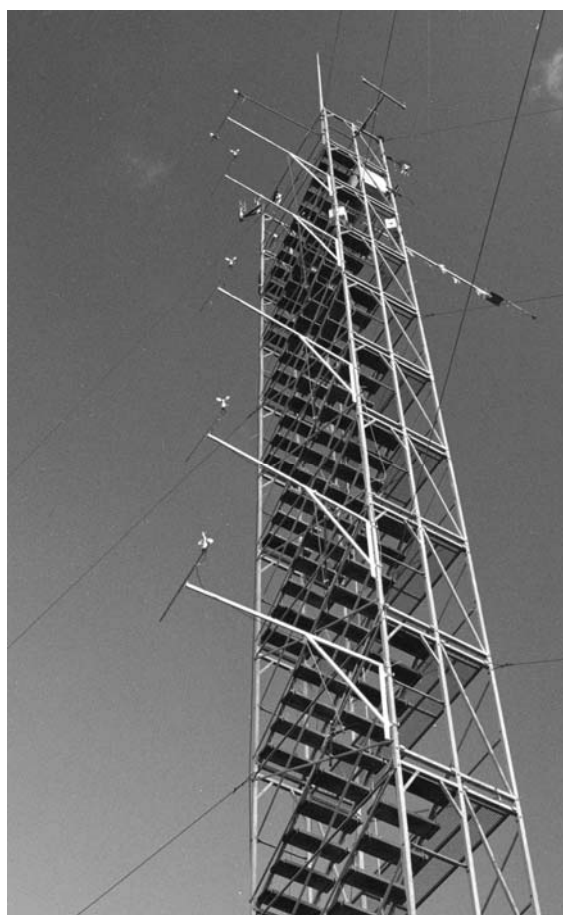


Figura 3.5 - Conjunto de anemómetros utilizados na medição do perfil vertical da velocidade do vento.

Apenas foram consideradas as medições realizadas em condições de neutralidade térmica, definidas por valores do parâmetro de estabilidade ζ que satisfaziam a condição ($-0.1 < \zeta < 0.1$), com ζ definido como (Brutsaert, 1991)

$$\zeta = (z - d) / L,$$

onde L representa o comprimento de Monin-Obukhov calculado com base nas medições efectuadas pelo anemómetro sónico e considerando uma estimativa inicial para d obtida com base no valor de 0.6 para a relação entre este parâmetro e a altura média das árvores (d/h)¹. Com base no conjunto de dados seleccionado, obteve-se um valor médio para d a partir das estimativas deste parâmetro pela equação (3.14), considerando todas as combinações possíveis das medições de u efectuadas a três níveis distintos (ou seja, as medições de u_z efectuadas pelos cinco anemómetros instalados na torre foram associadas em combinações de três níveis).

O valor de d assim obtido foi então utilizado para estimar z_{0M} como a ordenada na origem da recta de regressão ajustada ao perfil log-linear $\ln(z-d) = f(u_z)$. Este procedimento foi aplicado a todos os perfis de velocidade do vento observados em condições de neutralidade da atmosfera. O valor médio de todas as estimativas de z_{0M} assim obtidas foi tomado como o comprimento de rugosidade característico do montado da Mitra. Uma vez obtidas estas estimativas para d e z_{0M} , a condutância aerodinâmica para a transferência de quantidade de movimento entre o nível de referência ($z = 27.2$ m) e o coberto vegetal, foi determinada através da equação (3.13).

As medições de velocidade do vento utilizadas nesta análise foram objecto de uma selecção de acordo com a direcção do vento, tendo apenas sido utilizados dados obtidos quando o rumo do vento era superior a 247.5° e inferior a 22.5° . Procurou-se, assim, evitar a utilização de dados sujeitos a erros resultantes da eventual influência da estrutura da torre. Na selecção dos dados a utilizar nestas análises foram ainda impostas as condições: $u \geq 2.0 \text{ m s}^{-1}$ e $u_* \geq 0.5 \text{ m s}^{-1}$ (Nakamura e Mahrt, 2001). Com estas duas restrições pretendeu-se atenuar o efeito dos erros aleatórios de amostragem dos fluxos de quantidade de movimento pelo anemómetro sónico. Para velocidades do vento reduzidas, estes erros são, em geral, grandes (Mahrt, 1998), afectando, por intermédio de u_* , o cálculo do comprimento de Monin-Obukhov e, portanto, o critério de selecção dos períodos de neutralidade térmica.

Em alternativa à equação (3.13), g_{aM} pode ser definida, de uma forma equivalente, como (Thom, 1975)

$$g_{aM} = \frac{u_*^2}{u_z}$$

¹ O valor de 0.6 para a relação d/h é frequentemente utilizado no caso de culturas agrícolas (Mölder et al., 1999), tendo sido adoptado para as várias estações experimentais estabelecidas no âmbito dos programas BOREAS, CODE e Euroflux (Nakamura e Mahrt, 2001). Deste último programa faz parte integrante o sistema de medição/observação instalado na parcela Mitra II-Torre.

e expressa em termos da derivada

$$\frac{\partial u_*}{\partial u_z} = k \ln^{-1} \left(\frac{z-d}{z_{0M}} \right),$$

como (Gash et al., 1989)

$$g_{aM} = \left(\frac{\partial u_*}{\partial u_z} \right)^2 u_z. \quad (3.15)$$

A derivada $\partial u_* / \partial u_z$ pode ser calculada como o declive da recta de regressão, passando pela origem, entre a velocidade de fricção medida pelo anemómetro sónico e a velocidade média do vento medida pelo anemómetro da estação meteorológica automática (Gash et al., 1989).

Embora as equações (3.13) e (3.15) sejam formalmente equivalentes (i.e., estabelecidas a partir da mesma relação teórica), a sua aplicação foi feita com base em dados parcialmente independentes, obtidos através de métodos instrumentais distintos. Deste modo, a comparação das funções $g_{aM} = f(u_z)$ obtidas através de ambos os métodos constituiu uma forma razoável de validação destas relações para as condições de campo.

Também para esta análise, as medições de velocidade do vento foram filtradas de acordo com a direcção do vento, utilizando-se apenas as medições efectuadas quando o rumo do vento era superior a 157.5° e inferior a 292.5°.

3.2.4. Temperatura das folhas e copa.

No sentido de testar a hipótese de que, nas condições micrometeorológicas características de períodos de precipitação, a copa saturada de uma árvore isolada se comporta como um bolbo húmido, procedeu-se à monitorização da temperatura das folhas de uma azinheira isolada no período de Março/2005 a Janeiro/2006.

Na mesma árvore onde se realizaram as medições de condutância das folhas, foi instalado um conjunto de 12 termopares tipo-T (5SRTC-TT-T-24-72, OMEGA Engineering LTD., Manchester, UK), fixos sobre a superfície superior das folhas através da aplicação de cola térmica (Figura 3.6). Este método de fixação não causa, em geral, danos imediatos nas folhas embora, ocasionalmente e ao fim de alguns dias, estas se possam apresentar parcialmente secas, obrigando à recolocação dos termopares

noutras folhas. A acção mecânica do vento pode também obrigar à recolocação de termopares que fiquem soltos. Todas as medições afectadas por qualquer um destes problemas foram excluídas da análise realizada.



Figura 3.6 - Termopares utilizados na medição da temperatura das folhas em condições de copado saturado.

Embora o posicionamento dos termopares na copa da azinheira estudada estivesse limitado pela posição das torres de acesso, procurou-se que as folhas monitorizadas representassem as diversas condições características da copa, sendo consideradas folhas das zonas exteriores, mais expostas, e de zonas ensombradas interiores. A estas duas situações correspondem folhas morfologicamente distintas, o que pode ter reflexos no balanço energético, nas propriedades aerodinâmicas e na capacidade de retenção de precipitação das folhas. Seleccionando folhas de diferentes tipos procurou garantir-se que o valor médio das medições de temperatura realizadas pelos vários termopares fosse representativo de toda a copa da árvore.

Os 12 termopares utilizados na medição da temperatura das folhas foram ligados a um *data-logger* CR10X através de um comutador (*multiplexer* AM16/32, Campbell Scientific, Shepshed, UK). A temperatura foi medida a intervalos de 10 segundos e os correspondentes valores médios registados todos os 10 minutos. A temperatura do ar e do bolbo húmido foram medidas na periferia da copa, conforme descrito na secção 3.2.1..

3.2.5. Taxa média de evaporação em copas saturadas de árvores isoladas

A taxa de evaporação (E_c) foi estimada pela equação (3.2), seguindo dois processos distintos: um, considerando a temperatura da superfície da copa (T_s) igual à temperatura do bolbo húmido ($E_c(T_{s,w})$) e, outro, com T_s calculada através da equação (3.3)

$(E_c(T_{s,calc}))$). De acordo com Gash (1979), considerou-se que todas as horas em que a precipitação bruta igualou ou excedeu 0.4 mm^1 representavam períodos em que a saturação das copas era atingida. Assim, os valores médios das taxas de evaporação calculadas para todas as horas em que o critério anterior era satisfeito, correspondem às estimativas das taxas médias de evaporação em condições de saturação das copas ($\bar{E}_c(T_{s,w}), \bar{E}_c(T_{s,calc})$).

Todas as variáveis envolvidas na determinação de E_c foram continuamente monitorizadas na parcela experimental Mitra II-A, de acordo com a descrição apresentada na secção 3.2.1..

3.3. Resultados e discussão

3.3.1. Energia disponível

A quantidade total de energia recebida (Q_c) pela árvore estudada é dominada pela componente recebida pela superfície superior ($Q_{c,3}$) que representa, em média, aproximadamente 72 % de Q_c . A importância desta componente traduz-se na boa relação linear entre Q_c (W) e R_n (W m^{-2}) medida sobre a copa ($Q_c = 62.0R_n + 39.6$, $R^2 = 0.97$) (Figura 3.7.a).

Uma vez que, durante o dia, a radiação líquida depende sobretudo da radiação de curto comprimento de onda, Q_c (W) manifesta também uma forte resposta linear à radiação solar (R_s , W m^{-2}) ($Q_c = 41.8R_s - 1.53 \times 10^3$, $R^2 = 0.95$) (Figura 3.7.b).

A Figura 3.7.a sugere a existência de uma eventual relação de dependência entre Q_c e as condições meteorológicas, com estas a afectarem a taxa de variação de Q_c com R_n . Q_c / R_n é maior sob céu nublado sem precipitação, tornando-se ligeiramente menor, quer em condições de céu limpo, quer durante a ocorrência de precipitação. Contudo, Angelocci et al. (2004) sugerem que diferenças deste tipo poderão constituir apenas uma indicação subtil de que, sob diferentes condições meteorológicas, as relações entre Q_c e R_n não são totalmente lineares. Neste caso, as relações Q_c vs. R_n para diferentes condições meteorológicas traduziriam apenas partes de uma relação não linear mais geral (sigmóide).

¹ Valor correspondente a, pelo menos, duas básculas do udógrafo automático utilizado na medição da precipitação bruta (P_g).

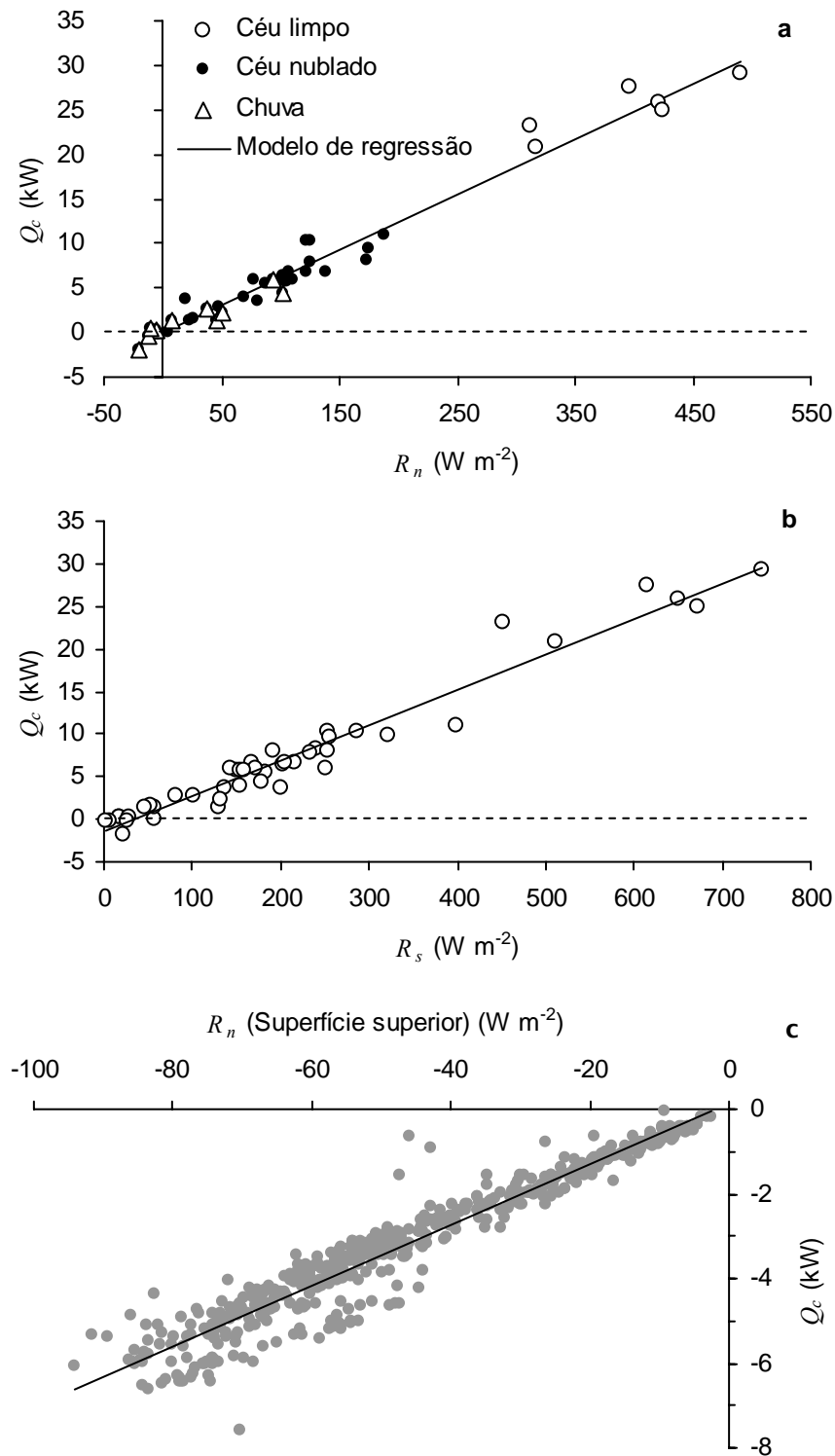


Figura 3.7 - (a) Relação entre a energia radiante total recebida por uma árvore isolada (Q_c) e a radiação líquida medida sobre a copa (R_n) (valores médios para os períodos de medição de Q_c) para diferentes condições meteorológicas. (b) Relação entre Q_c e a radiação solar (R_s) (valores médios para os períodos de medição de Q_c). (c) Relação, para o período noturno, entre Q_c e R_n medida sobre a copa (os valores representados de ambas as variáveis correspondem a médias horárias). Em qualquer das figuras (a), (b) e (c) são também representados os modelos de regressão ajustados aos correspondentes conjuntos completos de observações.

Para um dia compósito de céu nublado e com chuva, compreendendo os períodos entre as 10:00 e as 18:00 h de 03/03/2006 e entre as 08:00 e as 09:00 h do dia seguinte, a Figura 3.8 representa o ciclo de variação diária de R_s , R_n e da razão Q_c/L_A (entre a energia total recebida pela árvore estudada e a respectiva área foliar L_A).

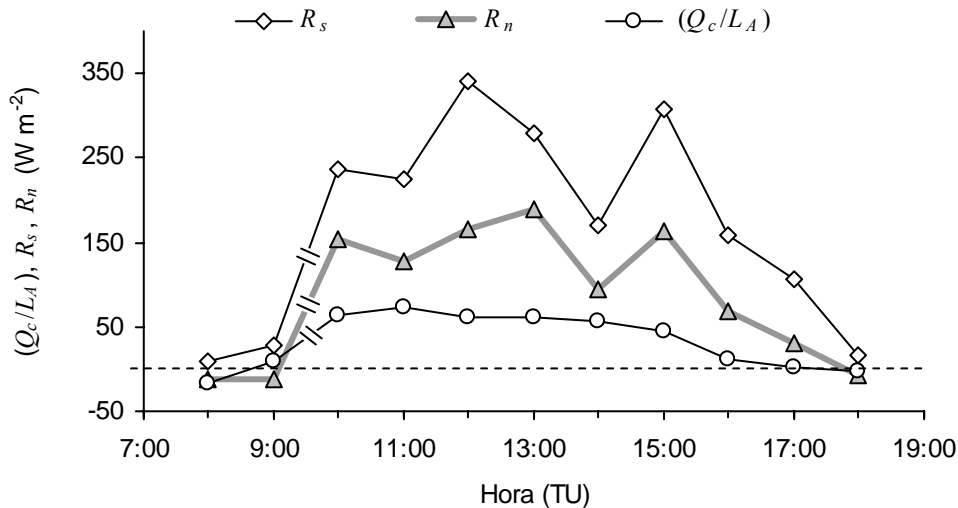


Figura 3.8 - Radiação líquida (R_n), radiação solar (R_s) e razão entre a energia radiante total recebida por uma árvore isolada e a sua área foliar (Q_c/L_A) ao longo de um dia compósito, sob condições de céu nublado/precipitação. As medições foram iniciadas no dia 03/03/2006 e concluídas no dia seguinte. Os valores de R_n e R_s representam médias horárias.

Ao longo de todo este período a copa permaneceu molhada em resultado da ocorrência de precipitação pouco intensa mas contínua. Tanto a radiação solar como a radiação líquida apresentam valores reduzidos, com a variação diária de Q_c/L_A acompanhando o padrão seguido por R_s e R_n , atingindo um máximo da ordem de apenas $75 W m^{-2}$, semelhante ao registado por McNaughton et al. (1992) em medições realizadas em macieira, em condições de céu encoberto.

A radiação de curto comprimento de onda, directa ou difusa, representa, no período diurno, a principal contribuição para R_n (Ross, 1975) dependendo, no entanto, da transparência da atmosfera e da posição aparente do Sol em relação ao ponto de medição (Beer, 1990). Estes aspectos constituem os principais factores responsáveis pela grande variabilidade espacial e temporal que pode afectar a radiação líquida ao longo do dia. Contudo, durante a noite e na ausência de radiação de curto comprimento de onda, R_n torna-se espacialmente homogénea e a sua variação em redor da copa de uma árvore isolada é reduzida (Angelocci et al., 2004). Este efeito foi comprovado por medições realizadas em períodos nocturnos, com os sensores em posições fixas, que mostraram que os fluxos de radiação líquida através das superfícies envolventes lateral e

inferior variaram pouco durante a noite (Figura 3.9.a), sendo praticamente independentes do fluxo de R_n no topo da árvore (Figura 3.9.b).

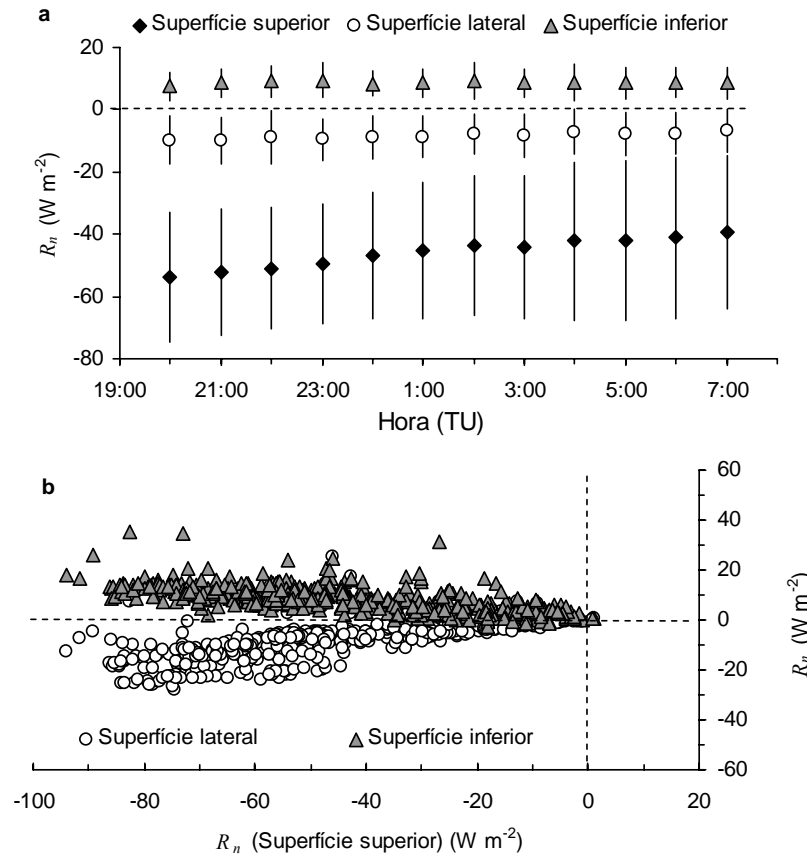


Figura 3.9 - (a) Variação, ao longo da noite, da radiação líquida (R_n) recebida em cada uma das superfícies parciais que envolvem a copa de uma árvore individual (para cada hora, os valores de R_n representados correspondem à média de todas as medições realizadas no período de estudo e as barras verticais aos intervalos $[R_n - s, R_n + s]$, em que s representa o desvio padrão). (b) Relações, para o período noturno, entre a radiação líquida recebida nas superfícies envolventes lateral e inferior e a radiação líquida acima da copa de uma árvore isolada.

Parece assim razoável admitir que as medições realizadas durante o período noturno representam bem os fluxos de R_n em torno da árvore, pelo que foram utilizadas para calcular Q_c durante a noite. Estabeleceu-se então, para o período noturno ($R_s = 0$), uma relação entre Q_c e a radiação líquida sobre o copado ($Q_c = 71.7 R_n + 138.2$, $R^2 = 0.92$) (Figura 3.7.c), tornando possível a estimativa de Q_c sempre que haja medições de R_n . A combinação da equação de regressão que representa aquela relação com a equação obtida para as medições realizadas durante o dia torna possível estimar a energia total recebida pela árvore para um dia completo de acordo com

$$\begin{cases} Q_c = 62.0R_n + 39.6, & R_s > 0 \\ Q_c = 71.7R_n + 138.2, & R_s = 0 \end{cases}$$

Como seria previsível, Q segue um ciclo diário com valores negativos durante a noite e um pico positivo a meio do dia (Figura 3.10). Para todo o período de medição e sob condições de céu nublado e/ou precipitação correspondentes a situações de saturação das copas, o valor médio horário de Q é reduzido (cerca de -7 W m^{-2}), com valores médios para os períodos nocturno e diurno de, respectivamente, -55 W m^{-2} e 40 W m^{-2} .

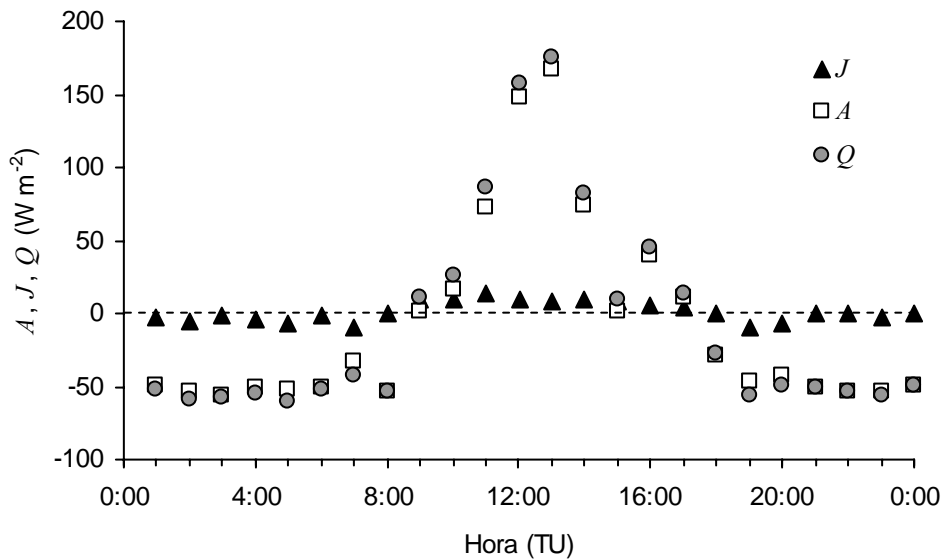


Figura 3.10 - Ciclo diário da energia disponível (A) e das suas componentes Q e J para uma árvore isolada e em períodos de saturação das copas.

Quando calculado também para períodos de saturação das copas, J apresenta-se praticamente constante e muito próximo de zero (-0.10 W m^{-2} em média) representando, portanto, uma diminuta contribuição para A (Figura 3.10), o que é consistente com o anteriormente observado por Smith et al. (1997b), em árvores de cortinas de abrigo no Sahel, ou por Herbst et al. (2008), numa floresta mista de folhosas no Reino Unido.

