



# NECESSIDADES HÍDRICAS DO MONTADO

CASO PARTICULAR DA AZINHEIRA

---

*Maria Florbela Silvestre Melhorado Baptista*

Tese apresentada à Universidade de Évora  
para obtenção do Grau de Doutor em Ciências do Ambiente

ORIENTAÇÃO: Professor Tomaz Jorge da Silva Moreira

ÉVORA, setembro 2012





Ao Diogo e ao Gonçalo

# AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, o professor Tomaz Moreira, a longa amizade que nos une, a ajuda prestada e sobretudo a paciência demonstrada ao longo deste trabalho. À engenheira Custódia Gabriel na preciosa ajuda nos ensaios de campo e na sua determinação perante as dificuldades. Assim como à estagiária de Ciências do Ambiente, Patrícia Santos, pela perseverança e incansável ajuda no trabalho experimental.

Ao Instituto de Meteorologia e à Estação Agronómica de Oeiras pela cedência de equipamento.

A todos os colegas no Departamento de Ecologia da Universidade de Évora.

E claro, à minha família, pela infinita paciência e disponibilidade.

# CONTEÚDO

<b>AGRADECIMENTOS</b>	<b>iv</b>
<b>RESUMO</b>	<b>ix</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>x</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS</b>	<b>xi</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>xv</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	<b>xvii</b>
<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2. OBJETIVOS</b>	<b>5</b>
<b>3. ENQUADRAMENTO CLIMÁTICO-ECOLÓGICO DOS MONTADOS</b>	<b>9</b>
3.1 Origem e génese das Quercíneas, Sobreiro e Azinheira	9
3.2 Distribuição da Azinheira	11
3.3 Taxonomia da azinheira em Portugal	14
3.3.1 Quercus ilex e Q. rotundifolia	14
3.4 O Clima, Exigências ecológicas e fatores limitantes	17
3.4.1 Solos propícios à azinheira	19
3.5 Os Montados	20
3.5.1 Sucessão ecológica no Montado	22
3.6 Degradação dos Montados e o clima	25
3.7 A alteração climática	30
3.7.1 A azinheira no quadro das alterações climáticas ao longo do tempo	39
3.8 Adaptação ao clima, a esclerófilia	46
3.8.1 Interpretar a esclerófilia	49
<b>4. EVAPORAÇÃO E TRANSPIRAÇÃO</b>	<b>53</b>

<b>4.1. Os estomas</b>	<b>57</b>
4.1.1 Os estomas, habitat e CO <sub>2</sub>	59
4.1.2 Os estomas e funcionamento	61
4.1.3 Os estomas e transpiração	64
<b>4.2 Evolução do conceito e modelos de evaporação e evapotranspiração</b>	<b>66</b>
4.2.1 Método Hidrológico	77
4.2.2 Métodos micrometeorológicos	78
4.2.3 Métodos Fisiológicos	81
4.2.3.1 Porómetro	85
<b>4.3 O Modelo de Penman – Monteith ou FAO-56</b>	<b>86</b>
4.3.1 Coeficiente cultural	89
<b>4.4. Dos estomas para o copado</b>	<b>91</b>
4.4.1 Índice de Área Foliar (LAI)	94
<b>4.5 Temperatura das plantas e o <i>stress</i> hídrico</b>	<b>96</b>
<b>5. MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>103</b>
<b>5.1 Localização do Estudo</b>	<b>103</b>
<b>5.2 Caracterização edáfica</b>	<b>104</b>
5.2.1 Litologia e génese pedológica	104
5.2.2 Caracterização dos solos	105
<b>5.3 Caracterização climática</b>	<b>106</b>
<b>5.4 Caracterização específica das azinheiras</b>	<b>106</b>
5.4.1 Azinheira regada	106
5.4.2 Azinheira padrão	108
5.4.3 Índice de Área Foliar LAI	109
5.4.3.1 Cálculo do Índice de Área Foliar LAI – Azinheira regada	110
5.4.3.2 Cálculo do Índice de Área Foliar LAI – Azinheira padrão	111
<b>5.5 Calculo Evapotranspiração referência e Evapotranspiração das Azinheiras</b>	<b>111</b>
5.5.1 Parâmetros físicos e edafo-bio-climáticos	114
5.5.1.1 Parâmetros atmosféricos	114
5.5.1.1.1 Pressão atmosférica	114
5.5.1.1.2 Calor latente de vaporização ( $\lambda$ )	114
5.5.1.1.3 Constante psicrométrica ( $\gamma$ )	115
5.5.1.1.4 Densidade atmosférica ( $\rho$ )	115
5.5.1.2 Temperatura do ar	116