3.3.2. Condutância aerodinâmica

3.3.2.1. Condutância aerodinâmica das folhas e copa das árvores

Os valores de g_{IH} obtidos através das medições realizadas em condições de campo variaram entre 0.025 e 0.150 m s^{-1} , para velocidades do vento (u) (medidas junto às réplicas) de 0.3 a 4.0 m s^{-1} (Figura 3.11.a).

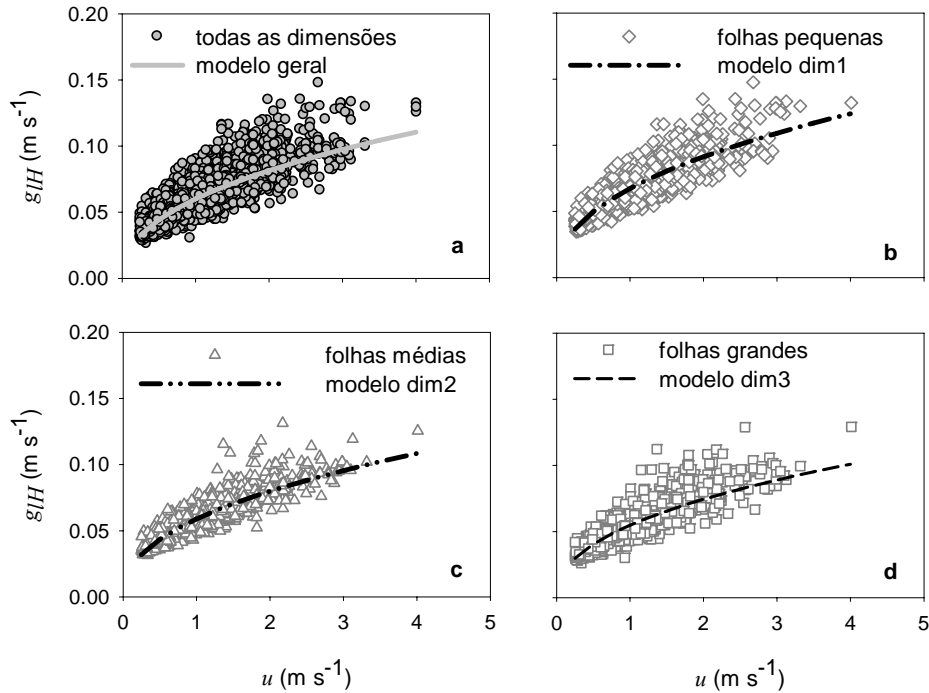


Figura 3.11 - Diagramas de dispersão entre os valores medidos da condutância aerodinâmica das folhas (g_{IH}) e da velocidade do vento (u) para (a) o conjunto completo das medições e para as observações correspondentes às diferentes dimensões das folhas, (b) folhas “de sol”, com menor dimensão, (c) folhas de dimensão intermédia e (d) folhas “de sombra”, de maior dimensão. Para cada conjunto de valores são também representados os respectivos modelos de regressão.

Embora relativamente elevados, os valores medidos de g_{IH} são, no entanto, comparáveis com os observados em folhas de dimensão semelhante (ver, por exemplo, Thorpe e Butler, 1977; Brenner e Jarvis, 1995; Domingo et al., 1996; Smith et al., 1997a; Stokes et al., 2006). Contudo, são consideravelmente mais elevados do que os de folhas de maior dimensão (Thorpe e Butler, 1977; Grace et al., 1980; Daudet et al., 1999; Grantz e Vaughn, 1999; Stokes et al., 2006), sobretudo devido à reduzida espessura da camada limite decorrente da menor dimensão das folhas da azinheira (Grace, 1983). Apesar de alguns estudos anteriores (Landsberg e Thom, 1971; Michaletz e Johnson, 2006) sugerirem que o posicionamento das réplicas no limite exterior da copa poderia contribuir para a observação de valores altos da condutância, os resultados de Chen et al. (1988b) mostraram que o incremento/aumento de g_{IH} causado pela exposição das réplicas à corrente livre do ar, fora do limite da copa, não é significativo. Não parece, portanto, que o procedimento experimental adoptado tenha contribuído para a observação de valores altos de g_{IH} .

Um aspecto característico de inúmeras espécies é a manifestação de dimorfismo entre folhas de diferentes pontos da copa, em particular entre folhas de sol e sombra, com as primeiras em geral de menor dimensão, mais espessas e recortadas do que as

segundas. Estas características reflectem-se nas propriedades da camada limite das folhas, em especial na sua espessura. A eventual influência exercida pela dimensão das folhas sobre g_{IH} foi tida em consideração, dado que as réplicas foram construídas com diferentes dimensões representando situações típicas no que diz respeito à relação tamanho/localização das folhas.

Do mesmo modo, também se procurou avaliar a importância da posição das folhas como factor de influência sobre a condutância, tendo sido analisadas separadamente as medições efectuadas nos períodos em que as réplicas foram posicionadas, quer na horizontal, quer segundo um ângulo de inclinação de cerca de 40°.

Os eventuais efeitos da dimensão e posição das réplicas podem ainda ser condicionados pela direcção do vento. Com efeito, não só a dimensão característica das réplicas varia com a direcção do vento (Grace, 1983), como o efeito da inclinação está dependente do alinhamento das réplicas relativamente ao fluxo de ar incidente (Chen et al., 1988a, b; Schuepp, 1993; Smith et al., 1997a). Assim, no sentido de compreender o eventual papel desempenhado pela direcção do vento nas relações entre condutância e velocidade do vento, as medições foram subdivididas em dois conjuntos, conforme o rumo do vento correspondia aos quadrantes alinhados com o eixo maior (longitudinal) ou com o eixo menor (transversal) das réplicas.

A análise dos efeitos associados a estes três factores – dimensão, posição e alinhamento das réplicas/folhas – foi realizada através do ajustamento de modelos de regressão, quer ao conjunto geral dos dados de condutância, quer a diversos subconjuntos de medições. Uma vez que a relação teórica entre condutância e velocidade do vento é do tipo $g_{IH} = au^b$ (ver 3.2.3.1.), os valores originais das medições foram transformados de modo a permitir o ajustamento de modelos lineares do tipo $\ln(g_{IH}) = \ln(a) + b \ln(u)$. A análise estatística foi realizada seguindo a metodologia descrita por Neter et al. (1996), através do recurso ao programa estatístico R (R Development Core Team, 2008). Esta análise centrou-se na comparação entre um modelo de regressão único para o conjunto geral dos dados (*modelo único*) e um modelo que distingue explicitamente todas as combinações possíveis dos três factores de influência considerados (*modelo diferenciador*).

A aplicação desta metodologia resultou no ajustamento dos modelos apresentados no Quadro 3.1: o *modelo único* foi ajustado ao conjunto completo de medições (Figura

3.11.a), enquanto que o *modelo diferenciador* integra os modelos de regressão ajustados especificamente a cada um dos 12 subgrupos de medições de condutância considerados¹.

Quadro 3.1 - Modelos de regressão ajustados aos valores medidos de condutância da camada limite das folhas expressos em função da velocidade do vento. Os modelos apresentados referem-se aos dados transformados (a sua estrutura é do tipo $\ln(g_{IH}) = \ln(a) + b \ln(u)$). Na coluna “Modelo” são indicados os subconjuntos de valores *a* que correspondem os vários modelos ajustados de acordo com a seguinte chave: 1º algarismo – dimensão das folhas de sol (1), intermédias (2) e de sombra (3); 2º algarismo – posição inclinada (5) ou horizontal (6) das folhas; 3º algarismo – eixo maior das folhas alinhado com a direcção do vento (8) ou perpendicular à direcção do vento (9); o símbolo “*” representa qualquer valor para o factor em causa. Nas duas colunas da direita, representam-se os valores dos coeficientes *a* e *b* para os modelos na sua “forma original”, não logaritmicada.

Modelo	$\ln(a)$	<i>b</i>	R ²	<i>a</i>	<i>b</i>
<i>modelo único</i>	-2.8121	0.441	0.725	0.060	0.441
<i>modelo diferenciador</i>			0.816		
158	-2.7198	0.419		0.066	0.419
159	-2.7075	0.459		0.067	0.459
168	-2.6928	0.372		0.068	0.372
169	-2.6977	0.413		0.067	0.413
258	-2.8732	0.406		0.057	0.406
259	-2.8393	0.471		0.058	0.471
268	-2.8267	0.395		0.059	0.395
269	-2.8233	0.420		0.059	0.420
358	-2.9611	0.416		0.052	0.416
359	-2.9041	0.515		0.055	0.515
368	-2.9242	0.399		0.054	0.399
369	-2.8828	0.463		0.056	0.463
<i>modelo diferenciador para a dimensão</i>			0.807		
1**	-2.6993			0.067	
2**	-2.8326	0.441		0.059	0.441
3**	-2.9043			0.055	

Dado que entre estes dois modelos existem diferenças estatísticas significativas (valor de prova ≈ 0) e sendo os correspondentes valores do coeficiente de determinação (R²) de 0.816 e 0.725, respectivamente para o *modelo diferenciador* e para o *modelo único*, a relação entre $\ln(g_{IH})$ e $\ln(u)$ é mais adequadamente representada pelo *modelo diferenciador*.

Contudo, a utilização de um modelo deste tipo não é fácil, uma vez que obriga à definição de aspectos como a posição ou o alinhamento das folhas relativamente à direcção do vento, para cada classe de dimensão das folhas. Sendo preferível dispor de um modelo mais simples, mas com uma capacidade explicativa comparável, foi testado o ajustamento, para cada dimensão, posição e alinhamento, de um modelo independente dos restantes factores, tendo-se considerado três possibilidades: (i) o estabelecimento de regressões

¹ Estes grupos correspondem às combinações de todos os níveis possíveis para cada um dos três factores considerados: dimensão (folhas de sol, intermédias e de sombra), posição (horizontal ou inclinada) e alinhamento das folhas com a direcção do vento (conforme a direcção do vento coincide com o alinhamento do eixo maior ou menor das réplicas).

lineares completamente distintas para cada nível do factor considerado, (ii) o estabelecimento de regressões com o mesmo declive e de (iii) regressões com a mesma ordenada na origem. Através deste processo, foi possível identificar um submodelo diferenciador com uma capacidade explicativa semelhante à do *modelo diferenciador* original mas bastante mais simples. Com efeito, trata-se do modelo constituído pelo conjunto de rectas de regressão, com o mesmo declive, que representam a relação entre $\ln(g_{IH})$ e $\ln(u)$ para cada uma das dimensões das réplicas utilizadas nas medições e que se designou por *modelo diferenciador para a dimensão* (Quadro 3.1). Embora também significativamente diferentes do ponto de vista estatístico (valor de prova ≈ 0), em resultado do grande número de observações disponível, o *modelo diferenciador* e o *modelo diferenciador para a dimensão* evidenciam uma capacidade explicativa praticamente idêntica (R^2 de 0.816 e 0.807, respectivamente). As curvas ajustadas para o *modelo diferenciador para a dimensão* são apresentadas nas Figuras 3.11.b-d. Os resultados mostram que, independentemente da sua posição ou alinhamento, as folhas de sol apresentam os valores de g_{IH} mais elevados, efeito que resulta sobretudo da sua menor dimensão. A influência limitada que a posição ou o alinhamento das folhas parecem exercer sobre a condutância é confirmada pela similitude dos coeficientes de determinação para ambos os modelos diferenciadores: esta semelhança sugere que a maior parte da variabilidade presente nos valores de $\ln(g_{IH})$ está associada às diferenças de dimensão entre as réplicas. Deste modo, torna-se preferível a utilização do *modelo diferenciador para a dimensão* que apresenta uma maior simplicidade mas uma capacidade explicativa idêntica. Contudo, o escalonamento para toda a árvore da condutância da camada limite das folhas estimada com base no *modelo diferenciador para a dimensão* exigiria o conhecimento da distribuição da área foliar por classes de dimensão. Uma vez que, no âmbito deste estudo, não foi possível conhecer aquela distribuição, a condutância da camada limite das folhas foi simplesmente estimada com base na velocidade do vento, independentemente da dimensão, posição ou alinhamento das folhas, utilizando a relação estabelecida para o conjunto completo de observações ($R^2 = 0.725$; Figura 3.11.a)

$$g_{IH} = 0.06 u^{0.441}.$$

Considerando que as camadas limite das folhas são tipicamente laminares, as condutâncias para a transferência convectiva de energia foram convertidas em condutâncias para o vapor de água através da relação $g_{IV} = 1.08g_{IH}$. Apesar das medições de g_{IH} terem sido realizadas a um único nível na copa devem, ainda assim, representar adequadamente a condutância da maioria das folhas uma vez que, em copas

abertas e expostas, a condutância da camada limite das folhas não sofre em geral grandes variações ao longo da altura da copa (Herbst et al., 2006). Deste modo, a condutância total para a transferência de vapor de água a partir da copa de uma árvore isolada (g_{bV}) foi determinada através da Equação 3.12, expressa como

$$g_{bV} = 0.16u^{0.441}. \quad (3.16)$$

Uma relação análoga para a estimativa de g_{bV} pôde ainda ser obtida com base na aplicação de *fórmulas de engenharia* (ver 3.2.3.1.)

$$g_{bV} = 0.12u^{0.5}. \quad (3.17)$$

Também na aplicação das relações teóricas em que se baseia a expressão (3.17), se admitiu que a camada limite das réplicas/folhas possui um carácter laminar. Esta admissão baseou-se no facto de os valores do número de Reynolds¹ (Re) associados às medições de g_{IH} (Figura 3.12) serem muito inferiores ao valor de $Re = 2 \times 10^4$ que Monteith e Unsworth (2008) implicitamente consideram como susceptível de representar a transição entre os regimes laminar e turbulento do ar. Também os modelos de regressão ajustados às observações realizadas reforçam a ideia de que a camada limite das réplicas é caracteristicamente laminar uma vez que os parâmetros b de todos os modelos ajustados possuem valores próximos de 0.5, correspondente ao valor previsto teoricamente para camadas limite laminares (Monteith e Unsworth, 2008). Deste modo, não só parece adequada a escolha da expressão (3.10) (ver 3.2.3.1.) para representar a relação entre a condutância da camada limite das folhas e a velocidade do vento, como também se justifica a adopção do factor 1.08 na conversão entre g_{IH} e g_{IV} .

A comparação entre as estimativas de g_{bV} dadas pela expressão teórica (3.17) e pela relação experimental (3.16) revelou que o valor médio da razão entre os valores medidos e estimados de g_{bV} é de cerca de 1.3, valor que se enquadra no intervalo de variação usualmente referido para aquela razão: 1.25 – 1.5 (Schuepp, 1993). Se as estimativas de g_{bV} baseadas nas fórmulas de engenharia forem multiplicadas por aquele factor e representadas graficamente em conjunto com o modelo de regressão estabelecido experimentalmente, obtém-se uma concordância quase absoluta entre as duas curvas (Figura 3.13). Este resultado significa que a estimativa da condutância

¹ O número de Reynolds é definido como $Re = lu/\nu$, em que ν representa a viscosidade cinemática do ar ($13.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) (Monteith e Unsworth, 2008). Na caracterização do regime de escoamento do ar na camada limite de uma folha, u representa a velocidade do vento sobre a folha e l a sua dimensão característica.

aerodinâmica da árvore pode ser consideravelmente simplificada através da utilização de um procedimento prático baseado na dimensão característica média das folhas e na velocidade do vento ao nível da copa.

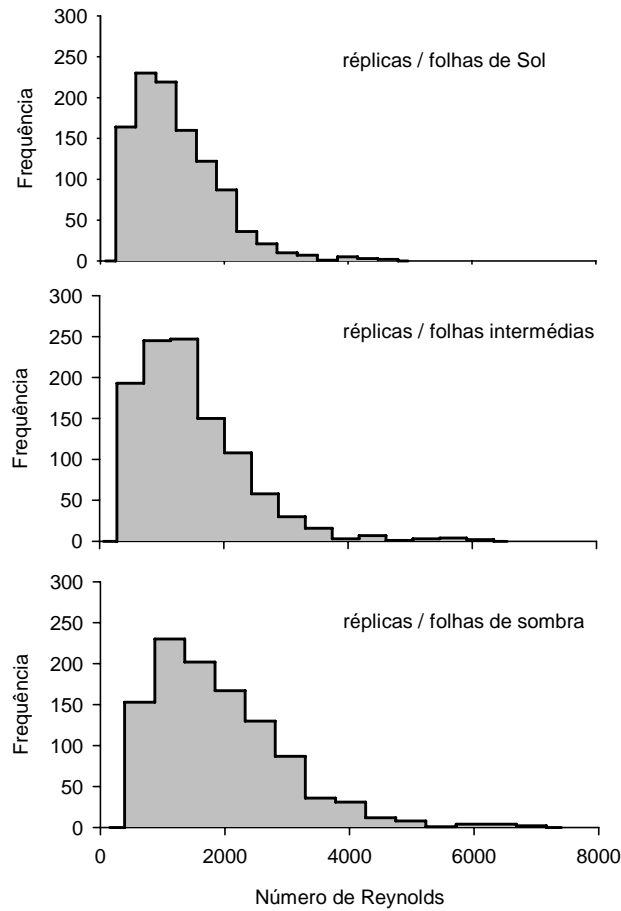


Figura 3.12 - Histogramas de frequências para os valores do número de Reynolds (Re) associados às medições da condutância aerodinâmica das folhas de azinheira através do método das réplicas aquecidas.

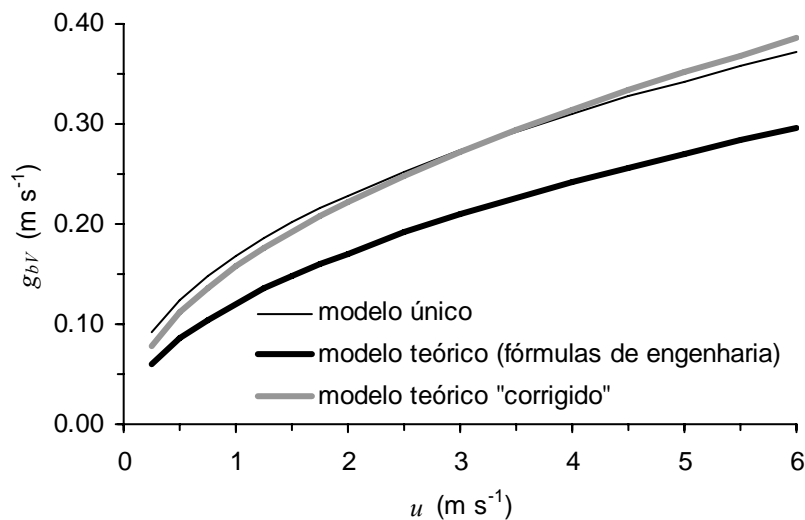


Figura 3.13 - Condutância aerodinâmica da copa para a transferência de vapor de água (g_{bv}) obtida pela relação experimental (linha negra fina), pela fórmula teórica (linha negra) e pela fórmula teórica "corrigida" pelo factor de 1.3 (linha cinzenta).

3.3.2.2. Condutância aerodinâmica do montado

O método do perfil vertical da velocidade do vento foi aplicado ao conjunto de medições realizadas no período compreendido entre Agosto/2004 e Fevereiro/2005. Através deste método, os parâmetros aerodinâmicos d e z_{0M} para o montado da Mitra foram estimados: 6.02 m e 0.47 m, respectivamente.

Para alguns períodos de neutralidade da atmosfera, representam-se, na Figura 3.14, os valores médios da velocidade do vento sobre o copado, a 5 níveis distintos. De modo a evidenciar a existência de perfis verticais logarítmicos da velocidade média do vento (u) naquelas condições, a altura acima do solo é representada numa escala logarítmica, tomando em consideração as características aerodinâmicas do montado.

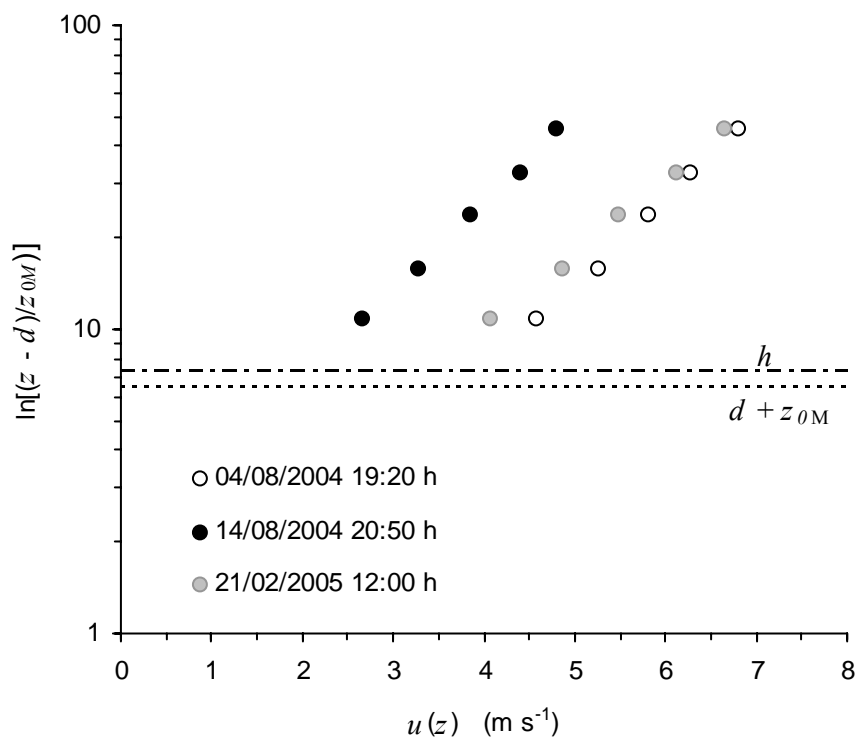


Figura 3.14 - Perfis verticais observados da velocidade do vento em três períodos de neutralidade da atmosfera.

Este tipo de perfis é característico da sub-camada de inércia em condições de neutralidade, sendo então válida a teoria da similaridade de Monin-Obukhov em que se baseia o método do perfil do vento. A aplicação deste método requer, portanto, que os diversos níveis de medição de u se localizem acima da sub-camada rugosa. Nesta sub-camada, a turbulência é directamente condicionada pela vegetação e pelas características individuais dos elementos que a constituem (Brutsaert, 1991). Independentemente da natureza dos mecanismos geradores da turbulência ao nível da sub-camada rugosa, é

consensualmente aceite que esta região se caracteriza pela atenuação dos gradientes verticais das variáveis micrometeorológicas em resultado do incremento da difusão turbulenta (ver, entre outros, Cellier e Brunet, 1992; Mölder et al., 1999). Nestas condições não se estabelecem verdadeiros perfis logarítmicos e as relações fluxo-gradiente, válidas na sub-camada de inércia, não são aqui directamente aplicáveis (ver, por exemplo, Monteith e Unsworth, 2008), tornando inapropriado o emprego do método do perfil vertical da velocidade do vento para a determinação de d e z_{0M} e da equação (3.13) para a determinação de g_{aM} . Deste modo, é crucial que todas as medições micrometeorológicas sejam realizadas suficientemente acima do coberto, fora da sub-camada rugosa. Esta condição, não sendo problemática no caso da vegetação rasteira, é mais difícil de garantir em florestas onde a espessura da sub-camada rugosa se pode estender bastante para além do topo do coberto (ver, por exemplo, Harman e Finnigan, 2008), tornando necessário o conhecimento aproximado daquela espessura. Para o efeito, têm sido seguidas diversas abordagens. As mais simples baseiam-se na determinação da altura do topo da sub-camada rugosa (z_*) como um múltiplo da altura do coberto. No entanto, considerando que as características da turbulência na sub-camada rugosa estão intimamente relacionada com os remoinhos gerados pela perturbação do fluxo do ar em torno dos elementos rugosos do coberto vegetal (as árvores, no caso das florestas), Garratt (1980) sugeriu que a escala de espessura desta sub-camada poderia ser relacionada com a rugosidade do coberto, representada pelo afastamento médio entre os elementos rugosos (δ). Assim sendo, a altura z_* poderá ser expressa em função daquele espaçamento através da relação (z_*/δ) . Contudo, para explicar a turbulência gerada junto ao topo dos cobertos vegetais, Raupach et al. (1996) propuseram um mecanismo baseado na semelhança com o que se passa numa camada de mistura plana, ao nível do ponto de inflexão do perfil vertical da velocidade do vento (Figura 3.15). De acordo com esta abordagem, a escala vertical de dimensão da turbulência ao nível do coberto pode ser estimada com base em $L_s = u_h / (du/dz)$, onde u_h representa a velocidade média do vento à altura h (altura do coberto) e (du/dz) o gradiente da velocidade do vento ao nível da inflexão do perfil vertical de u (Verhoef et al., 1997). Mantendo a analogia com as camadas de mistura, Verhoef et al. (1997) sugerem que a influência da turbulência gerada ao nível do copado se pode estender até uma altura acima do coberto cuja escala é dada por L_s de acordo com $z_* \approx h + cL_s$, em que a constante c tem um valor entre 2 e 3. Verhoef et al. (1997) referem ainda que, não sendo em geral fácil a determinação de L_s e sendo plausível aceitar a proporcionalidade

entre z_{0M} e L_s , a altura z_* pode ser estimada como $z_* \approx h + 15z_{0M}$ (para um valor intermédio de $c = 2.5$ para c e de $L_s \approx 6z_{0M}$).

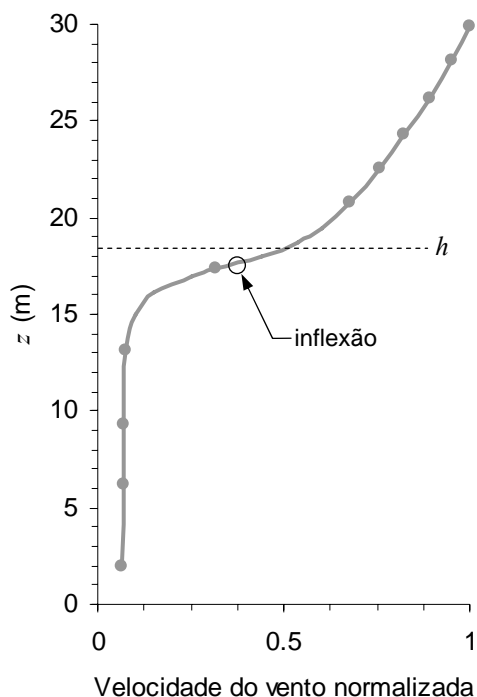


Figura 3.15 - Localização aproximada do ponto de inflexão (identificado pelo círculo aberto) do perfil vertical médio da velocidade do vento observado numa floresta de pinheiro silvestre (Thetford, Norfolk, Reino Unido), em condições de neutralidade atmosférica. Os valores da velocidade do vento aos diferentes níveis foram normalizados pela velocidade do vento medida a 29.93 m. A altura média das árvores $h = 18.5$ m é assinalada através da linha tracejada horizontal (adaptado de De Bruin e Moore, 1985).

A aplicação dos dois critérios anteriormente referidos ao montado em estudo produz resultados completamente distintos: $z_* = 54$ m, com $z_*/\delta = 3.0$ de acordo com Garratt (1980), e $z_* = 14.28$ m, com base na relação $z_* \approx h + 15z_{0M}$ (Verhoef et al., 1997) e para $h = 7.30$ m e $z_{0M} = 0.47$ m. Na tentativa de explicar esta diferença alguns aspectos podem ser explorados. Um desses aspectos consiste no facto de Garratt (1980) ter determinado z_* em condições de instabilidade da atmosfera e, portanto, ter observado um valor de 3.0 para a relação z_*/δ , característico daquelas condições. Considerando que a espessura da sub-camada rugosa pode ser significativamente menor em condições de neutralidade (Chen Fazu e Schwerdtfeger, 1989; Nakamura e Mahrt, 2001; Graefe, 2004), a relação $z_*/\delta = 3.0$ poderá não ser representativa de situações deste tipo, sob as quais z_*/δ terá valores mais reduzidos, dando origem a estimativas de z_* também menores. Admitindo, contudo, que a relação $z_*/\delta = 3.0$ é genericamente válida em povoamentos esparsos do tipo savana, mas tomando agora o afastamento médio entre árvores adjacentes como a distância média entre os limites das copas em lugar da

distância entre troncos, obtemos $z_* = 18$ m, valor já relativamente próximo do obtido através da relação referida por Verhoef et al. (1997). Este resultado parece indicar que o afastamento médio entre árvores, tal como definido por Garratt (1980), poderá não ser o indicador mais adequado da estrutura de rugosidade do coberto. Comparando a savana estudada por Garratt (1980) e o montado da Mitra, ambos os cobertos possuem algumas características morfológicas (h e δ) e aerodinâmicas (d e z_{0M}) semelhantes, mas têm características de rugosidade distintas como as correspondentes densidades de rugosidade (λ_r) (ou índices de área frontal). Este parâmetro é definido por (ver, por exemplo, Raupach, 1994)

$$\lambda_r = \frac{bh}{\delta^2},$$

em que b representa a largura média dos elementos rugosos perpendicularmente à direcção do vento. É, sobretudo, aos valores completamente distintos de b que se devem as diferenças entre λ_r para os dois cobertos: $\lambda_r = 0.04$ no caso da savana ($b = 2$ m; $h = 8$ m; $\delta = 20$ m), e $\lambda_r = 0.27$ no caso do montado ($b \approx 12$ m; $h = 7.3$ m; $\delta \approx 18$ m). Não tendo em consideração estas diferenças, a utilização de um valor constante da razão z_*/δ parece não constituir um processo unívoco para a definição do nível z_* . Ao utilizar a distância média entre os limites das copas na relação z_*/δ estamos implicitamente a ter em conta as diferenças ao nível do parâmetro b . Fazendo este ajustamento, as estimativas de z_* obtidas através da aplicação dos critérios de Garratt (1980) e Verhoef et al. (1997) tornam-se bastante aproximadas.

É ainda interessante notar que para a estimativa de $z_* = 14.28$ m, vem $z_*/h \approx 2$, valor coincidente com o observado em diversos estudos (ver, por exemplo, Cellier e Brunet, 1992; Mölder et al., 1999) e considerado como uma referência plausível para aquela relação (Raupach et al., 1996).

Considerando como correctas as estimativas que atribuem à sub-camada rugosa, em condições de neutralidade da atmosfera, um limite superior entre os 14 e 18 m, as medições realizadas do perfil vertical da velocidade do vento localizam-se, parcial ou mesmo integralmente, já na sub-camada de inércia (ver Figura 3.14), tornando válidos os resultados da estimativa de d e z_{0M} (6.02 m e 0.47 m como referido, respectivamente).

Dadas as dificuldades que se colocam à aplicação do método do perfil vertical da velocidade do vento, ou de outros métodos alternativos, para estimar os parâmetros d e

z_{0M} em diferentes tipos de coberto e situações, é usual o recurso a relações entre d e/ou z_{0M} com diversas propriedades dos cobertos vegetais de fácil avaliação, como a altura média do coberto. Os valores obtidos no presente estudo para a altura de deslocamento do plano de referência e para o comprimento de rugosidade representam, respectivamente, 82 % e 6 % da altura média do montado.

O valor de $d = 0.82h$ enquadra-se no intervalo de valores geralmente observados em florestas, normalmente entre 0.60 e 0.95 da altura média das árvores (Valente, 1999). No entanto, em florestas esparsas a relação d/h tende a ser menor do que em cobertos densos (Brutsaert, 1991), pelo que, neste caso, se poderia esperar que aquela relação tivesse um valor mais reduzido, dada a baixa densidade do montado. De qualquer modo, é interessante notar que o valor de $d/h = 0.82$ coincide com o obtido por Verhoef et al. (1997) através de um processo de optimização visando garantir o melhor ajustamento a um conjunto de resultados experimentais de diferentes tipos de cobertos, incluindo savanas.

Por outro lado, o valor determinado para z_{0M} enquadra-se na franja inferior do intervalo dos resultados obtidos para diversos tipos de florestas (Jarvis et al., 1975; Rauner, 1975; Brutsaert, 1991), sendo comparável, por exemplo, aos obtidos por Garratt (1980) em duas áreas de savana onde z_{0M} tinha valores entre 0.40 e 0.50 m (z_{0M}/h igual a 0.05 e 0.09, respectivamente). No entanto, também no caso da relação z_{0M}/h se constata uma variação significativa, mesmo dentro do mesmo tipo de vegetação (Schaudt, 1998), possivelmente em resultado da forma mais complexa como as características estruturais e de rugosidade da vegetação influenciam aquela relação (Brutsaert, 1991; Monteith e Unsworth, 2008).

Com efeito, para além da altura da vegetação, também outras propriedades dos cobertos (como o espaçamento ou a distribuição vertical da área foliar, por exemplo) influenciam os valores de d e z_{0M} (Brutsaert, 1991). Assim, a estimativa de d e z_{0M} baseada apenas na altura média da vegetação pode não ser o processo mais adequado (Graefe, 2004), com essas estimativas, em especial no caso dos cobertos esparsos, a afastarem-se frequentemente dos valores tomados como referência (Verhoef et al., 1997). Para uma estimativa correcta de d e z_{0M} é sempre preferível a sua determinação experimental, como aconteceu no presente estudo.

Incorporando na equação (3.13) os valores de d e z_{0M} determinados experimentalmente, é possível exprimir a condutância aerodinâmica g_a em função da velocidade média do vento (u), ao nível $z = 27.2$ m, como

$$g_a = 0.0115u . \quad (3.18)$$

Esta expressão fornece valores da condutância aerodinâmica do coberto no intervalo 0.012 a 0.104 m s⁻¹, para velocidades médias do vento entre 1.0 e 9.0 m s⁻¹.

Uma outra função do mesmo tipo pode ainda ser estabelecida a partir da equação (3.15) com base na relação entre a velocidade de fricção e a velocidade do vento (ao nível $z = 27.2$ m):

$$g_a = 0.0124u . \quad (3.19)$$

Apesar de baseadas em relações formalmente equivalentes, as expressões (3.18) e (3.19) foram estabelecidas para conjuntos de dados parcialmente independentes e obtidos através de técnicas distintas. Assim, a semelhança entre aquelas expressões pode ser considerada como uma indicação adicional da validade do método do perfil do vento e das estimativas de d , z_{0M} e g_a neste caso de estudo.

Os valores de g_a do montado dados pelas expressões (3.18) e (3.19) são consideravelmente mais baixos que os da condutância aerodinâmica ao nível da árvore individual (ver equação 3.16, secção 3.3.2.1.), reflectindo a importância em florestas muito esparsas dos extractos herbáceo e/ou arbustivo que preenchem o espaço aberto entre as árvores (ver 3.1.). Estes resultados realçam a necessidade de, nestas condições, se separar a componente arbórea da dos extractos inferiores quando se pretendem avaliar as taxas de evaporação em florestas abertas.

3.3.3. Temperatura da copa durante a ocorrência de precipitação

Do conjunto de medições da temperatura média da copa, relativas a intervalos de 10 minutos, foram seleccionados 353 períodos correspondentes a condições de completo humedecimento da copa, considerados quando a precipitação registada na hora anterior foi de, pelo menos, 0.8 mm. Em todos os períodos de 10 minutos que satisfaziam este critério, a temperatura média da copa ($T_{s,meas}$) foi praticamente coincidente com a temperatura do bolbo húmido (T_w) junto à copa, como ilustram as Figuras 3.16, 3.17 e 3.18 para alguns períodos típicos de precipitação. A Figura 3.16 revela também que na fase inicial de uma chuvada quando a copa não está ainda completamente molhada, ou quando a copa começa a secar após o fim da precipitação, a energia disponível é, em geral, mais elevada. Esta energia extra permite o aquecimento

da copa, aumentando assim a diferença entre $T_{s,meas}$ e T_w . Ao mesmo tempo, a variabilidade associada à temperatura média da copa também aumenta na sequência da secagem parcial da copa em resultado das diferenças de exposição entre as folhas, quer à radiação, quer ao vento (Figura 3.16).

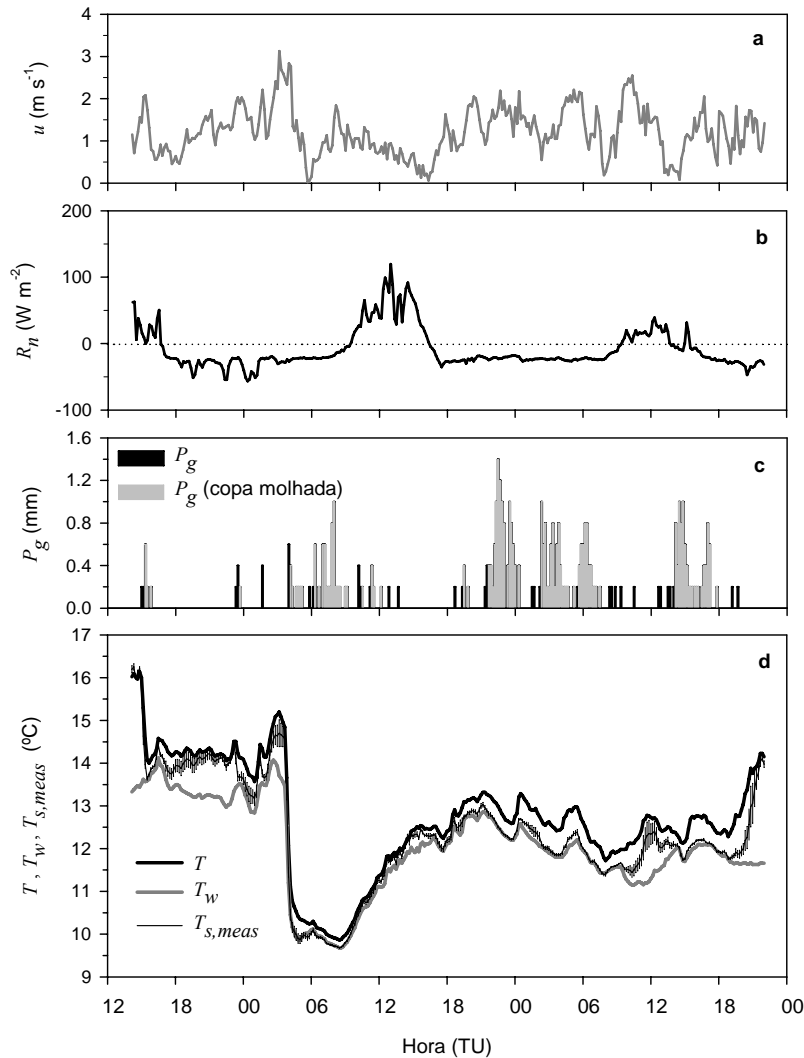


Figura 3.16 - Observações de (a) velocidade do vento (u), (b) radiação líquida (R_n), (c) precipitação bruta (P_g) e (d) temperaturas do ar (T), bolbo húmido (T_w) e superfície da copa ($T_{s,meas}$) realizadas entre os dias 18 e 20/11/2005. Os períodos com precipitação em que se considerou a copa completa e uniformemente molhada são identificados pelas barras de precipitação em cinzento claro. As medições de T , T_w e u foram realizadas junto à copa da árvore estudada, enquanto que R_n foi medida sobre a copa. As barras verticais sobre a linha de $T_{s,meas}$ correspondem aos intervalos $[T_{s,meas} - s, T_{s,meas} + s]$, em que s representa o desvio padrão.

A proximidade entre a temperatura da copa ($T_{s,meas}$) e T_w torna-se mais evidente quando estas temperaturas são comparadas graficamente para todos os períodos em que a copa se encontrava completamente molhada: a relação entre T_w e $T_{s,meas}$ é de, praticamente, 1:1 (Figura 3.19). Considerando que os erros instrumentais estão compreendidos no intervalo ± 0.1 °C (Wright et al., 1992), a diferença média

$\overline{(T_{s,meas} - T_w)} = 0.06 \text{ } ^\circ\text{C}$ é comparável com aqueles erros, encontrando-se mais de 75 % dos valores daquela diferença contidos no intervalo $\pm 0.1 \text{ } ^\circ\text{C}$, como evidencia a Figura 3.20. A proximidade entre a temperatura superficial da copa e T_w é fortemente condicionada pelos valores elevados de g_{bV} que resultam da total e completa exposição da copa à circulação do ar. Esta exposição reduz o efeito de abrigo mútuo que se observa em copados mais densos, permitindo que a água retida na superfície das folhas atinja a temperatura do bolbo húmido.

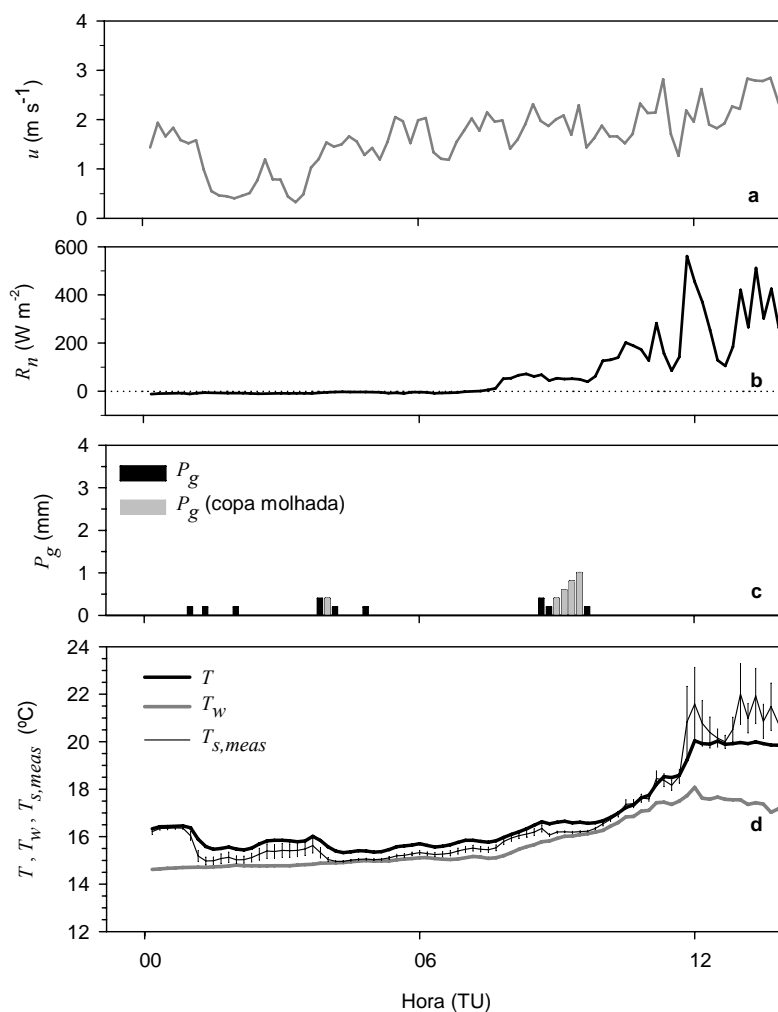


Figura 3.17 - Representação análoga à da Figura 3.16 mas para as observações realizadas no dia 20/11/2005.

Tanto quanto é do nosso conhecimento, este é o primeiro estudo especificamente concebido para medir a temperatura da superfície da copa de uma árvore isolada durante a ocorrência de precipitação. Noutros estudos anteriores, destinados a avaliar directamente a evaporação a partir de folhas, ramos ou árvores artificialmente molhadas, a temperatura superficial foi, porém, igualmente monitorizada. Contudo,

esses estudos foram, em geral, realizados em boas condições de tempo e, portanto, sob níveis elevados de radiação. Apesar desta diferença fundamental, todos esses estudos tendem a confirmar que, quando completamente molhada, a copa de uma árvore apresenta uma temperatura superficial muito próxima da temperatura do bolbo húmido do ar circundante. Por exemplo, Landsberg e Thom (1971), num estudo destinado a determinar os coeficientes de transferência para o vapor de água em condições controladas de um túnel de vento, observaram diferenças muito pequenas entre a temperatura de agulhas e raminhos molhados e a temperatura do bolbo húmido do ar.

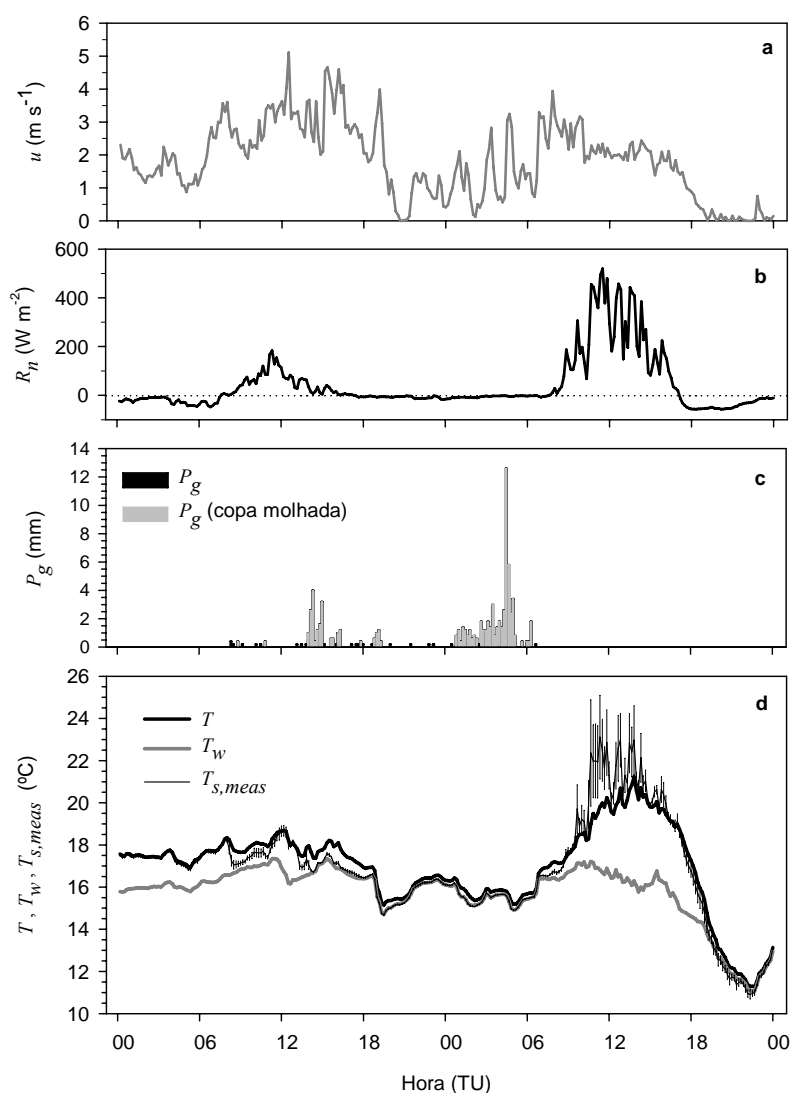


Figura 3.18 - Representação análoga à da Figura 3.16 mas para as observações realizadas nos dias 27 e 28/11/2005.

Num estudo posterior baseado na aplicação do método da árvore suspensa para avaliar directamente a taxa de evaporação a partir de uma árvore individual, Teklehaimanot e Jarvis (1991) referem que a temperatura superficial em toda a copa da árvore não variou mais do que 0.5 °C depois desta ter sido artificialmente molhada. Este

resultado sugere que, quando saturada, a copa de uma árvore isolada possui uma temperatura superficial homogênea, o que é consistente com a suposição feita neste estudo, que a temperatura da copa molhada de uma árvore isolada pode ser considerada como a média da temperatura das folhas individuais. Deve ainda ter-se em atenção que as medições de Teklehaimanot e Jarvis (1991) foram realizadas com tempo seco, presumivelmente com uma energia disponível muito superior à que se observaria durante a ocorrência de precipitação. Deste modo, o valor máximo de 0.5 °C para a diferença de temperatura entre diferentes pontos da copa não seria provavelmente atingido se as medições tivessem decorrido durante a ocorrência de precipitação.

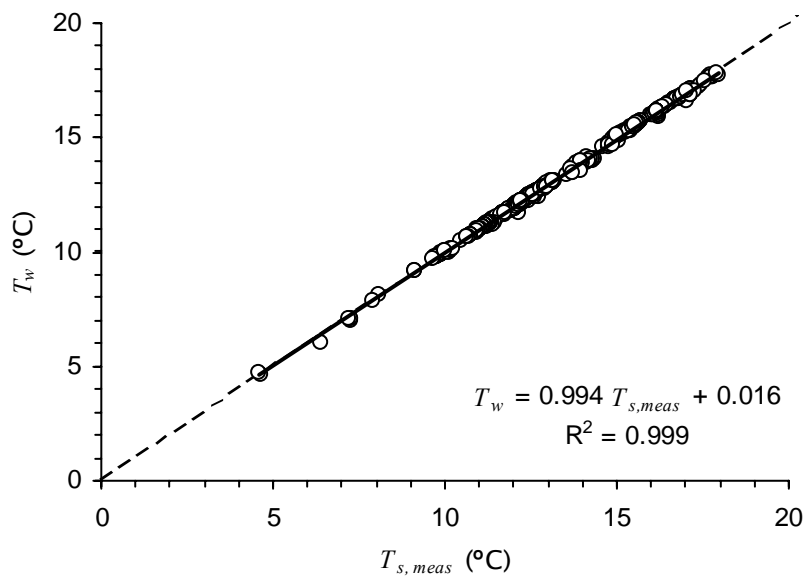


Figura 3.19 - Diagrama de dispersão entre os valores da temperatura superficial da copa ($T_{s,meas}$), medida experimentalmente, e os valores da temperatura do bolbo húmido (T_w) para os períodos em que a copa se encontrava completamente molhada. A linha a tracejado representa a relação 1:1 entre as duas temperaturas, enquanto que a linha a cheio representa o modelo de regressão ajustado aos dados.