5.5.1.3	Humidade do ar	116
5.5.1.3.1	Pressão de saturação de vapor	116
5.5.1.3.2	Declive da curva de saturação de vapor ( $\Delta$ )	117
5.5.1.3.3	Humidade Relativa (RH)	117
5.5.1.3.4	Pressão atual de vapor ( $e_a$ )	118
5.5.1.3.5	Défice de Pressão de vapor ( $e_s - e_a$ ) DPV	118
5.5.1.4	Radiação solar	118
5.5.1.4.1	Radiação extraterrestre ( $R_a$ )	119
5.5.1.4.2	Radiação solar ( $R_s$ )	120
5.5.1.4.3	Radiação solar em céu limpo ( $R_{s0}$ )	120
5.5.1.4.4	Radiação solar líquida de curto comprimento de onda ( $R_{ns}$ )	121
5.5.1.4.5	Albedo ( $\alpha$ ) e a radiação solar líquida ( $R_{ns}$ )	121
5.5.1.4.6	Radiação solar líquida de longo comprimento de onda ( $R_{nl}$ )	121
5.5.1.4.7	Radiação solar líquida ( $R_n$ )	122
5.5.1.5	Fluxo de calor do solo ( $G$ )	123
5.5.1.6	Vento ( $u$ )	123
5.5.1.6.1	As variáveis $d$ , $z_{om}$ e $z_{oh}$	125
5.5.1.7	Resistência aerodinâmica	127
5.5.1.8	Resistência superficial	128
5.5.1.9	Resistência estomática ( $r_i$ ) - porómetro	128
5.5.1.9.1	Relações entre o regime estomático ( $r_i$ ) e as variáveis ambientais	129
5.5.2	Cálculo do coeficiente cultural – $k_c$	130
<b>5.6</b>	<b>Balanço Hídrico</b>	<b>131</b>
5.6.1	A Rega	132
<b>5.7</b>	<b>Termómetro de Infravermelhos TIV</b>	<b>133</b>
<b>5.8</b>	<b>Cálculo do “Crop Water Stress Index” CWSI</b>	<b>135</b>
<b>6.</b>	<b>ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b>	<b>137</b>
<b>6.1</b>	<b>Evapotranspiração</b>	<b>137</b>
6.1.1	Padrão sazonal da evapotranspiração	140
6.1.2	Resistência aerodinâmica	142
6.1.3	Coeficiente cultural	142
6.1.4	Balanço Hídrico	145
<b>6.2</b>	<b>Padrão sazonal diário do regime estomático</b>	<b>147</b>
6.2.1	Análise das resistências estomáticas no período de verão	148
6.2.2	Análise das resistências estomáticas no período de inverno	150
6.2.3	Análise comparada das resistências estomáticas entre verão e inverno	152
<b>6.3</b>	<b>Padrão sazonal anual da resistência estomática e da resistência superficial</b>	<b>154</b>
<b>6.4</b>	<b>Relações entre o regime estomático e as variáveis climáticas</b>	<b>156</b>

6.4.1 Resposta estomática e o déficit de pressão de saturação (DPV)	157
6.4.2 Resposta estomática e radiação solar	162
6.4.3 Resposta estomática e temperatura das folhas	166
<b>6.5 <i>Crop water stress index cws</i></b>	<b>169</b>
6.5.1 Linhas baliza	169
6.5.2 CWSI	171
6.5.3 CWSI e resistência estomática	173
<b>7.CONCLUSÕES</b>	<b>174</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>185</b>
<b>ENDEREÇOS ELECTRÓNICOS</b>	<b>198</b>

## RESUMO

A azinheira, *Quercus rotundifolia*, é uma esclerófila, de interesse Comunitário. Porém, nos cenários de alteração climática previstos para Portugal, poderá ter o ótimo ecológico ameaçado, com o aumento da secura estival. É geralmente definida como xerófita, mas sua necessidade hídrica e os limites de resistência mínima não estão definidos. Neste ensaio procuramos determinar a necessidade hídrica da azinheira, admitindo que a especificidade desta espécie assenta no regime estomático-cuticular e na resistência aerodinâmica. Acreditamos que o recurso à teoria de PENMAN-MONTEITH pode trazer um contributo interessante à abordagem da necessidade hídrica do montado. Juntamente com o TIV e índices de *stress* como CWSI. Concluímos tratar-se afinal de uma espécie mesófita e contrariamente à hipótese colocada inicialmente, apesar de esclerófila, têm uma evapotranspiração potencial superior à  $ET_0$ , e em situação padrão, a  $E_{Tr}$  é próxima da  $ET_0$ . Comparámos o padrão sazonal da resistência estomática em plena disponibilidade hídrica e em situação padrão.

**Palavras-chave:** *Quercus rotundifolia* ; evapotranspiração; padrão sazonal evapotranspiração; padrão sazonal estomático; alteração climática; PENMAN-MONTEITH; CWSI; coeficiente cultural

# The Montado water requirement: the particular case of holm oak

## ABSTRACT

The holm oak, *Quercus rotundifolia*, is a sclerophyllous of Community interests. However, in climate change scenarios predicted for Portugal, may have its ecological optimum threatened, with increasing summer dryness. Generally is characterized as a xerophyte, but its water requirement and its minimum resistance are not yet defined. In this essay we sought to determine the water requirement of the holm oak, assuming that the species specificity is based on stomatal-cuticular and aerodynamic resistance. We believe that using the PENMAN-MONTEITH theory can bring an interesting contribution to address the montado water requirement, along with the TIV and *stress* index like the CWSI. We conclude that the holm oak is mesophyte and contrary to the hypothesis initially posed, and although sclerophyllous, has a higher potential evaporation than  $ET_0$ , and in standard conditions its  $E_{Tr}$  is similar to  $ET_0$ . Seasonal patterns of stomatic resistance with water availability and in standard situation were compared.

**Keywords:** *Quercus rotundifolia* ; evapotranspiration; seasonal evapotranspiration patterns; stomatic seasonal patterns; climate change; PENMAN-MONTEITH; CWSI; cultural coefficient

# LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

SÍMBOLO	UNIDADE
<i>arc cos</i> – arcoseno de um ângulo	rad
<i>C/N</i> – rácio carbono / azoto	
<i>CFC<sub>s</sub></i> - clorofluorcarbonetos	
<i>CH<sub>4</sub></i> - Metano	
<i>CO<sub>2</sub></i> – Dióxido de carbono	
<i>cos</i> – coseno de um ângulo	rad
<i>C<sub>s</sub></i> - calorífica do solo [2,1]	MJ m <sup>-3</sup>
<i>C<sub>p</sub></i> – calor específico a pressão constante	MJ kg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup>
<i>CU</i> – capacidade utilizável	mm
<i>D</i> – drenagem de água no solo	mm dia <sup>-1</sup>
<i>d</i> – altura do deslocamento do plano de referência ou plano zero de deslocamento	m
<i>DAP</i> – Diâmetro à Altura do Peito	m
<i>DPV</i> – défice de pressão de saturação	kPa
<i>dr</i> – inverso da distância relativa entre o Sol e a Terra	
<i>E</i> – evaporação	mm dia <sup>-1</sup>
<i>E<sub>0</sub></i> – evaporação potencial	mm dia <sup>-1</sup>
<i>e<sub>a</sub></i> – pressão de vapor no ar	kPa
<i>e<sub>s</sub></i> – pressão de saturação de vapor	kPa
<i>Es</i> – escorrência superficial	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ET</i> – evapotranspiração	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ETA</i> – evapotranspiração atual	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ETO</i> – evapotranspiração de referência	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ET<sub>AZ REG</sub></i> – evapotranspiração da azinheira regada	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ET<sub>AZ Padrão</sub></i> – evapotranspiração da azinheira padrão	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ETc</i> – evapotranspiração da cultura	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ETc max</i> – evapotranspiração máxima da cultura	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ET max</i> - evapotranspiração máxima	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ETP</i> – evapotranspiração potencial	mm dia <sup>-1</sup>
<i>ETr</i> - evapotranspiração real	mm dia <sup>-1</sup>
<i>G</i> – fluxo de calor do solo	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>G<sub>sc</sub></i> – constante solar [0,0820]	MJ m <sup>-2</sup> min <sup>-1</sup>
<i>gs</i> – condutância estomática da copa	m s <sup>-1</sup>
<i>gi</i> - condutância estomática	m s <sup>-1</sup>
<i>H</i> – calor sensível	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>