No âmbito de um estudo sobre a condutância aerodinâmica em cortinas de abrigo, Smith et al. (1997a) observaram também uma queda acentuada da temperatura superficial de árvores molhadas artificialmente, embora esta temperatura tenha permanecido sempre acima de T_w em cerca de 1.5 a 3.0 °C. No entanto, estas experiências foram realizadas na região do Sahel, sob níveis elevados de radiação. Nestas condições, a contribuição da radiação para o aquecimento das copas torna-se significativa e, de acordo com a equação (3.3), a temperatura superficial deve permanecer acima de T_w . Utilizando aquela equação, foi possível simular os resultados de Smith et al. (1997a). Assumindo, de acordo com Smith et al. (1997b), $A = R_n \in [1700, 2000]$ W m⁻¹ e, com base em Smith et al. (1997a), $u \in [2.0, 3.5]$ m s⁻¹ e as temperaturas do ar e do bolbo húmido iguais a 35 e 24 °C, respectivamente, obtiveram-

se valores de $T_{s,calc}$ através da equação (3.3) no intervalo 25.7 – 27.2 °C, ou seja, 1.7 – 3.2 °C acima de T_w , de acordo, portanto, com as observações de Smith et al. (1997a).

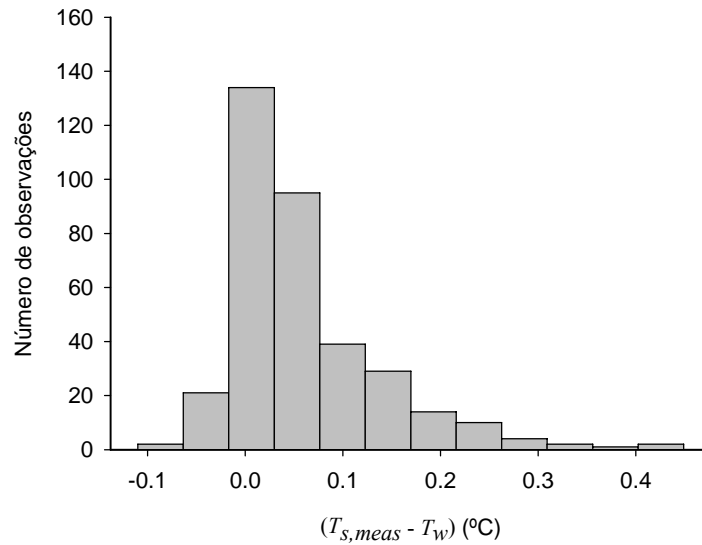


Figura 3.20 - Distribuição de frequências para a diferença entre a temperatura superficial da copa medida experimentalmente ($T_{s,meas}$) e a temperatura do bolbo húmido (T_w).

A validade da equação (3.3) para estimar a temperatura superficial da copa foi ainda confirmada através da representação gráfica de $T_{s,calc}$ vs. $T_{s,meas}$ (Figura 3.21), em períodos caracterizados pela completa saturação das copas e com $T_{s,calc}$ estimada considerando A e g_{bV} (calculadas conforme descrito nas secções 3.2.2. e 3.2.3.1., respectivamente).

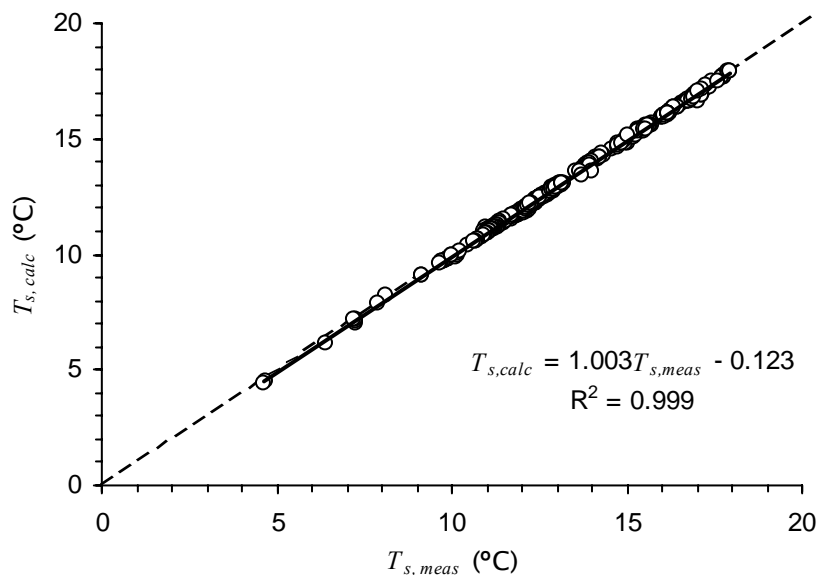


Figura 3.21 - Diagrama de dispersão, para os períodos em que a copa se encontrava completamente molhada, entre os valores da temperatura superficial da copa calculada através da equação (3.3) ($T_{s,calc}$) e medida experimentalmente ($T_{s,meas}$). A linha a tracejado representa a relação 1:1 entre as duas temperaturas, enquanto que a linha a cheio representa o modelo de regressão ajustado aos dados.

A Figura 3.21 revela a boa correspondência entre ambas as temperaturas, evidenciando a adequação da equação (3.3) para estimar a temperatura superficial da vegetação molhada, mesmo quando a energia disponível é reduzida. Como ilustra a Figura 3.8 e de acordo com o referido em 3.3.1., estas condições verificam-se tipicamente durante a ocorrência de precipitação. Assim, o emprego da equação (3.3) para estimar a temperatura superficial das copas molhadas parece adequado, independentemente do nível de radiação.

3.3.4. Taxa média de evaporação a partir da copa saturada de árvores isoladas

Conforme já referido, as taxas de evaporação a partir das copas molhadas das árvores foram calculadas através da equação (3.2), a partir da temperatura da superfície (T_s) e da condutância aerodinâmica da copa (g_{bv} , equação (3.16)).

A taxa média de evaporação a partir das copas molhadas (\bar{E}_c) foi estimada em 0.27 mm h⁻¹ ou 0.30 mm h⁻¹, conforme a temperatura da superfície das copas molhadas foi considerada igual à temperatura do bolbo húmido ($\bar{E}_c(T_{s,w})$) ou calculada pela equação (3.3) ($\bar{E}_c(T_{s,calc})$), respectivamente. Estas taxas de evaporação enquadram-se no intervalo de valores usualmente referidos para \bar{E}_c (ver, por exemplo, Rutter et al., 1971; Lloyd et al., 1988; Lankreijer et al., 1993; Gash et al., 1995; Valente et al., 1997), que normalmente são bastante conservativos em florestas, independentemente do tipo de clima considerado (David et al., 2005).

Dado que a energia disponível em períodos de precipitação é geralmente reduzida, a grande semelhança entre ambas as estimativas de \bar{E}_c não é surpreendente. Na verdade, a pequena diferença entre elas constitui uma indicação de que a taxa de evaporação a partir da copa saturada de árvores isoladas pode ser correctamente estimada considerando a aproximação $T_s \approx T_w$, sem necessidade de recorrer à utilização do método que contabiliza a energia disponível, mais complexo e exigente quanto à informação necessária para a sua aplicação.

O método usado no cálculo de \bar{E}_c é, de resto, idêntico ao modelo de Penman-Monteith se este fosse aplicado ao nível da árvore, isto é, considerando a condutância aerodinâmica da copa e as variáveis meteorológicas medidas junto à copa.

A metodologia seguida para a estimativa da taxa de evaporação da precipitação interceptada por árvores isoladas constitui, no entanto e tanto quanto é do nosso conhecimento, uma abordagem inteiramente nova na estimativa de E , tendo sido aplicada pela primeira vez no presente estudo. Contudo, deve notar-se que a estimativa da evaporação através do emprego de uma equação do tipo da equação (3.2), baseada na temperatura superficial da vegetação, era já implicitamente considerada no trabalho inicial de Rutter et al. (1971) como primeira alternativa para proceder àquela estimativa. Contudo, e face à dificuldade em determinar T_s , muitos dos estudos subsequentes optaram antes pela utilização generalizada da equação de Penman-Monteith que excluí explicitamente aquela temperatura. A equação de Penman-Monteith é, no entanto, mais exigente não só em relação às condições de aplicabilidade, como também no que se refere ao conjunto de dados, em especial de radiação, necessário à sua aplicação.

A validação das estimativas de \bar{E}_c obtidas neste estudo é feita na segunda parte deste trabalho (Capítulo 4), através da sua incorporação num modelo de intercepção da precipitação, testado com sucesso por comparação com dois conjuntos de medições experimentais.

Modelação da intercepção em montados muito esparsos: abordagem ao nível da árvore individual

A perda por intercepção é usualmente avaliada como a diferença entre a precipitação bruta (P_g) e a precipitação sob-coberto (T_f), isto é a diferença entre duas grandes quantidades. Deste modo, só é possível obter estimativas rigorosas da perda por intercepção se P_g e T_f forem medidas com exactidão. Contudo, a medição rigorosa destas variáveis é frequentemente problemática, sendo necessários complexos processos e dispositivos de medição, cuidadosamente planeados (para uma breve revisão sobre a medição da intercepção, ver, por exemplo, David et al., 2005). Estes aspectos dificultam a implementação de rotinas simples de quantificação da perda por intercepção em todos os casos em que é importante a sua avaliação. O recurso à modelação da intercepção surge como uma forma de ultrapassar estas dificuldades, tornando possível a extrapolação, tanto no espaço como no tempo, dos resultados da quantificação experimental do processo.

Para além de poderem ser utilizados de forma independente, os modelos de intercepção podem ser também integrados, por exemplo, em modelos hidrológicos mais abrangentes ou em modelos de circulação geral, ao nível das rotinas de modelação da interacção solo-vegetação-atmosfera (Muzylo et al., 2009).

Os modelos mais iniciais da intercepção possuíam um carácter essencialmente empírico, normalmente baseado no estabelecimento de relações simples entre a perda por intercepção e a precipitação bruta. A generalidade destas relações correspondia a modelos de regressão linear entre aquelas duas variáveis, embora, nalguns casos, a intercepção fosse simplesmente expressa como uma percentagem da precipitação bruta. Zink (1967) efectuou uma revisão de estudos de intercepção realizados nos Estados Unidos, apresentando vários exemplos de relações empíricas deste tipo estabelecidas para uma grande diversidade de situações. No estabelecimento destas relações, os modelos iniciais privilegiaram o uso da quantidade de precipitação em detrimento de outras variáveis que, de alguma forma, poderiam representar as condições climáticas

locais (Gash, 1979), como é o caso da intensidade e duração da precipitação e do intervalo de tempo entre chuvadas. Também as características estruturais da vegetação que condicionam a perda por intercepção eram, em geral, ignoradas. Assim, a utilização de qualquer modelo deste tipo ficava restringida a locais com vegetação e regime de precipitação idênticos (Aston, 1979; Gash et al., 1980), fornecendo resultados aceitáveis apenas quando utilizado em longos períodos de tempo (Gash et al., 1980). Estas limitações tornaram necessário o desenvolvimento de modelos alternativos, baseados nos mecanismos físicos envolvidos no processo de intercepção da precipitação. Contrastando com a abordagem empírica inicial, os modelos de base física possuem um suporte teórico sólido associado a uma estrutura conceptual bem definida, o que lhes confere uma aplicabilidade muito mais geral e versátil. Ao procurar descrever de forma fisicamente realística a intercepção da precipitação, estes modelos têm também contribuído para a melhor compreensão do funcionamento deste processo hidrológico.

O primeiro modelo deste tipo foi desenvolvido por Rutter et al. (1971; 1975) para descrever a intercepção em florestas (ver 3.1.). De acordo com a estrutura conceptual deste modelo, a quantidade de água retida no copado em cada instante resulta do balanço contínuo entre a precipitação interceptada pelas copas e a água que o copado perde por drenagem e por evaporação (Figura 4.1).

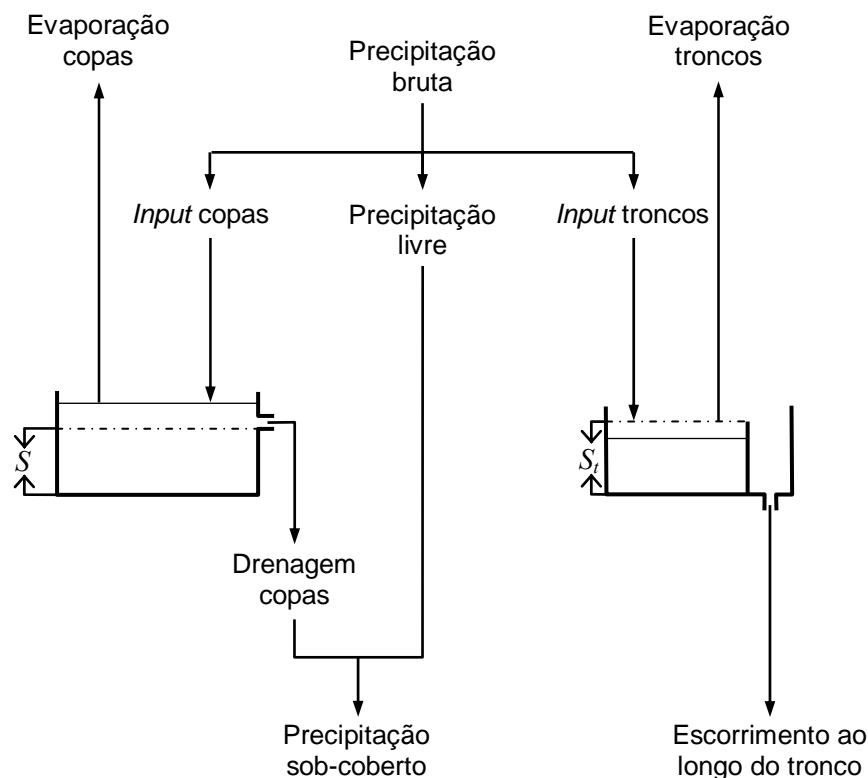


Figura 4.1 – Estrutura conceptual do modelo original de Rutter. S e S_t representam a capacidade de armazenamento das copas e troncos, respectivamente (adaptado de Valente et al., 1997).

Uma vez que o cálculo do balanço dinâmico da água retida no copado é feito a curtos intervalos de tempo, o volume de informação necessária para a operação do modelo é grande, o que constitui a principal desvantagem à sua aplicação. Procurando criar uma alternativa mais simples, Gash (1979) desenvolveu um modelo analítico para a interceptação, baseado numa análise ao nível das chuvadas individuais. Para o efeito, Gash (1979) combinou algumas características simples dos modelos empíricos de regressão com a estrutura conceptual do modelo de Rutter. O modelo analítico de Gash é menos exigente quanto ao volume de dados de entrada: requer os mesmos parâmetros utilizados pelo modelo de Rutter, mas exige apenas observações de precipitação por chuvada e valores médios da intensidade de precipitação e da taxa de evaporação para todo o período modelado.

Nas suas versões originais, ambos os modelos assumem que os reservatórios “copas” e “troncos” ocupam extensivamente toda a área de terreno. Deste modo, tanto o modelo de Rutter, como o modelo analítico de Gash, tenderão a sobreavaliar a perda por interceptação em cobertos florestais esparsos uma vez que, neste tipo de florestas, a área efectiva a partir da qual ocorre a evaporação da precipitação interceptada pode ser substancialmente reduzida (ver 3.1.). Ambos os modelos foram, assim, reformulados de modo a permitir a sua utilização também em florestas esparsas e, simultaneamente, corrigir algumas falhas conceptuais das versões originais (ver Gash et al., 1995; Valente et al., 1997). A principal alteração então introduzida consistiu em separar a área coberta pelas árvores da área correspondente ao espaço livre entre as copas (ver 3.1.). Na Figura 4.2 é representada a estrutura da versão esparsa do modelo de Rutter de acordo com a reformulação proposta por Valente et al. (1997).

Dado que as versões esparsas destes modelos são conceptualmente mais rigorosas, a sua utilização é preferível, mesmo no caso das florestas mais densas onde as versões esparsas se reduzem às versões originais (Valente et al., 1997).

No entanto, a aplicação convencional destes modelos (mesmo as versões esparsas) é problemática no caso de árvores isoladas ou muito espaçadas, como acontece nos montados. Nestas condições será provavelmente preferível formular a modelação à escala da árvore individual e não ao nível do povoamento, como é tradicional (ver Capítulo 1). O escalonamento da modelação ao nível da árvore para a floresta poderá ser feito considerando o povoamento de árvores espaçadas como um somatório de indivíduos. No presente trabalho é apresentada uma nova metodologia de modelação da interceptação deste tipo, assim como a sua validação para o caso de montados de azinheiras do Sul de Portugal.

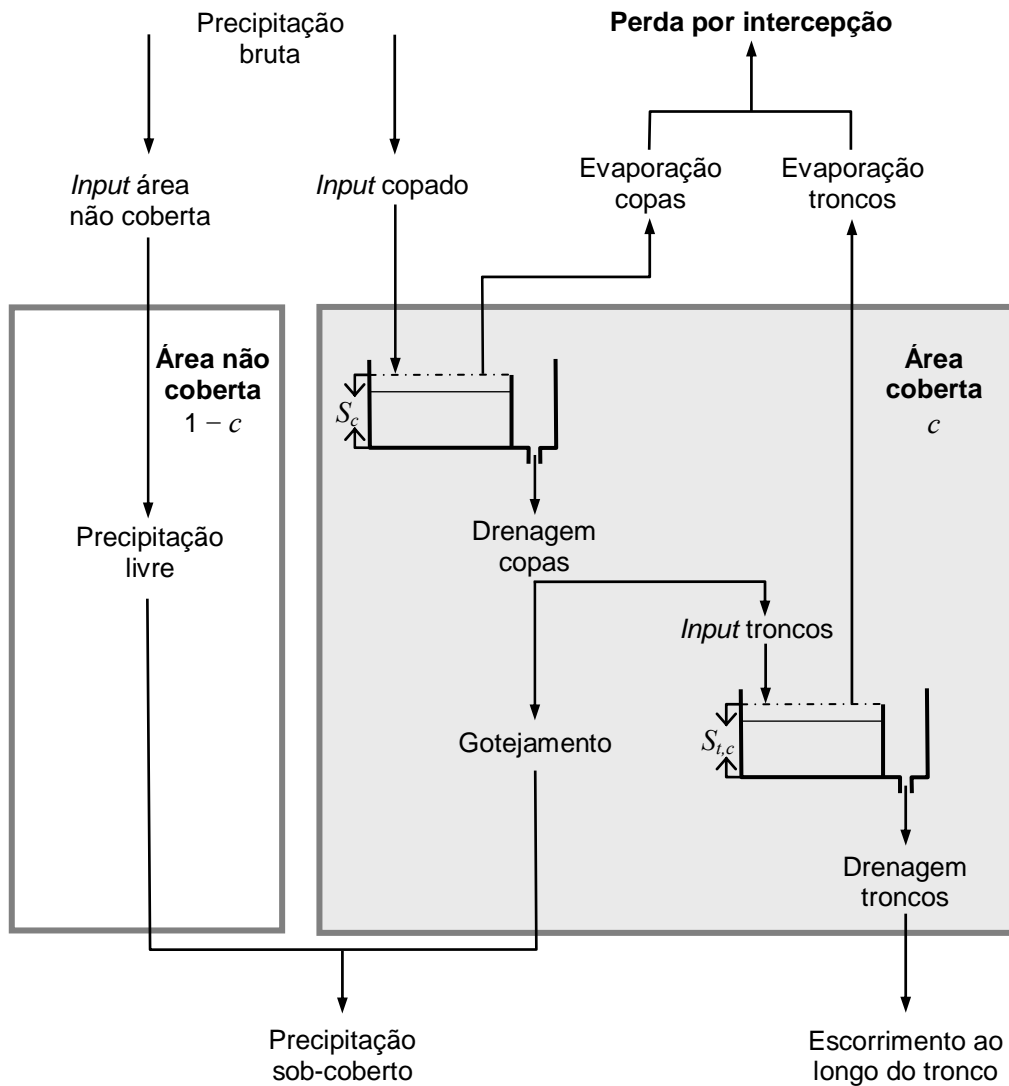


Figura 4.2 - Estrutura da versão esparsa do modelo de Rutter. S e S_t representam, respectivamente, a capacidade de armazenamento das copas e troncos e c o grau de cobertura das copas (adaptado de Valente et al., 1997).

4.1. O modelo analítico de Gash

4.1.1. Descrição geral do modelo

Embora retendo alguma da simplicidade dos modelos empíricos de regressão, o modelo analítico de Gash (1979) partilha a mesma organização conceptual básica do modelo de Rutter, segundo a qual as copas e troncos funcionam como reservatórios da precipitação que as árvores interceptam, sendo a quantidade de água retida no copado (C) determinada pela precipitação interceptada pelas copas e pela depleção resultante da drenagem (D) e da evaporação (E). Do mesmo modo, o armazenamento de água nos

troncos (C_t) é determinado pela parte da precipitação que os troncos recebem e pela evaporação (E_t) e escoamento (S_t) que ocorrem nas suas superfícies. A taxa de evaporação a partir dos troncos saturados é expressa como uma proporção constante (ε) da taxa máxima a que a água se evapora do copado (E_p) igualmente em condições de saturação, ou seja, $E_t = \varepsilon E_p$. Sempre que as copas ou os troncos não se encontram saturados, as respectivas taxas de evaporação são reduzidas proporcionalmente a C/S ou a C_t/S_t , em que S e S_t são as capacidades máximas de armazenamento das copas e troncos, respectivamente.

Contudo, no estabelecimento do modelo analítico, Gash (1979) teve de admitir algumas simplificações. A principal admissão em que este modelo se baseia é a de que o verdadeiro padrão da precipitação pode ser adequadamente representado por um conjunto de chuvadas individuais, cada uma abrangendo três fases distintas: uma fase inicial de humedecimento da copa que se estende desde o início da precipitação até ao momento em que a copa fica saturada; um período em que a copa se encontra completamente saturada e, por fim, a fase de secagem da copa que se inicia com o fim da precipitação, terminando quando a copa e os troncos ficam completamente enxutos (Gash, 1979). É também admitido que, entre duas chuvadas sucessivas, decorre um período de tempo suficiente para que as copas e troncos possam secar. O modelo assume ainda que as condições meteorológicas são idênticas para as duas fases iniciais, podendo ser caracterizadas pelos valores médios da intensidade da precipitação (\bar{R}) e da taxa de evaporação (\bar{E}) em condições de saturação das copas.

Para a aplicação do modelo, \bar{R} e \bar{E} são previamente calculadas para todo o período de simulação e depois aplicadas generalizadamente a todas as chuvadas individuais. A determinação destas taxas requer, contudo, a identificação dos períodos em que o copado se encontra saturado admitindo-se, de acordo com o procedimento seguido por Gash (1979), que a saturação das copas ocorre sempre que a precipitação horária é superior a um dado valor limiar. São também necessários valores apropriados dos parâmetros que caracterizam a estrutura da vegetação: a capacidade de armazenamento das copas (S) que representa a quantidade mínima de água necessária para, na ausência de vento, cobrir uniforme e completamente toda a superfície da vegetação (ver David et al., 2005), o coeficiente de precipitação livre sob-coberto (p) que determina a quantidade de precipitação que atinge directamente o solo sem interagir

com o copado, a capacidade de armazenamento dos troncos (S_t) e a proporção de precipitação que os troncos recebem (p_t).

Embora não seja estritamente necessário, o modelo analítico de Gash é usualmente aplicado numa base diária, admitindo que a cada dia com precipitação corresponde uma única chuvada (Gash, 1979), evitando-se, assim, a definição subjectiva do que constitui uma chuvada. Partindo das simplificações e admissões descritas, o modelo adopta um procedimento baseado na integração analítica da perda total por evaporação da precipitação interceptada substituindo, para o efeito, as taxas efectivas de precipitação e evaporação aplicáveis a cada chuvada pelas taxas médias \bar{R} e \bar{E} .

A reformulação deste modelo tendo em vista a sua aplicação a florestas esparsas foi realizada por Gash et al. (1995), tendo sido posteriormente complementada com as alterações introduzidas por Valente et al. (1997) e que asseguraram a sua consistência com o modelo esparso de Rutter proposto por estes mesmos autores. A representação conceptual do processo de intercepção adoptada pelas versões reformuladas dos modelos de Rutter e Gash é idêntica à estrutura básica das versões originais, embora estabelecendo a separação entre a área ocupada pelas copas e o espaço livre entre elas. De acordo com esta separação, também os cálculos são realizados separadamente para a área de coberto (c) e para o espaço aberto entre as árvores ($1-c$). Nas suas versões reformuladas, os modelos consideram que a intensidade da precipitação bruta (R) é a mesma para estas duas subáreas. O mesmo não acontece com a taxa de evaporação que se assume igual a zero para a área não coberta enquanto que, para a área de coberto e em condições de saturação das copas e troncos, tem um valor máximo (E_p) usualmente estimado através da equação de Penman-Monteith considerando nula a resistência do coberto (Rutter et al., 1971; Valente et al., 1997). Tendo em conta que a taxa a que se evapora a água retida nos troncos é εE_p , a taxa de evaporação a partir das copas é, nas novas formulações, igual a $(1-\varepsilon)E_p$. Os parâmetros de armazenamento originais (S e S_t) foram redefinidos como $S_c = S/c$ e $S_{t,c} = S_t/c$ (ver 3.1.) de modo a representarem agora a capacidade de armazenamento das copas e troncos relativamente à área de coberto (c). Tal como anteriormente referido, o índice c é aplicado a qualquer parâmetro, variável ou função referenciado a esta área. Também a descrição do processo de intercepção ao nível dos troncos foi revista, considerando-se, nas versões esparsas, que o *input* de água para este reservatório provém apenas da drenagem das copas (D_c) depois de estas atingirem a saturação, não ocorrendo, assim, intercepção directa da precipitação pelos troncos como admitia o modelo original de Rutter. A quantidade de

água que é canalizada para os troncos é determinada pelo novo parâmetro p_d que estabelece a repartição da água drenada a partir da copa entre *input* para os troncos ($p_d D_c$) e gotejamento para o solo ($(1-p_d)D_c$).

No Quadro 4.1 são apresentadas as equações para o cálculo dos valores totais da perda por interceptação, do escoamento ao longo dos troncos e da precipitação sob-coberto através da versão esparsa do modelo analítico de Gash, de acordo com o proposto por Valente et al. (1997).

Quadro 4.1 - Componentes do processo de interceptação de acordo com a versão esparsa do modelo analítico de Gash (adaptado de Valente et al., 1997).

Componente da interceptação	Formulação	
Precipitação bruta necessária para saturar o copado (P_g')	$-\frac{\bar{R}}{(1-\varepsilon)\bar{E}_c} \frac{S_t}{c} \ln \left(1 - \frac{(1-\varepsilon)\bar{E}_c}{\bar{R}} \right)$	
Precipitação bruta necessária para saturar os troncos (P_g'')	$\frac{\bar{R}}{\bar{R} - (1-\varepsilon)\bar{E}_c} \frac{S_t}{c p_d} + P_g'$	
Perda por interceptação do copado:	para m pequenas chuvas insuficientes para saturar o copado ($P_g < P_g'$)	$c \sum_{j=1}^m P_{g,j}$
	para n chuvas capazes de saturar o copado ($P_g \geq P_g'$)	$c \left[n P_g' + \frac{(1-\varepsilon)\bar{E}_c}{\bar{R}} \sum_{j=1}^n (P_{g,j} - P_g') \right]$
Perda por interceptação dos troncos:	para q chuvas capazes de saturar os troncos ($P_g \geq P_g''$)	$q S_t$
	para $(n-q)$ chuvas insuficientes para saturar os troncos ($P_g' \leq P_g < P_g''$)	$c p_d \left[1 - \frac{(1-\varepsilon)\bar{E}_c}{\bar{R}} \right] \sum_{j=1}^{n-q} (P_{g,j} - P_g')$
Escoamento ao longo dos troncos	$c p_d \left[1 - \frac{(1-\varepsilon)\bar{E}_c}{\bar{R}} \right] \sum_{j=1}^q (P_{g,j} - P_g') - q S_t$	
Precipitação sob-coberto	$(1-c) \sum_{j=1}^{m+n} P_{g,j} + (1-p_d) c \left[1 - \frac{(1-\varepsilon)\bar{E}_c}{\bar{R}} \right] \sum_{j=1}^n (P_{g,j} - P_g')$	

Embora, segundo esta formulação, as estimativas das componentes da interceptação sejam referentes apenas à área de coberto, os valores finais são expressos em termos de área total de terreno, tal como acontecia na versão original.

4.1.2. Estimativa dos parâmetros

Tal como referido anteriormente, para a aplicação da versão esparsa do modelo analítico de Gash é necessária a determinação prévia dos parâmetros caracterizadores da estrutura do coberto: c , S , S_i e p_d .

Percentagem da área de coberto

A percentagem da área de coberto (c) pode ser determinada através de técnicas de detecção remota, recorrendo à análise de fotografias aéreas e imagens de satélite (ver, por exemplo, Carreiras et al., 2006). Outras técnicas, baseadas em medições de campo, têm igualmente sido utilizadas para o efeito (Korhonen et al., 2006), incluindo o emprego de anascópios, ceptómetros ou câmaras fotográficas.

Quando não é possível a aplicação deste tipo de técnicas para a determinação de c , este parâmetro pode ser estimado a partir do coeficiente de precipitação livre sob-coberto (p) como $c = (1 - p)$ (ver Herbst et al., 2008). Neste caso, p tem que ser previamente estimado, podendo utilizar-se então um processo simples em que este parâmetro é determinado como o declive de uma recta de uma regressão, com ordenada na origem nula, entre a precipitação sob-coberto e a precipitação bruta, para um conjunto de pequenas chuvadas cuja quantidade de precipitação é insuficiente para saturar as copas. Outros procedimentos mais elaborados podem ainda ser utilizados para a estimativa de p como é o caso do método descrito por Link et al. (2004), que permite ainda estimar a quantidade de precipitação necessária para saturar o copado e da sua capacidade de armazenamento.

Capacidade de armazenamento da copa

Para estimar a capacidade de armazenamento das copas é usualmente utilizado o método proposto por Leyton et al. (1967) ou alguma das suas variantes. Em geral, este método é aplicado de modo a estimar a capacidade de armazenamento como o valor

simétrico da ordenada na origem de uma recta de regressão, com um declive pré-estabelecido, entre a precipitação sob-coberto e a precipitação bruta, considerando, para o efeito, apenas as chuvadas em que a perda por intercepção é mínima. Uma vez que a escolha destas chuvadas é arbitrária, a aplicação deste método envolve sempre alguma subjectividade. No caso de florestas em que a variabilidade espacial da precipitação sob-coberto é grande, como acontece no caso das árvores isoladas (King e Harrinson, 1998; Gómez et al., 2002; David et al., 2006), a aplicação deste método torna-se ainda mais vaga e subjectiva (Lloyd et al., 1988). No âmbito do presente estudo, foi desenvolvida uma nova metodologia para a estimativa de S , baseada no trabalho anterior de Lloyd et al. (1988) e, de algum modo, semelhante ao “método médio” descrito por Klassen et al. (1998) considerando, no entanto, a perda evaporativa durante a fase de humedecimento de cada chuvada. Esta metodologia utiliza informação de um grande número de chuvadas, é menos sensível à variação espacial da precipitação sob-coberto e é conceptualmente consistente com a formulação da versão esparsa do modelo analítico de Gash.

Considerando então uma floresta esparsa e de acordo com as versões revistas dos modelos de Rutter e de Gash (Valente et al., 1997), para qualquer chuvada que sature completamente as copas e troncos, a precipitação bruta (P_g), a precipitação sob-coberto (T_f) e o escoamento ao longo do tronco (S_f) podem ser expressos, relativamente à área total de terreno, como

$$cP_g = c \left(\int D_c dt + S_c + \int E_c dt \right)$$

$$T_f = (1-c)P_g + c(1-p_d) \int D_c dt \quad (4.1)$$

$$S_f = c \left(p_d \int D_c dt - S_{t,c} - \int E_{t,c} dt \right), \quad (4.2)$$

em que E_c e D_c são, respectivamente, as taxas de evaporação e de drenagem das copas, $E_{t,c}$ é a taxa de evaporação a partir dos troncos e p_d o coeficiente que representa a fracção da precipitação interceptada que é drenada para os troncos.

Tendo em conta que $S_c = S/c$ e eliminando a função de drenagem ($\int D_c dt$) da equação (4.1), T_f pode ser expresso como

$$T_f = (1-cp_d)P_g - (1-p_d)S - c(1-p_d) \int E_c dt. \quad (4.3)$$

A equação (4.3) pode ser tomada como a base de um procedimento para a estimativa de S , de acordo com a admissão de que entre a perda por intercepção e a

precipitação bruta existe uma relação linear (Gash, 1979). Sempre que a drenagem do copado para os troncos seja muito reduzida ($p_d \approx 0$), o escoamento ao longo dos troncos será negligenciável, pelo que a interceptação corresponderá à diferença $I = P_g - T_f$, podendo assumir-se então a existência de uma relação linear também entre T_f e P_g :

$$T_f = aP_g + b. \quad (4.4)$$

Para chuvadas suficientemente grandes para garantir a saturação do copado e de acordo com Gash (1979), a evaporação a partir das copas durante a ocorrência de precipitação pode ser separada em duas componentes: a evaporação durante a fase em que o copado ainda não se encontra saturado, desde o início da precipitação ($t = 0$) até se atingir a saturação das copas ($t = t'$), e a evaporação a partir do copado saturado que ocorre até ao final da precipitação, no intervalo de tempo $[t', t]$. Expandindo a equação (4.3) tendo em conta estas duas componentes de E_c (e considerando $p_d = 0$), obtemos

$$T_f = P_g - c \int_0^{t'} E_c dt - c \int_{t'}^t E_c dt - S. \quad (4.5)$$

De acordo com Gash (1979), a taxa média de evaporação num copado saturado, durante a ocorrência de precipitação (\bar{E}_c), pode ser definida como

$$\bar{E}_c = \frac{\int_{t'}^t E_c dt}{(t - t')}. \quad (4.6)$$

Analogamente, a intensidade média da precipitação no mesmo período (\bar{R}) pode também ser definida como

$$\bar{R} = \frac{\int_{t'}^t R dt}{(t - t')}, \quad (4.7)$$

permitindo escrever

$$\frac{(P_g - P_g')}{\bar{R}} = (t - t'), \quad (4.8)$$

onde P_g' representa a quantidade de precipitação necessária para saturar o copado. Substituindo as equações (4.6) a (4.8) na equação (4.5) e rearranjando, obtemos

$$T_f = \left(1 - c \frac{\bar{E}_c}{R}\right) P_g - S + c \frac{\bar{E}_c}{R} P_g' - c \int_0^{t'} E_c dt. \quad (4.9)$$

Assumindo, tal como Gash (1979), que o gotejamento a partir das copas ocorrerá apenas quando o copado se encontrar completamente saturado, a quantidade de precipitação necessária para atingir a saturação é então

$$P_g' = \frac{S}{c} + \int_0^{t'} E_c dt.$$

A equação (4.9) pode, assim, ser rearranjada e expressa sob a forma

$$T_f = \left(1 - c \frac{\bar{E}_c}{R}\right) P_g + \left[\frac{\bar{E}_c}{R} S + c \left(\frac{\bar{E}_c}{R} - 1 \right) \int_0^{t'} E_c dt - S \right].$$

Estabelecendo-se uma regressão linear entre valores observados de T_f e P_g (ver equação (4.4)), os coeficientes de regressão podem então ser equacionados como

$$a = \left(1 - c \frac{\bar{E}_c}{R}\right)$$

$$b = \frac{\bar{E}_c}{R} S + c \left(\frac{\bar{E}_c}{R} - 1 \right) \int_0^{t'} E_c dt - S, \quad (4.10)$$

permitindo que o parâmetro de armazenamento S possa ser determinado, a partir da equação (4.10), como

$$S = \frac{b}{\left(\frac{\bar{E}_c}{R} - 1 \right)} - c \int_0^{t'} E_c dt. \quad (4.11)$$

O integral na equação (4.11) representa a evaporação a partir do copado insaturado durante a fase de humedecimento. Uma vez que se assume que a evaporação das copas, durante esta fase, é reduzida proporcionalmente à razão entre a quantidade de água retida na copa num dado momento antes da saturação ser atingida (C_c) e a capacidade de armazenamento do copado (S_c) (Rutter et al., 1971) e, sob a admissão adicional que as taxas médias de evaporação e precipitação são também aplicáveis durante a fase de

humedecimento (Gash, 1979), a evaporação durante esta fase pode ser expressa como

$$E_c = \frac{C_c}{S_c} \bar{E}_c \text{ e o integral da equação (4.11) pode ser reescrito como}$$

$$\int_0^{t'} E_c dt = \int_0^{t'} \frac{\bar{E}_c}{S_c} C_c dt = \frac{\bar{E}_c}{S_c} \int_0^{t'} C_c dt. \quad (4.12)$$

De acordo com Rutter et al. (1971) e Gash (1979), a taxa de variação da quantidade de água retida no copado até este ficar saturado é

$$\frac{dC_c}{dt} = \bar{R} - \bar{E}_c \frac{C_c}{S_c}. \quad (4.13)$$

Utilizando a equação (4.13) para substituir variáveis no último integral da equação (4.12) e considerando que, no início de uma chuvada, o copado se encontra seco ($C_c(0)=0$) enquanto que, no momento t' , atinge a saturação ($C_c(t')=S_c$), aquele integral pode ser expresso como

$$\int_0^{t'} C_c dt = \int_0^{S_c} C_c \frac{1}{\bar{R} - \bar{E}_c \frac{C_c}{S_c}} dC_c. \quad (4.14)$$

Este novo integral pode agora ser facilmente calculado como

$$\int_0^{t'} C_c dt = -\frac{S_c}{\bar{E}_c} \left[S_c + \frac{\bar{R}}{\bar{E}_c} S_c \ln \left(1 - \frac{\bar{E}_c}{\bar{R}} \right) \right]. \quad (4.15)$$

Substituindo, por fim, as equações (4.15) e (4.12) na equação (4.11), torna-se possível calcular a capacidade de armazenamento das copas como

$$S = -\frac{b}{\left(\frac{\bar{E}_c}{\bar{R}} - 1 \right)} \frac{\bar{E}_c}{\bar{R}} \frac{1}{\ln \left(1 - \frac{\bar{E}_c}{\bar{R}} \right)}. \quad (4.16)$$

Parâmetros de estrutura dos troncos

Ao proceder à adaptação dos modelos originais de Rutter e Gash tendo em vista a sua aplicação a cobertos esparsos, Valente et al. (1997) propuseram também uma metodologia para a estimação dos parâmetros S_t e p_d idêntica ao procedimento adoptado

por Gash e Morton (1978) para o modelo original de Rutter, mas consistente com a versão reformulada daquele modelo. De acordo com aquela metodologia, eliminando a função de drenagem $\left(\int D_c dt\right)$ da equação (4.2) e tomando em consideração a relação $S_{t,c} = S_t/c$, o escoamento ao longo do tronco pode ser expresso como

$$S_f = \frac{p_d}{(1-p_d)} \left[T_f - (1-c)P_g \right] - S_t - c \int E_{t,c} dt. \quad (4.17)$$

Sendo possível desprezar, na equação (4.17), o termo correspondente à evaporação a partir dos troncos, torna-se igualmente possível, através de uma regressão linear de S_f com $T_f - (1-c)P_g$, estimar S_t como o valor simétrico da ordenada na origem da recta de regressão e o parâmetro p_d como $p_d = a/(1+a)$, sendo a o declive daquela recta. Na aplicação deste método admite-se, em geral, que a evaporação dos troncos durante uma chuvada pode, com alguma segurança, ser desprezada se, para o estabelecimento da regressão, forem apenas seleccionadas chuvadas de curta duração.

4.2. Métodos

4.2.1. Quantificação da perda por intercepção ao nível de árvores individuais

No âmbito do presente estudo, a quantificação da perda por intercepção baseou-se nas medições de T_f e de P_g realizadas nas parcelas experimentais Mitra II-A e Mitra II-B, respectivamente. O escoamento ao longo do tronco não foi medido uma vez que, no caso da azinheira, pode ser negligenciado: os resultados obtidos por David et al. (2006) demonstraram que esta componente do processo de intercepção representa apenas 0.26% de P_g (referenciada à área de coberto). A Figura 4.3.a dá uma visão geral da parcela Mitra II-A e do dispositivo experimental aí instalado para a avaliação da perda de água por intercepção, ao nível de uma árvore individual.

A precipitação sob-coberto foi medida em três das nove azinheiras localizadas nesta parcela, designadamente nas árvores 1, 2 e 3 (as principais características destas árvores são apresentadas no Quadro 2.1). Para o efeito foi instalado, em torno de cada uma daquelas árvores, um conjunto de quatro caleiras metálicas (Figura 4.3.a).



Figura 4.3 – (a) Aspecto da parcela Mitra II-A com o sistema de caleiras instalado em torno da árvore 3. (b) Reservatórios utilizados no armazenamento da precipitação recolhida pelas caleiras. (c) Pormenor do perfil interior das caleiras.

O recurso à utilização de caleiras para a medição de T_f , em detrimento da solução mais comum baseada no emprego de redes de udógrafos e/ou udómetros (Levia e Frost, 2006), justificou-se pela necessidade de garantir uma amostragem representativa da grande variabilidade espacial da precipitação sob-coberto, típica das florestas esparsas e das árvores isoladas (ver David et al., 2006). Em situações caracterizadas por padrões bastante heterogéneos da distribuição espacial de T_f , a medição desta variável é usualmente realizada através de sistemas intensivos de amostragem, constituídos por um grande número de colectores (David et al., 2005). Para aumentar a área amostrada e, portanto, reduzir a variação das medições de T_f , Lloyd e Marques (1988) sugeriram que a posição dos colectores fosse frequente e aleatoriamente modificada, tendo este procedimento sido adoptado em alguns estudos posteriores onde o reposicionamento dos colectores se realizava após cada chuvada ou a intervalos de tempo regulares (ver, por exemplo, Ubarana, 1996; Dykes, 1997; Valente et al., 1997). Relativamente às redes udométricas fixas, esta última metodologia revelou-se mais eficaz, exigindo um número

significativamente mais reduzido de colectores para garantir erros comparáveis para as estimativas dos volumes médios de T_f (Holwerda et al., 2006; Ziegler et al., 2009). Crockford e Richardson (1990) chegaram a conclusões idênticas quando compararam o uso de caleiras com sistemas fixos de udómetros/udógrafos: para obter estimativas de T_f sujeitas a um dado nível de erro, seria necessário utilizar um número de udómetros/udógrafos 3 a 8 vezes superior ao número de caleiras necessárias, dependendo da quantidade de precipitação de cada chuvada. Por outro lado, o emprego de caleiras permite obter resultados idênticos (Cuartas et al., 2007; Ziegler et al., 2009) e com erros associados igualmente idênticos aos obtidos através de sistemas de udómetros/udógrafos móveis, mas com coeficientes de variação mais reduzidos (Ziegler et al., 2009). Com efeito, representando transeptos de amostragem contínua, geralmente extensos e cobrindo uma grande superfície, as caleiras são mais eficazes em integrar a variabilidade local de T_f (Cuartas et al., 2007; Ziegler et al., 2009) sendo, por isso, adequadas a situações onde aquela variabilidade é particularmente acentuada (Thimonier, 1998). Relativamente aos sistemas de udómetros móveis, as caleiras apresentam uma vantagem comparativa adicional: a medição do volume de água recolhido em cada udómetro e o reposicionamento dos colectores móveis são bastante laboriosos e complexos, especialmente quando as medições se baseiam na utilização de um número elevado de colectores e se prolongam por períodos extensos.

No entanto, a utilização de caleiras levanta algumas preocupações relacionadas com a introdução de eventuais erros sistemáticos na medição de T_f . Thimonier (1998) sistematiza os possíveis erros envolvidos, considerando que eles se podem dever a um acréscimo do volume recolhido causado (1) pelo salpico de gotas de chuva para o interior das caleiras ou a perdas de precipitação causadas (2) pela turbulência gerada pela presença das próprias caleiras, (3) pelo salpico de gotas de chuva para o exterior das caleiras e (4) pela evaporação de precipitação recolhida, geralmente associada a uma drenagem deficiente das caleiras e/ou à adesão de gotas ou películas de água nas suas superfícies internas. Outra dificuldade associada ao uso de caleiras relaciona-se com o facto de a grande área colectora que geralmente possuem, recolher volumes elevados de precipitação cuja medição automática se torna difícil (Herbst et al., 2008): não só obriga à construção ou adaptação, geralmente bastante dispendiosas, de instrumentos capazes de acomodar/medir esses volumes, como pode estar sujeita a erros grosseiros que, para serem evitados, exigem a calibração dinâmica de todos esses instrumentos (Ziegler et al., 2009). Para ultrapassar esta dificuldade, em lugar de se proceder à medição contínua dos volumes recolhidos, estes podem ser armazenados e

medidos periodicamente. No entanto, este procedimento não permite conhecer a distribuição temporal de T_f em cada período, em particular, não permite associar a cada chuvada o volume de precipitação sob-coberto correspondente.

Uma vez que nenhum dos principais objectivos deste estudo dependia deste tipo de informação, a medição periódica de T_f foi adoptada de modo a evitar os problemas que a sua medição contínua colocaria. Assim, cada caleira foi ligada a dois ou três reservatórios onde a água recolhida era armazenada para posterior medição (Figura 4.3.b). Estas medições decorreram entre Julho/2006 e Maio/2007. No entanto, o período útil de monitorização foi descontínuo em resultado da ocorrência de algumas precipitações muito intensas que, pontualmente, causaram a perda de dados por ter sido excedida a capacidade dos reservatórios. Na Figura 4.4 está esquematicamente representado o dispositivo de medição de T_f para uma das árvores monitorizadas.

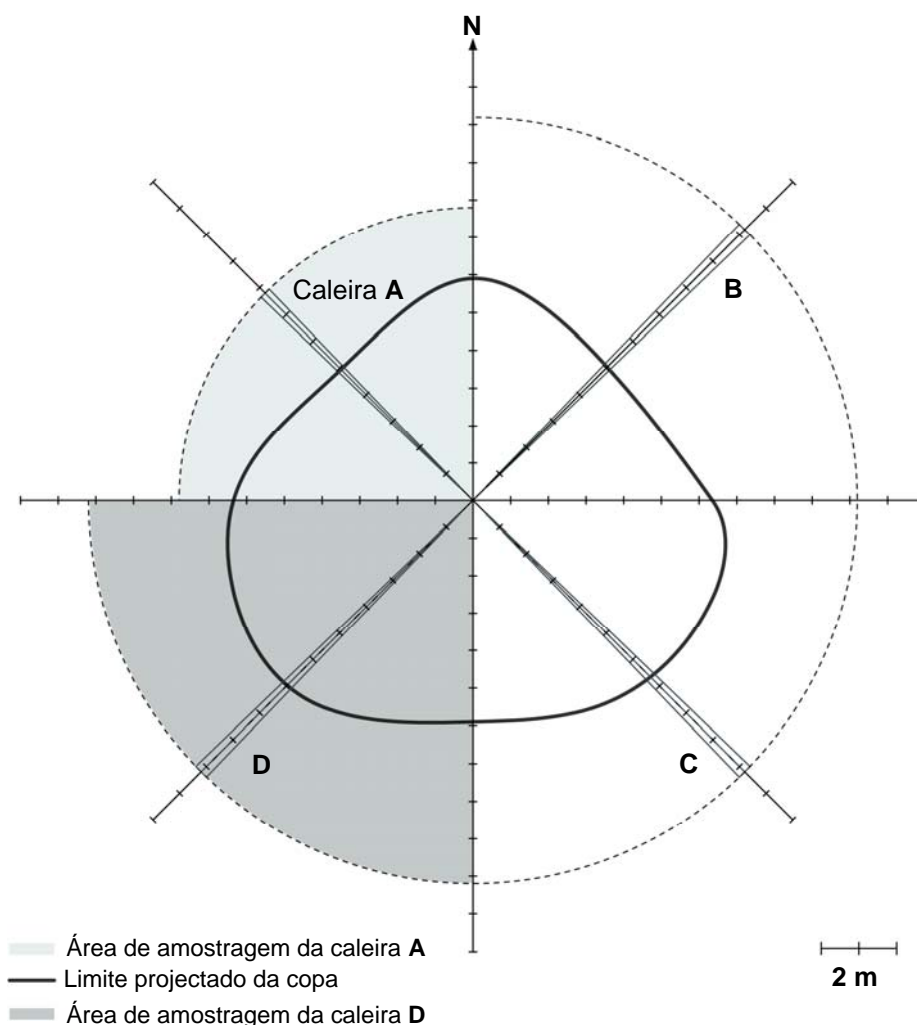


Figura 4.4 - Diagrama do dispositivo experimental utilizado na medição da precipitação sob-coberto. A figura ilustra, a título de exemplo, o sistema de caleiras instalado em torno da árvore 1. As outras árvores monitorizadas possuíam sistemas idênticos, diferindo apenas no comprimento de cada caleira, determinado pelo raio da copa. A linha a tracejado, em conjunto com cada dois semi-eixos sucessivos, definia a área parcial de amostragem associada a cada caleira, correspondendo a área total de amostragem à soma das quatro áreas parciais. O azimute Norte é indicado de modo a facilitar a identificação da orientação de cada caleira.

As caleiras com um comprimento de 7.3 ou 9.7 m, prolongavam-se, em todos os casos, para além do limite projectado das copas. Dependendo do seu comprimento, a área das caleiras era de, respectivamente, 1.16 ou 1.99 m², proporcionando uma área total de amostragem por árvore de 7.13 m² ¹. A superfície de recolha das caleiras possuía uma forma trapezoidal, com o lado maior posicionado fora do limite projectado da copa. A conjugação daquela forma particular com esta disposição permitiu garantir a proporcionalidade aproximada entre a área da superfície colectora e a área projectada da copa a distâncias crescentes em relação ao tronco (Thimonier, 1998). Procurou-se, assim, assegurar igualmente a proporcionalidade entre os volumes de precipitação recolhidos ao longo das caleiras e a áreas que esses volumes se admite representarem. As caleiras possuíam uma secção em “V” que era prolongada por abas verticais (ver Figura 4.3c). A abertura do “V” variava ao longo do comprimento das caleiras de forma a proporcionar uma inclinação longitudinal adequada ao rápido escoamento da água captada. Com esta conformação particular das caleiras procurou-se limitar eventuais erros de medição relacionados com perdas de água por evaporação e/ou salpico (Crockford e Richardson, 1990). Também a instalação das caleiras a uma altura aproximada acima do solo de 0.8 m, permitiu assegurar que as medições não seriam afectadas pela eventual ocorrência de salpico do solo e/ou da vegetação herbácea para o interior das caleiras (Thimonier, 1998). As caleiras foram dispostas radialmente em torno de cada árvore, com um espaçamento constante e alinhadas segundo as direcções NE-SW e NW-SE, para que um dos eixos de alinhamento ficasse enquadrado com os rumos dominantes da velocidade média do vento em períodos com precipitação (ver capítulo 2). Assim, cada caleira era considerada representativa de um sector circular de 90°, centrado na posição da árvore e cuja bissetriz correspondia ao eixo longitudinal da caleira (ver Figura 4.4).

Também as variáveis meteorológicas com influência sobre a evaporação foram monitorizadas nesta parcela conforme descrito anteriormente na secção 3.2.1..

A precipitação bruta foi medida, numa clareira próxima, através dos equipamentos instalados na parcela Mitra II-B (Figura 4.5) que incluíam: um udógrafo automático com báscula de 0.2 mm (Casella, Bedford, UK), um udómetro com um funil de 147 mm de diâmetro e uma caleira com 9.7 m de comprimento, idêntica às utilizadas na medição de T_f mas associada a um udógrafo automático de sifão especialmente concebido para o

¹ Merece realce o facto desta área total de amostragem por árvore proporcionada pelo emprego das caleiras corresponder, por exemplo, à área de mais de 100 udógrafos automáticos idênticos ao utilizado na medição de P_g .

efeito. A precipitação recolhida por esta caleira, depois de medida pelo udógrafo associado, era ainda armazenada em 8 reservatórios com uma capacidade total de 200 l para posterior medição rigorosa. As medições de P_g realizadas pelo udógrafo automático e pela caleira eram totalizados e registados todos os 10 minutos por um *data-logger* CR10. A precipitação recolhida pelo udómetro era medida a intervalos de tempo variáveis, dependendo da ocorrência de precipitação. A instalação de uma caleira neste local possibilitou a comparação dos volumes medidos por este equipamento com os volumes correspondentes avaliados pelo udómetro instalado no mesmo local. Pretendia-se, assim, detectar e avaliar eventuais erros associados à medição da precipitação sob-coberto pelas caleiras.



Figura 4.5 – Dispositivos de medição da precipitação bruta instalados na parcela Mitra II-B.

No sentido de validar a abordagem proposta neste trabalho para a modelação do processo de intercepção em florestas muito esparsas, foram também utilizadas as medições efectuadas por David (2000), no âmbito de um estudo anterior realizado na área experimental Mitra I (ver capítulo 2). Nesta parcela, a precipitação sob-coberto foi medida sob e em torno de uma azinheira isolada através de um conjunto de udómetros e udógrafos instalados ao nível do solo. Esta rede udométrica era constituída por 28 instrumentos (8 udógrafos basculantes automáticos e 20 udómetros de funil), dispostos ao longo de dois eixos ortogonais, centrados na árvore e estendendo-se para além do limite projectado da copa. Estes eixos foram orientados segundo as direcções Norte-Sul e Este-Oeste. O escoamento ao longo do tronco foi medido através de um udógrafo automático coberto ligado a um colar de borracha, colocado em espiral em volta do tronco. A precipitação bruta foi medida quer ao nível do solo, fora da influência da copa, quer sobre a árvore, enquanto que as variáveis meteorológicas que controlam a

evaporação foram medidas por uma estação meteorológica automática. Todas as medições realizadas automaticamente eram registadas por *data-loggers* CR10 a intervalos de 10 minutos. O período de medição decorreu entre Outubro/1996 e Setembro/1998. A metodologia adoptada para a realização destas medições, bem como o procedimento seguido para a quantificação da perda por intercepção para a azinheira da parcela Mitra I, são detalhadamente descritos por David (2000) e David et al. (2006).

O mesmo procedimento foi adoptado, nas áreas experimentais Mitra I e Mitra II, para a estimativa de I ao nível da árvore individual. De acordo com esta metodologia, a perda por intercepção, para cada árvore amostrada, foi estimada como a diferença entre o volume de precipitação que atingiria o solo se a árvore não estivesse presente e o volume efectivamente observado. Tal como referido por David et al. (2006), este procedimento só é correcto se a área de amostragem associada a cada árvore incluir toda a superfície onde a distribuição da precipitação ao nível do solo é susceptível de ser influenciada pela presença da árvore. Uma vez que a precipitação é normalmente caracterizada por algum grau de inclinação, determinado pela velocidade do vento, aquela superfície raramente coincide com a área de projecção da copa e inclui, em geral, uma área de acumulação de água localizada sob a copa, do lado virado ao vento, bem como uma área de depleção, na região oposta que se estende para além do limite de projecção da copa (Figura 4.6) (ver, por exemplo, King e Harrinson, 1998; David et al., 2006). A localização das áreas de concentração e depleção da precipitação está, naturalmente, dependente da direcção do vento, podendo variar de chuvada para chuvada e mesmo ao longo da mesma chuvada. Deste modo, a adequada contabilização destes efeitos só é possível se o dispositivo de medição da precipitação abranger, para todas as direcções, uma área superior à área de projecção da copa. A dimensão desta área adicional dependerá, sobretudo, da velocidade média do vento e da altura da árvore. Em qualquer das parcelas experimentais (Mitra I e Mitra II-A), a área de amostragem da precipitação sob-coberto para cada árvore era suficientemente grande para acomodar as zonas de depleção associadas a precipitações com uma inclinação até 40 – 45°.

Na Mitra II, o volume de precipitação que seria recolhido se as árvores não estivessem presentes foi calculado, para cada árvore individual, multiplicando a precipitação bruta pela área total de amostragem da árvore (ver Figura 4.4). Por outro lado, o volume de precipitação sob-coberto foi determinado como a soma dos volumes de água que efectivamente caíram em cada um dos sectores circulares (quadrantes) de amostragem, calculados multiplicando o volume de água recolhido pela caleira associada a cada quadrante pela razão entre as áreas do quadrante e da caleira. A perda

por interceptação, para uma dada árvore, foi então estimada como a diferença entre aqueles dois volumes (precipitação bruta e precipitação sob-coberto), dividida pela área de projecção da copa e, portanto, expressa como uma altura equivalente de água em mm (referenciada à área de projecção da copa). A interceptação média por árvore foi calculada como a média das estimativas de I obtidas para as três árvores amostradas.

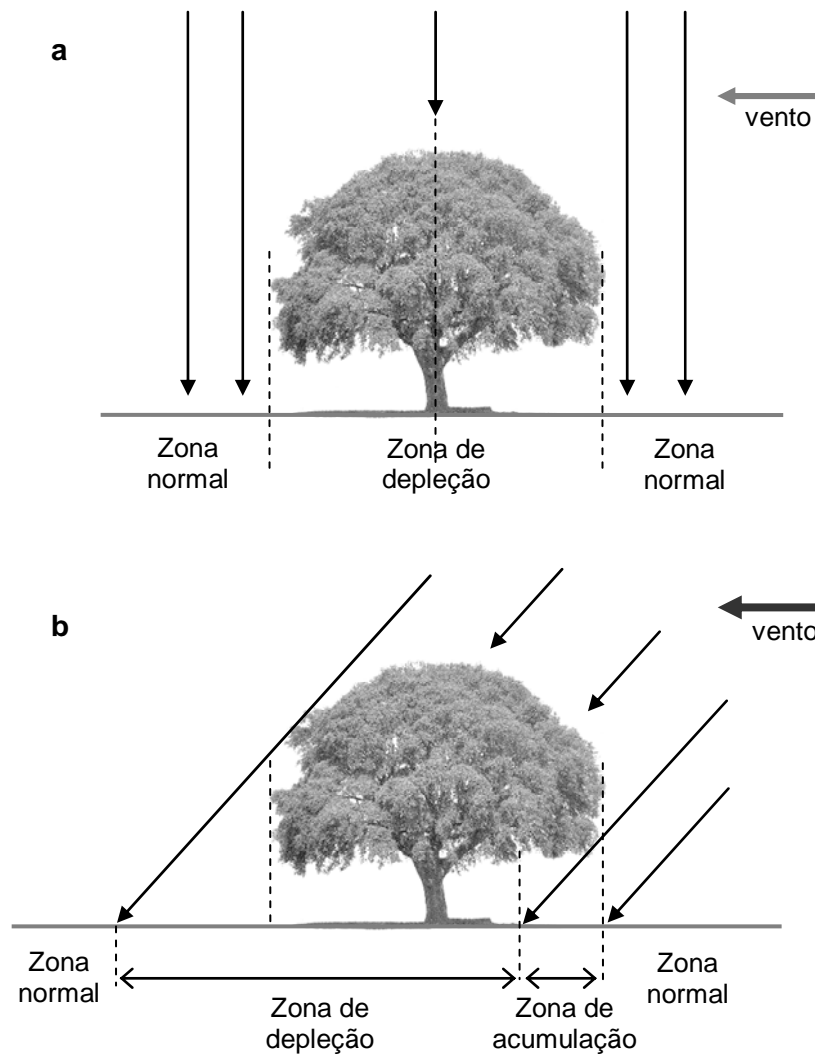


Figura 4.6 - Redistribuição da precipitação ao nível do solo quando a precipitação é (a) vertical ou (b) inclinada por efeito do vento (adaptado de David et al., 2006).

Este procedimento possibilitou a estimativa da *precipitação sob-coberto equivalente* ($T_{f,e}$), isto é, da precipitação sob-coberto média que ocorreria se toda a precipitação fosse vertical (David et al., 2006). Como salientam David et al. (2006), a precipitação sob-coberto recebida directamente sob as copas de árvores isoladas inclui as zonas de concentração, nos lados expostos ao vento, mas não tem em conta as zonas de depleção, que se estendem para além do limite das copas. A precipitação sob-coberto

equivalente tem em conta este efeito e é determinada como $T_{f,e} = P_g - I - S_f$ ou, sendo negligenciável o escoamento ao longo do tronco, simplesmente como $T_{f,e} = P_g - I$, com todas as variáveis envolvidas expressas em mm e referenciadas à área de projecção da copa. Embora se trate de uma variável teórica, a precipitação sob-coberto equivalente deve ser usada (em lugar da precipitação sob-coberto efectivamente observada) na estimativa dos parâmetros dos modelos de intercepção e na aplicação destes modelos a árvores isoladas.

Uma vez que o volume de T_f recolhido pelas caleiras instaladas na parcela Mitra II foi armazenado em bidões de plástico, a perda por intercepção, nesta parcela, foi avaliada periodicamente e não para cada período individualizado de precipitação.

4.2.2. Modelação da intercepção: aspectos gerais da aplicação e estimativa dos parâmetros do modelo analítico de Gash ao nível da árvore individual

Na modelação da intercepção, foi adoptada a versão esparsa do modelo analítico de Gash de acordo com a adaptação proposta por Valente et al. (1997). Este modelo foi aplicado ao nível da árvore individual numa base diária, assumindo cada dia com precipitação como correspondendo a uma única chuvada, utilizando dados recolhidos nas áreas experimentais Mitra I e Mitra II. O conjunto das observações realizadas por David (2000) ao longo do período 1996 - 1998 na área experimental Mitra I foi dividido em dois subconjuntos. O primeiro, correspondente aos dados recolhidos em 1996, foi exclusivamente utilizado na estimativa da capacidade de armazenamento da copa, enquanto que o subconjunto complementar, relativo ao período 1997 - 1998, foi usado para testar a aplicação do modelo analítico de Gash.

As várias componentes do processo de intercepção foram calculadas de acordo com Valente et al. (1997), através das equações apresentadas no Quadro 4.1, mas sem considerar o escoamento ao longo do tronco que, como referido anteriormente, tem uma importância diminuta em azinheiras. O comportamento do modelo foi avaliado simplesmente pelo erro médio normalizado, isto é, o erro, expresso percentualmente, entre as estimativas dadas pelo modelo e os valores observados (Janssen e Heuberger, 1995).

Sendo o escoamento ao longo do tronco negligenciável, os parâmetros do modelo restringem-se às taxas médias de evaporação (\bar{E}_c) e de precipitação (\bar{R}), em condições

de coberto saturado, ao grau de cobertura das copas (c) e à capacidade de armazenamento do coberto/copa (S_c).

Ao nível da árvore individual, admitiu-se que o grau de cobertura das copas pode ser considerado igual a 1, ou seja, assumiu-se que a copa de uma azinheira é suficientemente fechada para não permitir que a precipitação possa cair livremente através dela.

A taxa média de evaporação foi estimada de acordo com o procedimento descrito nas secções 3.1. (equação (3.2)), 3.3.2.1. (equação (3.16)) e 3.3.4., tendo-se obtido duas estimativas diferentes: a primeira, considerando a temperatura superficial da copa igual à temperatura do bolbo húmido ($\bar{E}_c(T_{s,w})$), a segunda, tomando em consideração a influência adicional da disponibilidade de energia sobre aquela temperatura ($\bar{E}_c(T_{s,calc})$) (ver secção 3.3.4.). \bar{E}_c pôde apenas ser determinada com base nos dados recolhidos na Mitra II-A, ao longo de 2005 – 2007, uma vez que o psicrómetro instalado na área experimental Mitra I teve períodos frequentes de funcionamento deficiente. Deste modo, a estimativa de $\bar{E}_c(T_{s,w})$ obtida para a parcela Mitra II-A foi também aplicada na modelação da intercepção na Mitra I, sob a admissão de que as condições meteorológicas médias e as características do coberto eram idênticas nas duas áreas experimentais.

Na Mitra II, a intensidade média da precipitação (\bar{R}) foi determinada com base nas medições de P_g realizadas na clareira (parcela Mitra II-B), no mesmo período em que a precipitação sob-coberto foi monitorizada. Na Mitra I, foi obtida uma estimativa independente para \bar{R} utilizando dados de precipitação bruta relativos a todo o período de medição. Em qualquer dos casos, \bar{R} foi estimada seguindo o mesmo critério utilizado para \bar{E}_c , isto é, como a precipitação média de todas as horas em que $P_g \geq 0.4 \text{ mm h}^{-1}$.

A capacidade de armazenamento da copa (S_c) foi determinada através da nova metodologia apresentada na secção 4.1.2. (equação (4.16)), utilizando o subconjunto de dados da Mitra I relativo a 1996. Para a determinação de S_c , cada dia com precipitação foi tomado como uma chuvada independente, tendo apenas sido consideradas chuvadas com $P_g \geq 1.5 \text{ mm}$ de modo a garantir a completa saturação do copado. Foi, assim, possível seleccionar 28 chuvadas utilizadas na determinação de S_c .

4.3. Resultados

4.3.1. Perda por interceptação

Ao longo do período em que decorreram as observações na área experimental Mitra II, os valores totais de precipitação bruta e da perda por interceptação, expressos na base da área de coberto, foram 528.7 e 156.7 mm, respectivamente. A interceptação representou, assim, 29.6 % de P_g . Transpondo estes resultados para a totalidade do povoamento, multiplicando os valores anteriores pelo grau de cobertura do montado (0.21), a perda por interceptação representou então 32.9 mm, ou seja, 6.2 % de P_g , em termos de área total de terreno. Na Figura 4.7.a apresentam-se graficamente os valores cumulativos de P_g e I ao longo de todo o período de monitorização.

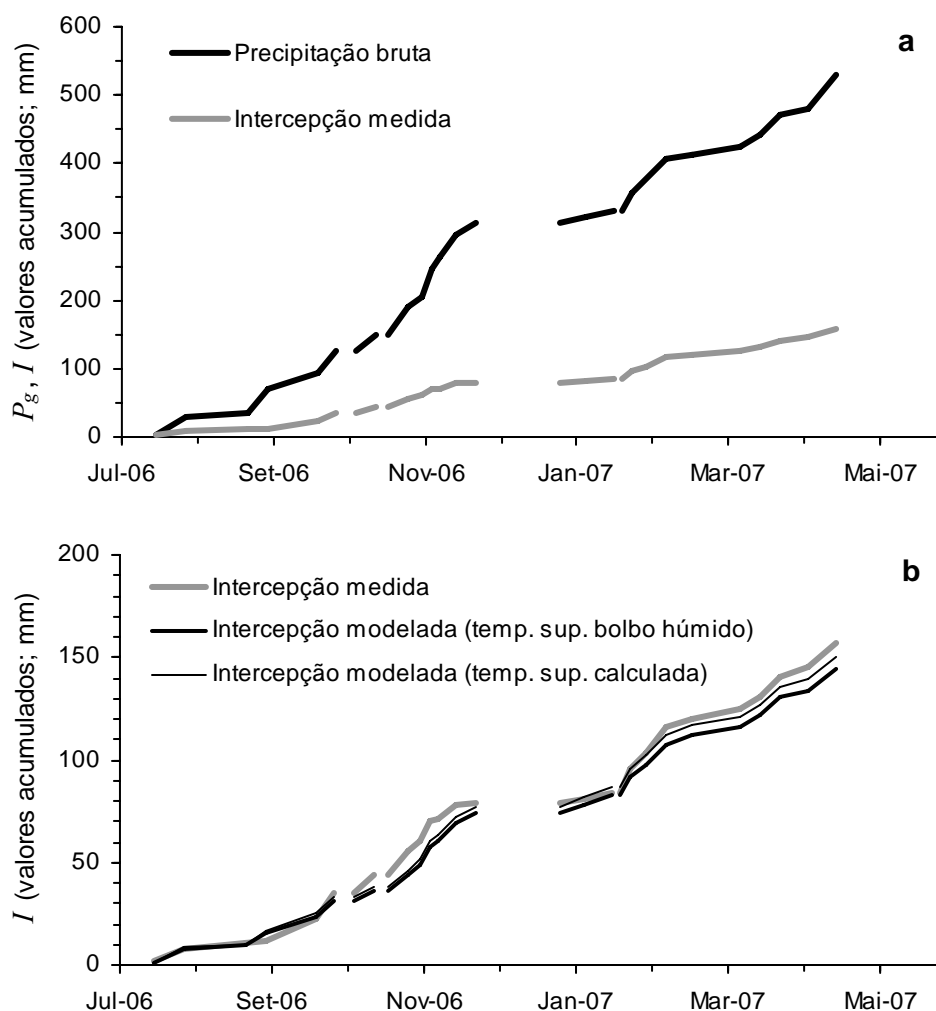


Figura 4.7 - (a) Valores acumulados da precipitação bruta (P_g) e da interceptação (I) observada na área experimental Mitra II. (b) Valores acumulados da interceptação observada e modelada. A modelação da perda por interceptação realizou-se de duas formas diferentes: com \bar{E}_c calculada considerando $T_{s,w}$ (linha negra espessa) ou considerando $T_{s,calc}$ (linha negra fina). Em ambos os gráficos I é expressa em mm, na base da área de projecção da copa.

A possibilidade das observações de precipitação sob-coberto terem sido afectadas por erros relacionados com a ocorrência de evaporação directa de água recolhida pelas caleiras e/ou com o salpico de gotas de chuva de/para as caleiras, foi investigada através do estabelecimento de uma regressão linear (Figura 4.8) entre a precipitação recolhida pela caleira instalada na parcela Mitra II-B ($P_{g,trough}$) e a precipitação homóloga medida pelo udómetro ($P_{g,gauge}$): $P_{g,trough} = 0.990P_{g,gauge} + 0.115$ ($R^2 = 0.992$).

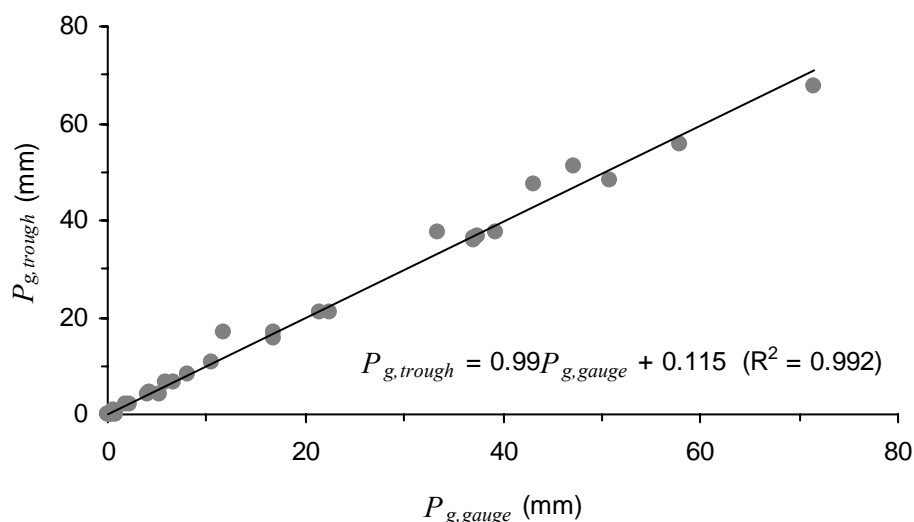


Figura 4.8 - Diagrama de dispersão entre os valores da precipitação recolhida pela caleira ($P_{g,trough}$) instalada na parcela Mitra II-B e da precipitação homóloga medida pelo udómetro ($P_{g,gauge}$) instalado no mesmo local. A linha a cheio representa o modelo de regressão ajustado aos dados representados.

Os intervalos de confiança para o conjunto dos parâmetros de regressão, estabelecidos seguindo o procedimento de Bonferroni (Neter et al., 1996) para um nível global de confiança de 95%, são $]-0.726, 0.957[$ e $]0.956, 1.024[$ para a ordenada na origem e para o declive, respectivamente. É, assim, lícito aceitar a hipótese de que o declive e a ordenada na origem da recta de regressão não são estatisticamente diferentes de 1 e 0, respectivamente. Deste modo, a relação estabelecida entre os volumes de P_g recolhidos pelos dois tipos de instrumentos pode ser tomada como a confirmação de que as medições de T_f pelas caleiras não terão sido afectadas por nenhum daqueles erros. Ainda assim, eventuais erros por evaporação directa foram objecto de uma segunda verificação que consistiu em pulverizar a superfície de captação das caleiras com um volume conhecido de água que se comparou com o volume recolhido na saída da caleira. Esta comparação reforçou o resultado anterior, revelando um erro inferior a 1%.

4.3.2. Parâmetros do modelo

A intensidade média da precipitação (\bar{R}) estimada para as áreas experimentais Mitra II e Mitra I foi de 2.2 e 2.0 mm h⁻¹, respectivamente. \bar{E}_c estimada para a Mitra II foi de 0.27 mm h⁻¹, quando se considerou a temperatura superficial da copa igual à temperatura do bolbo húmido ($\bar{E}_c(T_{s,w})$), mas ligeiramente superior quando T_s foi calculada tendo em conta a energia disponível: 0.30 mm h⁻¹ ($\bar{E}_c(T_{s,calc})$) (ver secção 3.3.4.). Na área experimental Mitra II, o modelo de intercepção foi aplicado considerando ambas as estimativas de \bar{E}_c , enquanto que no caso da Mitra I apenas se considerou $\bar{E}_c(T_{s,w})$ na modelação de I .

Na Figura 4.9 é representada a regressão linear estabelecida entre a precipitação sob-coberto equivalente e a precipitação bruta ($T_{f,e} = 0.893P_g - 1.08$; $R^2 = 0.99$), para as 28 chuvadas com $P_g \geq 1.5$ mm observadas na Mitra I ao longo de 1996. O valor da ordenada na origem desta recta de regressão foi utilizado na equação 4.16 para obter uma estimativa da capacidade de armazenamento da copa: $S_c = 1.16$ mm.

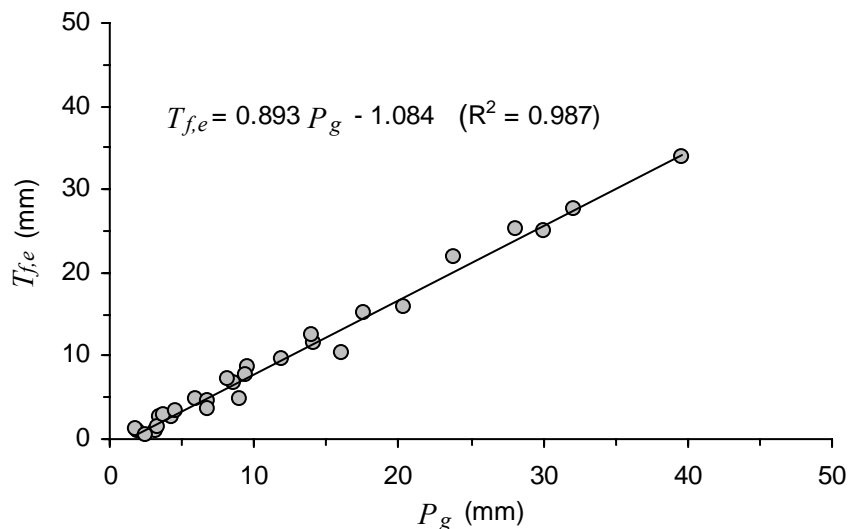


Figura 4.9 - Relação entre a precipitação sob-coberto equivalente ($T_{f,e}$) e a precipitação bruta (P_g) para todas as chuvadas com $P_g \geq 1.5$ mm, registadas na Mitra I durante 1996.

Seguindo a metodologia descrita por Link et al. (2004), adaptada à versão revista (esparso) do modelo analítico de Gash, procedeu-se à análise da relação entre os valores acumulados da precipitação sob-coberto equivalente e da precipitação bruta para algumas chuvadas seleccionadas no conjunto de dados da Mitra I, como se ilustra na Figura 4.10 para dois períodos típicos de precipitação. Esta análise baseia-se no processo de formação da precipitação sob-coberto considerando que, quando se inicia

uma chuvada e até que a capacidade de armazenamento da copa seja preenchida, $T_{f,e}$ é inteiramente composta pela componente livre, aumentando depois linearmente com a precipitação bruta a uma taxa que representa a proporção de precipitação livre sob-coberto, isto é, $T_{f,e} = (1-c)P_g$ para $P_g < P_g'$ (Link et al., 2004).

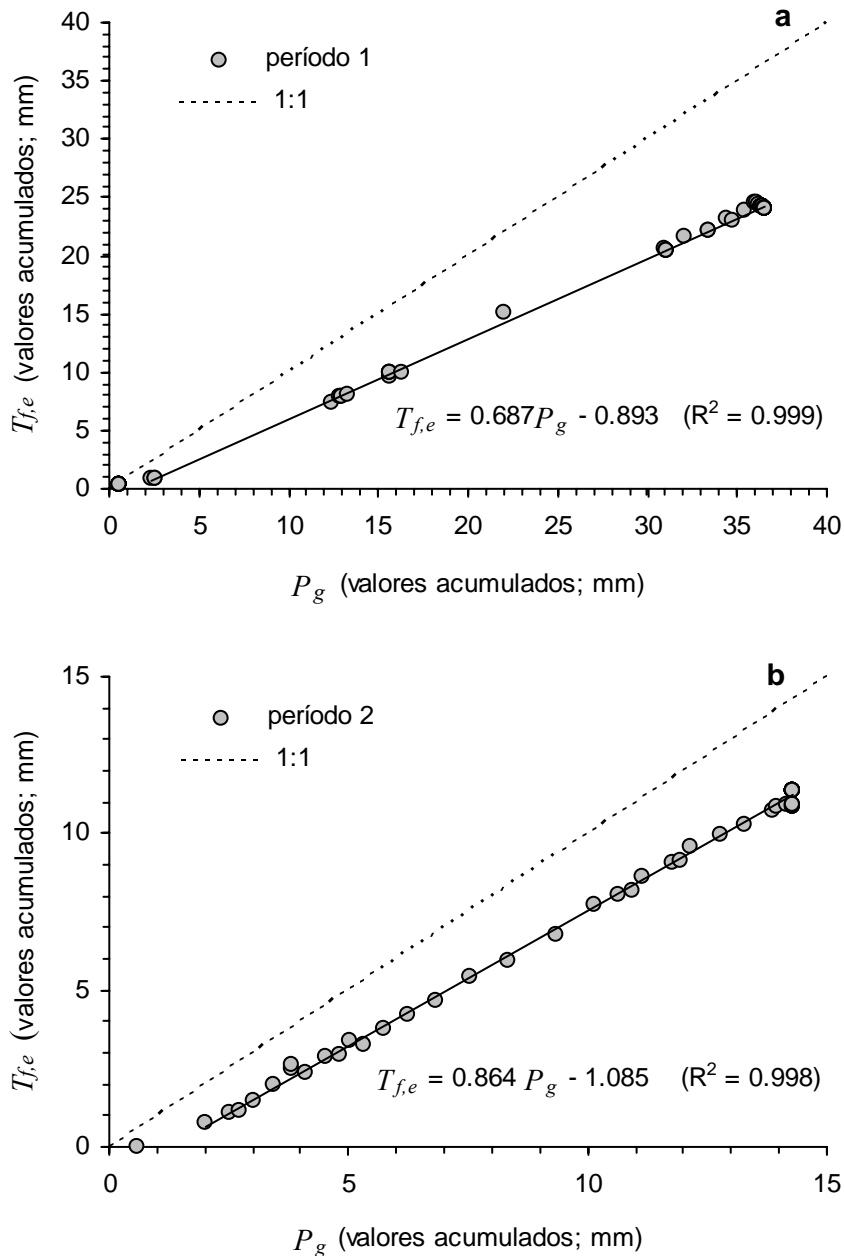


Figura 4.10 - Relação entre a precipitação sob-coberto equivalente ($T_{f,e}$) acumulada e a precipitação bruta (P_g) acumulada para dois períodos de precipitação. **(a)** Período 1: duração = 7.7 h; quantidade de precipitação = 36.48 mm; intensidade média da precipitação = 4.7 mm h⁻¹. **(b)** Período 2: duração = 5.3 h; quantidade de precipitação = 14.27 mm; intensidade média da precipitação = 2.7 mm h⁻¹.

Quando a precipitação bruta necessária para garantir a saturação das copas é atingida, $T_{f,e}$ sofre um incremento devido à contribuição do gotejamento a partir do copado e o declive da relação entre $T_{f,e}$ e P_g modifica-se, permitindo identificar o

momento em que ocorre a saturação das copas. Esta análise, aplicada ao conjunto de chuvadas seleccionadas, permitiu constatar que só se observam valores de $T_{f,e}$ superiores a zero após a precipitação bruta acumulada ultrapassar um valor limiar e que, a partir daí, o padrão de variação de $T_{f,e}$ com P_g permanece inalterado. Considerando apenas os valores de P_g iguais ou superiores àquele limiar e ajustando, para cada chuvada concreta, uma recta de regressão para a relação $T_{f,e}$ vs. P_g , é possível identificar então aquele valor limite, como a quantidade de precipitação bruta correspondente à intercepção da recta de regressão com o eixo dos xx : 1.26 e 1.30 mm, para os exemplos apresentados na Figura 4.10. Estes valores são praticamente idênticos à quantidade de precipitação necessária para saturar as copas calculada de acordo com a formulação do modelo analítico de Gash ($P_g' = 1.25$ mm), indicando que a precipitação sob-coberto ocorre apenas associada ao gotejamento que se inicia quando as copas atingem a saturação. Parece, portanto, correcta a admissão que a copa de uma árvore individual pode ser considerada como um pequeno coberto completo e fechado ($c = 1$), provavelmente porque os espaços vazios da copa são em reduzido número e de pequena dimensão.

4.3.3. Modelação da perda por intercepção

Os resultados da modelação da perda por intercepção para a área experimental Mitra II, ao longo de todo o período monitorizado, são apresentados no Quadro 4.2 e na Figura 4.7.b, em conjunto com a avaliação do comportamento do modelo. Os valores estimados de I , considerando tanto $\bar{E}_c(T_{s,w})$, como $\bar{E}_c(T_{s,calc})$, são semelhantes aos valores observados (Figura 4.7.b, Quadro 4.2), sendo a diferença de -7.8% ou -4.1% de I , consoante se considerou, respectivamente, $\bar{E}_c(T_{s,w})$ ou $\bar{E}_c(T_{s,calc})$ (Quadro 4.2). Assumindo um erro de medição de $\pm 2.5\%$ para P_g e T_f e somando quadraticamente estes erros (considerados independentes), o erro de medição associado às determinações de I é de ± 16.2 mm ou $\pm 10.3\%$, superior à diferença encontrada entre as estimativas dadas pelo modelo e os valores observados de I . Deste modo, qualquer dos valores modelados para a perda por intercepção se encontra dentro do intervalo associado ao erro de medição admitido.

Tal como referido anteriormente, o modelo de intercepção foi também testado com um conjunto independente de observações realizadas na área experimental Mitra I, mas considerando apenas $\bar{E}_c(T_{s,w})$.

Quadro 4.2 – Resultados da medição e simulação da perda por intercepção em ambas as áreas experimentais Mitra II e Mitra I.

		Mitra II (2006-07)	Mitra I (1997-98)
P_g (mm)		528.7	1394.6
I (mm) medida		156.7	321.2
I (% P_g) medida	referenciada à área de projecção da copa	29.6	23.0
	referenciada à área de terreno	6.2	9.0
I (mm) modelada	baseada em $\bar{E}_c(T_{s,w})$	144.4	350.1
	baseada em $\bar{E}_c(T_{s,calc})$	150.3	-----
Erro experimental associado à medição de I (%)		±10.3	±13.7
Erro médio normalizado (%) associado aos valores modelados da perda por intercepção	I baseada em $\bar{E}_c(T_{s,w})$	-7.8	+9.0
	I baseada em $\bar{E}_c(T_{s,calc})$	-4.1	-----

Uma vez que o subconjunto de dados relativo a 1996 foi utilizado para obter uma estimativa de S_c , o teste do modelo de intercepção realizou-se utilizando o subconjunto complementar de dados correspondente ao período 1997-1998. Neste período, os valores acumulados de precipitação bruta e de precipitação sob-coberto foram 1394.6 e 321.2 mm, respectivamente (Figura 4.11, Quadro 4.2).

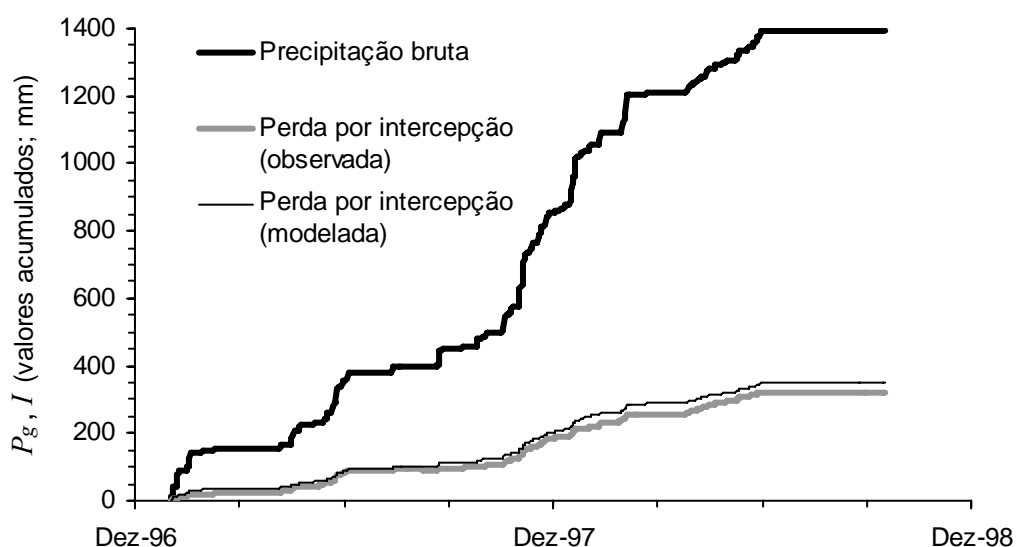


Figura 4.11 – Valores acumulados da precipitação bruta (P_g) e da perda por intercepção (I) na área experimental Mitra I. Quer os valores observados de I , quer os valores simulados, são representados. A perda por intercepção (I) é expressa em mm, referenciada à área de projecção da copa.

I representou, assim, 23 % de P_g , expressa relativamente à área de coberto. A perda por intercepção modelada foi de 350.1 mm (Figura 4.11, Quadro 4.2), ou seja, 9 % mais alta do que o valor observado. Também neste caso os resultados da modelação foram bons e a diferença entre valores modelados e observados foi inferior ao erro experimental associado às medições de I neste local (aproximadamente ± 44 mm ou ± 13.7 %).

4.4. Discussão

A perda total por intercepção observada na área experimental Mitra II, expressa em termos de área de coberto, foi de 156.7 mm representando, portanto, 29.6 % de P_g . Este valor é ligeiramente superior ao observado na Mitra I: 23 % de P_g ao longo de um período de 2 anos. Esta pequena diferença poderá ser o reflexo das diferentes condições de precipitação verificadas durante ambos os períodos de estudo, de diferenças entre as árvores amostradas ou pode ser o resultado das diferenças entre os dispositivos experimentais usados nos dois casos: (a) na Mitra I apenas uma árvore foi objecto de monitorização enquanto que, na Mitra II, foram realizadas medições em três árvores diferentes, (b) na Mitra II a precipitação sob-coberto foi medida utilizando caleiras com uma área de amostragem significativamente maior do que a da rede de udómetros e udógrafos da Mitra I e (c) a orientação dos dispositivos de amostragem radial usados para avaliar T_f foi distinta nos dois estudos, com os instrumentos dispostos segundo as direcções Norte-Sul e Este-Oeste na Mitra I e segundo as orientações Nordeste-Sudoeste e Noroeste-Sudeste, na Mitra II.

Como salientaram David et al. (2006), nem todos os estudos de intercepção realizados em árvores isoladas têm sido conduzidos adequadamente, em especial porque baseados em procedimentos que apenas fornecem resultados correctos quando a precipitação é aproximadamente vertical. Deste modo, a comparação de resultados de diferentes estudos deve ter em conta a possibilidade de eventuais erros nas observações. De qualquer forma, a perda por intercepção, referenciada à área de coberto, observada na Mitra II (29.6 % de P_g) é semelhante à observada em outras árvores isoladas de espécies mediterrâneas: 27 % de P_g num sobreiro (*Q. suber*), na Califórnia (Xiao et al., 2000), 21.7 % de P_g em cinco oliveiras (*Olea europea*) individuais, no Sul de Espanha (Gómez et al., 2001), e 26.8 % de P_g em quatro azinheiras, numa *dehesa* situada na bacia de Guadalperalón, em Espanha (Mateos, 2003). Neste último estudo, Mateos

(2003) sujeitou duas das quatro azinheiras monitorizadas a uma poda típica, mantendo intactas as copas das restantes duas árvores. A perda por intercepção observada variou então entre 23.6 % e 29.9 % de P_g para as árvores podadas e não podadas, respectivamente. Todos estes valores são comparáveis e semelhantes aos obtidos no presente estudo.

Quando expressa relativamente à área total de terreno, a perda por intercepção em savanas e florestas esparsas de regiões secas (como é o caso dos montados) é, em geral, pequena devido à baixa densidade destas florestas e ao reduzido grau de cobertura das copas. Os valores reportados variam entre 4 % de P_g , numa *dehesa* de azinheira em Espanha (Mateos, 2003), 8 % de P_g , num olival situado no Sul de Espanha (Gómez et al., 2001), e 10 % de P_g , num sistema agro-florestal no Quénia (Jackson, 2000). Na área experimental da Mitra I, a perda por intercepção, referenciada à área total de terreno, representou 9 % de P_g (David et al., 2006), ligeiramente acima do observado na Mitra II (6.2 % de P_g). Esta diferença é consequência do distinto grau de cobertura das copas nestas duas áreas experimentais: 39 % na Mitra I e 21 % na Mitra II. Embora a perda por intercepção nestas duas áreas experimentais, expressa em termos de área total de terreno, se situe na franja inferior dos valores reportados na bibliografia (ver David et al., 2005), o seu impacto nos limitados recursos hídricos das regiões Mediterrâneas não deve ser negligenciado. Noutros tipos de florestas Mediterrâneas mais densas a perda por intercepção representa, em geral, uma maior percentagem da precipitação bruta. Por exemplo, Valente et al. (1997) observaram perdas por intercepção de 11.8 % e 17% de P_g em povoamentos adultos de eucalipto (*Eucalyptus globulus*) e de pinheiro bravo (*Pinus pinaster*) cujo grau de cobertura das copas era de 0.60 e 0.64, respectivamente.

Em contraste com \bar{E}_c , \bar{R} varia significativamente com o tipo de clima (ver, por exemplo, Pearce e Rowe, 1981; Lloyd et al., 1988), com as regiões tropicais, dominadas por precipitação de origem convectiva, a apresentarem intensidades da precipitação mais elevadas do que as zonas de clima temperado, onde a precipitação está fundamentalmente associada a processos meteorológicos de grande escala. Nas regiões Mediterrâneas, o regime de precipitação possui características mistas das zonas tropicais e temperadas (David et al., 2006). Os valores da intensidade de precipitação determinados para as áreas da Mitra II e Mitra I foram 2.2 e 2.0 mm h⁻¹, respectivamente. Estes valores de \bar{R} enquadram-se no intervalo de valores observados noutros estudos conduzidos em locais com clima Mediterrâneo: 2.3-2.5 mm h⁻¹, para duas florestas mistas de caducifólias na Eslovénia (clima Sub-Mediterrâneo) (Sraj et al.,

2008), 1.7 e 1.8 mm h⁻¹ para dois povoamentos de, respectivamente, pinheiro bravo e eucalipto no centro de Portugal (Valente et al., 1997) e 3.8 mm h⁻¹ para uma floresta de pinheiro silvestre, numa área montanhosa de Espanha (Llorens et al., 1997). Para um sistema agro-florestal, numa região semi-árida do Quénia, Jackson (2000) observou também uma intensidade média da precipitação de 2.3 mm h⁻¹, semelhante aos valores observados nos montados da Mitra.

Quando aplicada ao nível da árvore individual, para estimar a perda por intercepção na área experimental da Mitra II, a versão revista (esparsa) do modelo analítico de Gash apresentou um bom comportamento, permitindo obter estimativas que se enquadram dentro da margem de erro admitida para as observações. Tal como se poderia esperar, quando a temperatura da superfície das copas saturadas foi aproximada pela temperatura do bolbo húmido, o valor de \bar{E}_c (0.27 mm h⁻¹) foi ligeiramente inferior ao calculado tendo em conta a disponibilidade de energia (0.30 mm h⁻¹). A Figura 4.7.b mostra que esta diferença em \bar{E}_c se traduz numa diferença da estimativa da perda por intercepção de apenas 4 % da intercepção observada na Mitra II (ver Quadro 4.2). Esta diferença entre as duas estimativas de I é inferior ao erro experimental admitido, que não deverá ser inferior a cerca de ±16 mm. Deste modo, não se justifica a utilização da metodologia baseada na determinação da temperatura superficial das copas, mais complexa e exigente quanto ao volume de dados necessário.

Acreditamos pois que é preferível o recurso ao método bastante mais simples que assume a temperatura superficial das copas igual à temperatura do bolbo húmido. A aplicação da versão esparsa do modelo analítico de Gash ao conjunto independente de dados da Mitra I constitui uma demonstração desta filosofia. Também neste caso se verificou uma boa concordância entre as observações e os valores simulados da perda por intercepção com base na admissão de que as folhas completamente molhadas se encontram à temperatura do bolbo húmido (Figura 4.11). A perda total por intercepção modelada foi 9 % superior à observada, mas a diferença entre ambas (28.93 mm) foi inferior ao erro experimental estimado (±44 mm).

Por fim, deve salientar-se que a abordagem proposta para a modelação da perda por intercepção, com base no emprego de $\bar{E}_c(T_{s,w})$, não pode ser adequadamente combinada com modelos de intercepção baseados no balanço dinâmico da água retida nas copas, como é o caso do modelo de Rutter. Para este tipo de modelos e sempre que as copas não se encontrem completamente saturadas, a temperatura superficial afastar-se-á de T_w e a taxa efectiva de evaporação tenderá a ser superior a $\bar{E}_c(T_{s,w})$.

Conclusões

A investigação recente em florestas esparsas, do tipo savana, tem favorecido o recurso a metodologias em que a evaporação ao nível das árvores individuais é usada para determinar a evaporação à escala da floresta, em alternativa aos processos que contemplam a estimativa directa da evaporação para o coberto florestal como um todo. Adoptando a mesma estratégia, foi proposta, no âmbito do presente estudo, uma nova abordagem para a modelação da perda por intercepção em florestas esparsas baseada na árvore individual como unidade preferencial de análise. A formulação desta nova abordagem exigiu o estabelecimento de um modelo alternativo para a evaporação da precipitação interceptada pelas árvores, adequado àquele tipo de florestas. O estabelecimento deste modelo constituiu, assim, o primeiro objectivo deste estudo, tendo-se adoptado, como ponto de partida para o trabalho desenvolvido, as hipóteses que, (a) em condições de tempo nublado e durante a ocorrência de precipitação a disponibilidade de energia é reduzida e, nestas circunstâncias, (b) a temperatura superficial das copas de árvores isoladas, completa e uniformemente molhadas, é idêntica à temperatura do bolbo húmido do ar envolvente, ou seja, $T_s \approx T_w$.

Os resultados das medições experimentais realizadas confirmaram estas hipóteses, revelando também que, quando a energia disponível aumenta, T_s é superior a T_w , de acordo com o previsto teoricamente (equação 3.3). Assim, tornou-se possível o emprego de uma equação simples para a difusão do vapor de água (equação 3.2) como um modelo preditivo, de base física, para estimar a evaporação a partir das copas saturadas de árvores isoladas. A condutância aerodinâmica necessária para a aplicação de um modelo deste tipo foi também medida experimentalmente, em condições de campo, o que permitiu modelar a sua relação de dependência com a velocidade do vento e, portanto, obter os valores de condutância necessários para estimar a evaporação. Com base nos mesmos ensaios experimentais, verificou-se ainda que é possível estimar a condutância aerodinâmica da copa através de um processo expedito, baseado no emprego de modelos teóricos, cuja definição apenas exige o conhecimento da dimensão média das folhas.

A aplicação desta metodologia para estimar a taxa média de evaporação a partir de uma copa isolada e saturada foi feita considerando, por um lado, a simplificação $T_s \approx T_w$ e, por outro, a influência da energia disponível sobre a temperatura superficial da copa (estimada então através da equação 3.3). Verificou-se, contudo, que as estimativas obtidas com estas duas abordagens eram muito semelhantes, o que sugere que a taxa de evaporação, em copas isoladas e saturadas, pode ser correctamente estimada sem recurso a dados de energia disponível que são sempre difíceis de obter em árvores isoladas.

Dispondo de valores para a taxa média de evaporação da precipitação interceptada, utilizou-se a versão reformulada do modelo analítico de Gash para estimar a perda por intercepção ao nível da árvore individual em dois montados muito esparsos, localizados na mesma área. A capacidade de armazenamento da copa – parâmetro chave deste modelo de intercepção – foi estimada através de um novo método, especialmente concebido de modo a evitar a subjectividade dos outros processos usualmente empregues e a garantir a coerência com a formulação da versão esparsa do modelo de Gash.

A validação desta nova abordagem para a modelação da perda por intercepção em florestas esparsas foi feita através da comparação da perda por intercepção modelada com resultados da sua quantificação experimental em montados. A modelação permitiu obter estimativas de I muito próximas dos valores observados, com diferenças claramente inferiores à margem de erro experimental. Comprovou-se assim, que, em árvores isoladas e florestas de baixa densidade, a combinação do modelo analítico de Gash com um modelo simples de evaporação constitui uma forma consistente e adequada de modelar a perda por intercepção. Além de fisicamente fundamentada, esta metodologia de modelação apenas requer um volume limitado de dados para a sua aplicação prática: é necessário o conhecimento das temperaturas do ar e do bolbo húmido, da velocidade do vento, da dimensão das folhas, do índice de área foliar (para a árvore individual) e da capacidade de armazenamento da copa. Para extrapolar a todo o ecossistema o resultado da modelação ao nível da árvore individual, é ainda necessário conhecer o grau de cobertura das copas.

A metodologia proposta neste estudo é a primeira, tanto quanto é do nosso conhecimento, a modelar a perda por intercepção em árvores isoladas adaptando um modelo de intercepção inicialmente concebido para florestas fechadas. Uma abordagem deste tipo, baseada na árvore individual, é preferível para a modelação em florestas esparsas, do tipo savana, uma vez que, em contraste com o modelo de Penman-

Monteith, não se baseia em quaisquer admissões quanto à homogeneidade espacial do coberto. As savanas ocorrem em vastas áreas do globo onde os recursos hídricos disponíveis são limitados, tornando imprescindível a adopção de práticas sustentáveis para a utilização da água que pressuponham um conhecimento adequado do balanço hidrológico local e, portanto, da perda por intercepção, que é uma das suas componentes importantes.

Com efeito, a intercepção da precipitação é reconhecidamente um processo hidrológico de grande importância, a que tem sido dedicado um número significativo de estudos. Apesar do esforço de investigação neste domínio, diversas questões permanecem actualmente em aberto, sendo a modelação deste processo em florestas esparsas uma das áreas onde subsistem interrogações a que importa dar resposta. Nesta perspectiva, a metodologia de modelação proposta neste estudo parece-nos uma contribuição promissora que, no entanto, deverá ser objecto de validação complementar que permita confirmar a possibilidade da sua utilização generalizada em florestas de baixa densidade. Uma das questões que permanece por esclarecer é o estabelecimento da fronteira entre as condições em que é válida a utilização de modelos de evaporação unidimensionais, como o de Penman-Monteith, e as situações em que tal deixa de ser aceitável, tornando-se então mais apropriada uma abordagem ao nível da árvore isolada como aquela que agora se propõe. Acreditamos que, no futuro próximo, a investigação na área da intercepção da precipitação não deixará de contemplar este importante aspecto.

Temperatura superficial da copa saturada de uma árvore isolada

O balanço de energia para a copa saturada de uma árvore isolada pode ser expresso como

$$A = \lambda E + H, \quad (A1)$$

em que A representa a energia disponível para a árvore e λE e H representam, respectivamente, os fluxos de calor latente e sensível entre a árvore e o ar envolvente, todos expressos por unidade de área de projecção da copa. λE e H são dados por

$$\lambda E = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} g_{bv} [e_s(T_s) - e_a] \quad (A2) \quad \text{e} \quad H = \rho_a c_p g_{bH} (T_s - T), \quad (A3)$$

onde ρ_a e c_p representam, respectivamente, a densidade do ar e o seu calor específico a pressão constante, γ a constante psicrométrica, T a temperatura do ar, $e_s(T_s)$ a pressão de vapor saturante à temperatura superficial da copa (T_s) e e_a a pressão de vapor actual do ar; g_{bv} e g_{bH} são, respectivamente, as condutâncias aerodinâmicas para o vapor de água e para o calor sensível que se assumem aproximadamente iguais e, doravante, representadas apenas como g_b .

Substituindo as equações (A2) e (A3) na equação (A1) obtém-se

$$A = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} g_b [e_s(T_s) - e_a] + \rho_a c_p g_b (T_s - T). \quad (A4)$$

De acordo com Penman (1948), pode introduzir-se a aproximação

$$e_s(T_s) \approx \Delta(T_s - T) + e_s(T), \quad (A5)$$

e, seguindo Alves *et al.* (2000), também se pode considerar

$$e_s(T) - e_s(T_w) \approx \Delta(T - T_w), \quad (A6)$$

onde T_w representa a temperatura do bolbo húmido do ar e Δ o declive da relação linearizada entre a pressão de vapor saturante e a temperatura do ar que se assume válida nos intervalos de temperatura em que as equações (A5) e (A6) são aplicadas. A equação (A4) pode então ser reescrita como

$$\frac{A}{g_b} = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} [\Delta(T_s - T) + e_s(T) - e_a + \gamma(T_s - T)]. \quad (\text{A7})$$

Rearranjando e recorrendo à equação psicrométrica $e_a = e_s(T_w) - \gamma(T - T_w)$ para substituir e_a , a equação (A7) vem

$$\frac{A}{g_b} = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} [(\Delta + \gamma)(T_s - T) + e_s(T) - e_s(T_w) + \gamma(T - T_w)]. \quad (\text{A8})$$

Expandindo e rearranjando a equação (A8) obtém-se

$$\frac{A}{g_b} = \rho_a c_p \frac{\Delta + \gamma}{\gamma} (T_s - T_w).$$

Após um último rearranjo, a temperatura superficial da copa pode ser finalmente expressa em função da disponibilidade de energia, da condutância aerodinâmica e da temperatura do bolbo húmido do ar como

$$T_s = \frac{1}{\rho_a c_p} \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{A}{g_b} + T_w.$$

Referências bibliográficas

- Alves, I., Fontes, J.C., Pereira, L.S., 2000. Evapotranspiration estimation from infrared surface temperature. II: The surface temperature as a wet bulb temperature. Transactions of the ASAE, 43(3): 599-602.
- Angelocci, L.R., Nova, N.A.V., Filho, M.A.C., Marin, F.R., 2004. Measurements of net radiation absorbed by isolated acid lime trees (*Citrus latifolia* Tanaka). Journal of Horticultural Science and Biotechnology, 79(5): 699-703.
- Aston, A.R., 1979. Rainfall interception by eight small trees. Journal of Hydrology, 42(3-4): 383-396.
- Beer, T., 1990. Applied Environmetrics Meteorological Tables. Applied Environmetrics, Victoria, 56 pp.
- Berling, D.J., Osborne, C.P., 2006. The origin of the savanna biome. Global Change Biology, 12(11): 2023-2031.
- Belsky, A.J., Mwonga, S.M., Amundson, R.G., Duxbury, J.M., Ali, A.R., 1993. Comparative effects of isolated trees on their undercanopy environments in high-rainfall and low-rainfall savannas. Journal of Applied Ecology, 30(1): 143-155.
- Brenner, A.J., Jarvis, P.G., 1995. A heated leaf replica technique for determination of leaf boundary layer conductance in the field. Agricultural and Forest Meteorology, 72: 261-275.
- Brutsaert, W., 1991. Evaporation into the atmosphere. Environmental Fluid Mechanics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 299 pp.
- Calder, I.R., 1986. What are the limits on forest evaporation? - A further comment. Journal of Hydrology, 89: 33-36.
- Calder, I.R., 1990. Evaporation in the Uplands. John Wiley and Sons, Chichester, 148 pp.
- Calder, I.R., 1998. Water use by forests, limits and controls. Tree Physiology, 18: 625-631.
- Calder, I.R., Hall, R.L., Prasanna, K.T., 1993. Hydrological impact of Eucalyptus plantation in India. Journal of Hydrology, 150(2-4): 635-648.
- Campbell, G.S., Norman, J.M., 1998. Introduction to environmental biophysics. Springer Science+Business Media, Inc., 286 pp.
- Carreiras, J.M.B., Pereira, J.M.C., Pereira, J.S., 2006. Estimation of tree canopy cover in evergreen oak woodlands using remote sensing. Forest Ecology and Management, 223: 45-53.
- Carvalho, A., 1997. Madeiras Portuguesas, Vol. II. Instituto Florestal, Lisboa, 415 pp.
- Cellier, P., Brunet, Y., 1992. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. Agricultural and Forest Meteorology, 58: 93-117.

- Chen Fazu, Schwerdtfeger, P., 1989. Flux-gradient relationships for momentum and heat over a rough natural surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(486): 335-352.
- Chen, J.M., Ibbetson, A., Milford, J.R., 1988a. Boundary-layer resistances of artificial leaves in turbulent air II: Leaves inclined to the mean flow. *Boundary-Layer Meteorology*, 45(4): 371-390.
- Chen, J.M., Ibbetson, A., Milford, J.R., 1988b. Boundary-layer resistances of artificial leaves in turbulent air: I. Leaves parallel to the mean flow. *Boundary-Layer Meteorology*, 45(1 - 2): 137-156.
- Colley, S.J., 1998. *Vector calculus*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- Cortez, N., 1996. Compartimentos e ciclos de nutriente sem plantações de *Eucalyptus globulus* Labill. ssp. *globulus* e *Pinus pinaster* Aiton, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 317 pp.
- Crockford, R.H., Richardson, D.P., 1990. Partitioning of rainfall in a eucalypt forest and pine plantation in southeastern Australia: I throughfall measurement in a eucalypt forest: Effect of method and species composition. *Hydrological Processes*, 4: 131-144.
- Cuartas, L.A., Tomasella, J., Nobre, A.D., Hodnett, M.G., Waterloo, M.J., Munera, J.C., 2007. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. *Agricultural and Forest Meteorology*, 145(1-2): 69-83.
- Dalton, J., 1802. On evaporation. In: J.H.C. Gash e W.J. Shuttleworth (Editores), *Evaporation. Benchmark Papers in Hydrology*. IAHS Press, Wallingford, pp. 121-141.
- Daudet, F.A., Le Roux, X., Sinoquet, H., Adam, B., 1999. Wind speed and leaf boundary layer conductance variation within tree crown: Consequences on leaf-to-atmosphere coupling and tree functions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 97(3): 171-185.
- David, J.S., Valente, F., Gash, J.H.C., 2005. Evaporation of Intercepted Rainfall. In: M.G. Anderson (Editor), *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Chapter 43. John Wiley & Sons. Ltd., Chichester, UK, pp. 627-634.
- David, T.S., 2000. Intercção da precipitação e transpiração em árvores isoladas de *Quercus rotundifolia* Lam., Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 155 pp.
- David, T.S., Ferreira, M.I., Cohen, S., Pereira, J.S., David, J.S., 2004. Constraints on transpiration from an evergreen oak tree in southern Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology*, 122(3-4): 193-205.
- David, T.S., Gash, J.H.C., Valente, F., Pereira, J.S., Ferreira, M.I., David, J.S., 2006. Rainfall interception by an isolated evergreen oak tree in a Mediterranean savannah. *Hydrological Processes*, 20(13): 2713-2726.
- De Bruin, H.A.R., Moore, C.J., 1985. Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. *Boundary-Layer Meteorology*, 31: 39-49.
- DGRF, 2007. Resultados do Inventário Florestal Nacional 2005-2006. Direcção-Geral dos Recursos Florestais, Lisboa. <http://www.dgrf.min-agricultura.pt/portal/politica-e-planeamento-florestal/infor-florestal/ifn-apresentacao-de-resultados>
- Dolman, A.J., 1986. Estimates of roughness length and zero plane displacement for a foliated and non-foliated oak canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36: 241-248.

- Dolman, A.J., 1993. A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 65: 21-45.
- Domingo, F., Gardingen, P.R.v., Brenner, A.J., 1996. Leaf boundary layer conductance of two native species in southeast Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 81: 179-199.
- Dykes, A.P., 1997. Rainfall interception from a lowland tropical rainforest in Brunei. *Journal of Hydrology*, 200: 260-279.
- EEA-JRC-WHO, 2008. Impacts of Europe's changing climate - 2008 indicator-based assessment. EEA Report No. 4/2008, JRC Reference Report No. JRC47756, European Environment Agency, Copenhagen.
- Forgeard, F., Gloaguen, Y.C., Touffet, J., 1980. Interception des précipitations et apport au sol d'éléments minéraux par les eaux de pluie et les pluviollessivats dans une hêtraie atlantique et dans quelques peuplements résineux en Bretagne. *Annales des Sciences Forestières*, 37: 53-71.
- FPPF-CNF, 2001. Manual Técnico de Procedimentos para Aplicação de Indicadores de Gestão Florestal Sustentável, Federação dos Produtores Florestais de Portugal - Conselho Nacional da Floresta, Lisboa.
- Frost, W.E., Edinger, S.B., 1991. Effects of tree canopies on soil characteristics of annual rangeland. *Journal of Range Management*, 44(3): 286-288.
- Garratt, J.R., 1980. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(450): 803-819.
- Gash, J.H.C., 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 105: 43-55.
- Gash, J.H.C., Lloyd, C.R., Lachaud, G., 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, 170: 79-86.
- Gash, J.H.C., Morton, A.J., 1978. Application of Rutter model to estimation of interception loss from Thetford forest. *Journal of Hydrology*, 38(1-2): 49-58.
- Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J. (Editores), 2007. Evaporation. *Benchmark Papers in Hydrology*, Vol. 2. IAHS Press, Wallingford, 521 pp.
- Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J., Lloyd, C.R., André, J.-C., Goutorbe, J.-P., Gelpe, J., 1989. Micrometeorological measurements in les lands forest during HAPEX-MOBILHY. *Agricultural and Forest Meteorology*, 46: 131-147.
- Gash, J.H.C., Valente, F., David, J.S., 1999. Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94: 149-158.
- Gash, J.H.C., Wright, I.R., Lloyd, C.R., 1980. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 48(1-2): 89-105.
- Gómez, J.A., Giraldez, J.V., Fereres, E., 2001. Rainfall interception by olive trees in relation to leaf area. *Agricultural Water Management*, 49(1): 65-76.

- Gómez, J.A., Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Fereres, E., 2002. Rainfall concentration under olive trees. *Agricultural Water Management*, 55(1): 53-70.
- Grace, J., 1983. *Plant-atmosphere relationships. Outline studies in ecology*. Chapman and Hall Ltd, New York, 92 pp.
- Grace, J., Fasehun, F.E., Dixon, M., 1980. Boundary layer conductance of the leaves of some tropical timber trees. *Plant, Cell and Environment*, 3(6): 443-450.
- Graefe, J., 2004. Roughness layer corrections with emphasis on SVAT model applications. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124(3-4): 237-251.
- Grantz, D.A., Vaughn, D.L., 1999. Vertical profiles of boundary layer conductance and wind speed in a cotton canopy measured with heated brass surrogate leaves. *Agricultural and Forest Meteorology*, 97(3): 187-197.
- Green, S.R., Grace, J., Hutchings, N.J., 1995. Observations of turbulent air flow in three stands of widely spaced Sitka spruce. *Agricultural and Forest Meteorology*, 74(3-4): 205-225.
- Hall, R.L., 2002. Aerodynamic resistance of coppiced poplar. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114: 83-102.
- Harman, I., Finnigan, J., 2008. Scalar Concentration Profiles in the Canopy and Roughness Sublayer. *Boundary-Layer Meteorology*, 129(3): 323-351.
- Haverd, V., Cuntz, M., Leuning, R., Keith, H., 2007. Air and biomass heat storage fluxes in a forest canopy: Calculation within a soil vegetation atmosphere transfer model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 147(3-4): 125-139.
- Haworth, K., McPherson, G.R., 1995. Effects of *Quercus emoryi* trees on precipitation distribution and microclimate in a semi-arid savanna. *Journal of Arid Environments*, 31(2): 153-170.
- Herbst, M., Roberts, J.M., Rosier, P.T.W., Gowing, D.J., 2006. Measuring and modelling the rainfall interception loss by hedgerows in southern England. *Agricultural and Forest Meteorology*, 141(2-4): 244-256.
- Herbst, M., Rosier, P.T.W., McNeil, D.D., Harding, R.J., Gowing, D.J., 2008. Seasonal variability of interception evaporation from the canopy of a mixed deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(11): 1655-1667.
- Herrington, L.P., 1969. *On Temperature and Heat Flow in Tree Stems*. Yale University School of Forestry, Bulletin No. 73, 77 pp.
- Holwerda, F., Scatena, F.N., Bruijnzeel, L.A., 2006. Throughfall in a Puerto Rican lower montane rain forest: A comparison of sampling strategies. *Journal of Hydrology*, 327(3-4): 592-602.
- INMG, 1991. Normais climatológicas da região de "Alentejo e Algarve", correspondentes a 1951 - 1980. *O Clima de Portugal, Fascículo XLIX - Volume 4 - 4ª Região*. INMG - Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, 98 pp.
- Jackson, N.A., 2000. Measured and modelled rainfall interception loss from an agroforestry system in Kenya. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100: 323-336.

- Janssen, P.H.M., Heuberger, P.S.C., 1995. Calibration of process-oriented models. *Ecological Modelling*, 83(1-2): 55-66.
- Jarvis, P.G., James, G.B., Landsberg, J.J., 1975. Coniferous Forest. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, London, pp. 171 - 240.
- Jones, H.G., 1992. *Plants and Microclimate*. Cambridge University Press, Cambridge, 428 pp.
- King, B.P., Harrinson, S.J., 1998. Throughfall patterns under an isolated oak tree. *Weather*, 53: 111-121.
- Klaassen, W., Bosveld, F., de Water, E., 1998. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. *Journal of Hydrology*, 212-213: 36-50.
- Korhonen, L., Korhonen, K.T., Rautiainen, M., Stenberg, P., 2006. Estimation of forest canopy cover: a comparison of field measurement techniques. *Silva Fennica*, 40(4): 577 - 588.
- Landsberg, J.J., Thom, A.S., 1971. Aerodynamic properties of a plant of complex structure. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97: 565-570.
- Lankreijer, H.J.M., Hendriks, M.J., Klaassen, W., 1993. A comparison of models simulating rainfall interception of forests. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64(3-4): 187-199.
- Levia, D.F., Frost, E.E., 2006. Variability of throughfall volume and solute inputs in wooded ecosystems. *Progress in Physical Geography*, 30(5): 605-632.
- Leyton, L., Reynolds, E.R.C., Thompson, F.B., 1967. Rainfall interception in forest and moorland. In: W.E. Sopper e H.W. Lull (Editores), *International Symposium on Forest Hydrology. Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar held at The Pennsylvania State University, Pennsylvania; A tig 29 - Sept 10, 1965*. Pergamon Press, Oxford, New York, pp. 163 - 178.
- Link, T.E., Unsworth, M., Marks, D., 2004. The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124(3-4): 171-191.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J., Gallart, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. *Journal of Hydrology*, 199: 331-345.
- Lloyd, C.R., Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J., de O. Marques F, A., 1988. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43(3-4): 277-294.
- Lloyd, C.R., Marques, A.D., 1988. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 42(1): 63-73.
- Mahrt, L., 1998. Flux Sampling Errors for Aircraft and Towers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(2): 416-429.
- Mateos, B., 2003. *Interceptación de la lluvia por la encina en espacios adeshados*, Universidad de Extremadura, Cáceres, Spain, 152 pp.

- McNaughton, K.G., Green, S.R., Black, T.A., Tynan, B.R., Edwards, W.R.N., 1992. Direct measurement of net radiation and photosynthetically active radiation absorbed by a single tree. *Agricultural and Forest Meteorology*, 62: 87-107.
- Meesters, A.G.C.A., Vugts, H.F., 1996. Calculation of heat storage in stems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78(3-4): 181-202.
- Michaletz, S.T., Johnson, E.A., 2006. Foliage influences forced convection heat transfer in conifer branches and buds. *New Phytologist*, 170(1): 87-98.
- Michiles, A.A.d.S., Gielow, R., 2008. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(6-7): 917-930.
- Miranda, P., Valente, M.A., Tomé, A.R., Trigo, R., Coelho, M.F.E.S., Aguiar, A., Azevedo, E.B., 2006. O Clima de Portugal nos Séculos XX e XXI. In: F.D. Santos e P. Miranda (Editores), *Alterações Climáticas em Portugal - Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação Gradiva*, Lisboa, pp. 506.
- Mölder, M., Grelle, A., Lindroth, A., Halldin, S., 1999. Flux-profile relationships over a boreal forest - roughness sublayer corrections. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-9: 645-658.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. In: J.H.C. Gash e W.J. Shuttleworth (Editores), *Evaporation. Benchmark Papers in Hydrology*. IAHS Press, Wallingford, pp. 337-366.
- Monteith, J.L., Unsworth, M.H., 2008. *Principles of environmental physics*. Academic Press, London, 418 pp.
- Moore, C.J., Fisch, G., 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 38(1-3): 147-168.
- Murphy, C.E.J., Knoerr, K.R., 1975. Evaporation of intercepted rainfall from a forest stand: an analysis by simulation. *Water Resources Research*, 11(2): 273-280.
- Muzylo, A., Llorens, P., Valente, F., Keizer, J.J., Domingo, F., Gash, J.H.C., 2009. A review of rainfall interception modelling. *Journal of Hydrology*, 370(1-4): 191-206.
- Nakamura, R., Mahrt, L., 2001. Similarity theory for local and spatially averaged momentum fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108: 265-279.
- Neter, J., Kutner, M.H., Nachtsheim, C.J., Wasserman, W., 1996. *Applied Linear Statistical Models*. Irwin Series in Statistics. McGraw-Hill, 1408 pp.
- OMEGA, 1998. Non contact temperature measurement. *Transactions in Measurement and Control*, 1. OMEGA Engineering, Inc., 83 pp.
- Paço, T.A., David, T.S., Henriques, M.O., Pereira, J.S., Valente, F., Banza, J., Pereira, F.L., Pinto, C., David, J.S., 2009. Evapotranspiration from a Mediterranean evergreen oak savannah: The role of trees and pasture. *Journal of Hydrology*, 369(1-2): 98-106.
- Pearce, A.J., Rowe, L.K., 1981. Rainfall interception in a multi-storied, evergreen mixed forest - estimates using Gash analytical model. *Journal of Hydrology*, 49(3-4): 341-353.

- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In: J.H.C. Gash e W.J. Shuttleworth (Editores), *Evaporation. Benchmark Papers in Hydrology*. IAHS Press, Wallingford, pp. 186-212.
- R Development Core Team, 2008. R: A Language and Environment for Statistical Computing. The R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.R-project.org>
- Rauner, Y.L., 1975. Deciduous Forests. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, London, pp. 241 - 264.
- Raupach, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer Meteorology*, 71(1): 211-216.
- Raupach, M.R., Finnigan, J.J., Brunet, Y., 1996. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: The mixing-layer analogy. *Boundary-Layer Meteorology*, 78(3): 351-382.
- Roberts, J., 2007. The role of plant physiology in hydrology: looking backwards and forwards. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(1): 256-269.
- Roberts, J., Pymar, C.F., Wallace, J.S., Pitman, R.M., 1980. Seasonal changes in leaf area, stomatal and canopy conductances and transpiration from bracken below a forest canopy. *Journal of Applied Ecology*, 17: 409-422.
- Ross, J., 1975. Radiative Transfer in Plant Communities. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, London, pp. 13 - 56.
- Rutter, A.J., 1967. An analysis of evaporation from a stand of scots pine. In: W.E. Sopper e H.W. Lull (Editors), *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, The Pennsylvania State University, Pennsylvania, pp. 403-416.
- Rutter, A.J., 1975. The Hydrological Cycle in Vegetation. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, London, pp. 111 - 154.
- Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C., 1975. A Predictive Model of Rainfall Interception in Forests .2. Generalization of Model and Comparison with Observations in Some Coniferous and Hardwood Stands. *Journal of Applied Ecology*, 12(1): 367-380.
- Rutter, A.J., Robins, P.C., Morton, A.J., Kershaw, K.A., 1971. A Predictive Model of Rainfall Interception in Forests, 1. Derivation of the Model from Observations in a Plantation of Corsican Pine. *Agricultural Meteorology*, 9: 367-384.
- Schaudt, K.J., 1998. A new method for estimating roughness parameters and evaluating the quality of observations. *Journal of Applied Meteorology*, 37: 470-476.
- Schuepp, P.H., 1993. Leaf Boundary-Layers. *New Phytologist*, Tansley Review No. 59 - 125(3): 477-507.
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111: 839-855.
- Smith, D.M., Jarvis, P.G., Odongo, J.C.W., 1997a. Aerodynamic conductances of trees in windbreaks. *Agricultural and Forest Meteorology*, 86: 17-31.

- Smith, D.M., Jarvis, P.G., Odongo, J.C.W., 1997b. Energy budgets of windbreak canopies in the Sahel. *Agricultural and Forest Meteorology*, 86(1-2): 33-49.
- Sraj, M., Brilly, M., Mikos, M., 2008. Rainfall interception by two deciduous Mediterranean forests of contrasting stature in Slovenia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(1): 121-134.
- Stewart, J.B., 1971. The albedo of a pine forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97: 561-564.
- Stewart, J.B., 1977. Evaporation From the Wet Canopy of a Pine Forest. *Water Resources Research*, 13(6): 915 - 921.
- Stewart, J.B., Thom, A.S., 1973. Energy budgets in pine forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(419): 154-170.
- Stokes, V.J., Morecroft, M.D., Morison, J.I.L., 2006. Boundary layer conductance for contrasting leaf shapes in a deciduous broadleaved forest canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(1-2): 40-54.
- Strahler, A.H., Strahler, A., 1997. *Physical geography: Science and systems of the Human Environment*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Teklehaimanot, Z., Jarvis, P.G., 1991. Direct measurement of evaporation of intercepted water from forest canopies. *Journal of Applied Ecology*, 28(2): 603.
- Teklehaimanot, Z., Jarvis, P.G., Ledger, D.C., 1991. Rainfall interception and boundary layer conductance in relation to tree spacing. *Journal of Hydrology*, 123: 261-278.
- Thimonier, A., 1998. Measurement of Atmospheric Deposition Under Forest Canopies: Some Recommendations for Equipment and Sampling Design. *Environmental Monitoring and Assessment*, 52(3): 353-387.
- Thom, A.S., 1975. Momentum, Mass and Heat Exchange of Plant Communities. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, London, pp. 57 - 110.
- Thorpe, M.R., 1978. Net radiation and transpiration of apple trees in rows. *Agricultural Meteorology*, 19(1): 41-57.
- Thorpe, M.R., Butler, D.R., 1977. Heat transfer coefficients for leaves on orchard apple trees. *Boundary-Layer Meteorology*, 12(1): 61-73.
- Ubarana, V.N., 1996. Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia. In: J.H.C. Gash, C.A. Nobre, J.M. Roberts e R.L. Victoria (Editores), *Amazonian deforestation and climate*. Institute of Hydrology.
- Valença, M.R., 1990. *Métodos numéricos*. Instituto Nacional de Investigação Científica.
- Valente, F., 1999. Intercepção da precipitação em povoamentos florestais esparsos - Modelação do processo e características aerodinâmicas dos cobertos molhados, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 172 pp.

- Valente, F., David, J.S., Gash, J.H.C., 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 190: 414-162.
- Verhoef, A., McNaughton, K.G., Jacobs, A.F.G., 1997. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 1(1): 81-91.
- Ward, R.C., Robinson, M., 2000. *Principles of Hydrology*. McGraw-Hill Publishing Company, London.
- Wright, I.R., Gash, J.H.C., Rocha, H.R.d., Shuttleworth, W.J., Nobre, C.A., Maitelli, G.T., Zamparoni, C.A.G.P., Carvalho, P.R.A., 1992. Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118: 1083-1099.
- Wünsche, J.N., Lakso, A.N., Robinson, L., 1995. Comparison of four methods for estimating total light interception by apple trees of varying forms. *Horticultural Science*, 30(2): 272 - 276.
- Xiao, Q., McPherson, E.G., Ustin, S.L., Grismer, M.E., Simpson, J.R., 2000. Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California. *Hydrological Processes*, 14: 763-784.
- Ziegler, A.D., Giambelluca, T.W., Nullet, M.A., Sutherland, R.A., Tantasarin, C., Vogler, J.B., Negishi, J.N., 2009. Throughfall in an evergreen-dominated forest stand in northern Thailand: Comparison of mobile and stationary methods. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(2): 373-384.
- Zink, P.J., 1967. Forest interception studies in the United States. In: W.E. Sopper e H.W. Lull (Editores), *Forest Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, pp. 137-161.