<i>HFC<sub>s</sub></i> - Hidrofluorcarbonetos	
<i>hc</i> - altura da cultura ou copa	m
<i>H<sub>2</sub>O<sub>v</sub></i> - vapor de água	
<i>HR</i> - humidade relativa	%
<i>I</i> - rega	mm dia <sup>-1</sup>
<i>Ic</i> - perda por interceptação	mm dia <sup>-1</sup>
<i>Io</i> - índice ombrotérmico anual	
<i>It</i> - índice termicidade	
<i>I<sub>tc</sub></i> - índice de termicidade de compensação	
<i>J</i> - dia do ano	
<i>k</i> - constante de von Karman	0,41
<i>Kc</i> - coeficiente cultural	
<i>LAI</i> - índice da área foliar	
<i>L</i> - perda potencial de água	mm
<i>Ma</i> - milhões de anos	
<i>N<sub>2</sub>O</i> - óxido nitroso	
<i>O<sub>3</sub></i> - ozono	
<i>P</i> - precipitação	mm dia <sup>-1</sup>
<i>P<sub>a</sub></i> - pressão atmosférica	kPa
<i>PFC<sub>s</sub></i> - perfluorcarbonetos	
<i>R</i> - constante universal dos gases	kJ kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
<i>r<sub>a</sub></i> - resistência aerodinâmica	s m <sup>-1</sup>
<i>r<sub>cp</sub></i> - resistência do copado à transpiração potencial	s m <sup>-1</sup>
<i>r<sub>s</sub></i> - resistência estomática da árvore	s m <sup>-1</sup>
<i>r<sub>i</sub></i> - resistência estomática média de folhas individuais	s m <sup>-1</sup>
<i>r<sub>s</sub></i> - resistência estomática	s m <sup>-1</sup>
<i>R<sub>a</sub></i> - radiação extraterrestre	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>R<sub>n</sub></i> - radiação líquida	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>R<sub>nl</sub></i> - radiação solar líquida de longo comprimento de onda	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>R<sub>s</sub></i> - radiação solar	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>R<sub>ns</sub></i> - radiação líquida de curto comprimento de onda	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>R<sub>so</sub></i> - radiação solar em céu limpo	MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup>
<i>SF<sub>6</sub></i> - hexafluoreto	
<i>T</i> - temperatura	°C
<i>T<sub>a</sub></i> - temperatura do ar	°C
<i>T<sub>c</sub></i> - temperatura da copa	°C
<i>Tr</i> - transpiração	mm
<i>z</i> - elevação acima do nível médio do mar	m
<i>zh</i> - altura das medições de humidade	m

$z_m$ - altura de medição da velocidade do vento	m
$z_0$ - comprimento da rugosidade	m
$z_{om}$ - comprimento da rugosidade do momento de transferência	m
$z_{oh}$ - comprimento da rugosidade do momento de transferência de calor e vapor	m
$u$ - velocidade do vento	$ms^{-1}$
$w$ - contribuição de água do aquífero	$mm\ dia^{-1}$
$ws$ - ângulo horário ao pôr-do-sol	rad
$\Delta$ - declive da curva de pressão de saturação de vapor à temperatura do ar	$kPa\ ^\circ C^{-1}$
$\Delta s$ - armazenamento de água no solo	$mm\ dia^{-1}$
$\Delta t$ - intervalo de tempo	dia
$\Delta_z$ - profundidade efetiva do solo	m
$\beta$ - razão de BOWEN	
$\theta$ - ângulo e elevação do sol	
$\delta$ - o ângulo de declinação do sol	radiano
$\Psi$ - ângulo zenital do sol	
$\lambda$ - calor latente de vaporização	$MJ\ kg^{-1}$
$\lambda E$ - perda de calor latente por evaporação	$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$
$\gamma$ - constante psicrométrica	$kPa\ ^\circ C^{-1}$
$\varphi$ - latitude	radiano
$\eta$ - ângulo horário	
$\rho$ - densidade média do ar	$Kg\ m^{-3}$
$\sigma$ - constante de Stefan-Boltzmann [ $4,903\ 10^{-9}$ ]	$MJ\ K^{-4}\ m^{-2}\ dia^{-1}$

## ABREVIATURAS

*AZ - azinheira*

*AZ REG - azinheira regada*

*Az Padrão - azinheira padrão*

*CWSI - "Crop water stress index"*

*ca<sup>+2</sup> - catiões de cálcio*

*DS - grau de esclerófilia*

*FAI - foliage area index*

*FAO - Food and Agriculture Organization*

*GCMs - Modelos de Circulação Geral da atmosfera*

*HadCM<sub>3</sub> - Hadley Centre Regional Climate Model*

*k<sup>+</sup> - iões de potássio*

*LAI - índice de area foliar*

*LMA - massa da folha por área*

*LSM - massa específica da folha*

*PAI – Plant area index*

*PM – modelo PENMAN-MONTEITH de evapotranspiração*

*PT – modelo de Priestley-Taylor*

*ppm – partes por milhão*

*rad – radianos*

*SLA - área específica da folha*

*SW – modelo de SHUTTLEWORTH & WALLACE de evapotranspiração*

*sen – seno de um ângulo*

*stdv – desvio padrão*

*TIV – termómetro de infravermelhos*

*tg – tangente de um ângulo*

*VAI - vegetation area index*

# LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1 – Distribuição potencial das duas espécies de azinheira</i>	<u>12</u>
<i>Figura 2 – Folhas da azinheira regada</i>	<u>15</u>
<i>Figura 3 – Estados e transições da vegetação mediterrânica no Sudoeste da Península Ibérica</i>	<u>23</u>
<i>Figura 4 -Ciclos solares desde 1940</i>	<u>35</u>
<i>Figura 5 - Estoma de <i>Quercus ilex</i></i>	<u>58</u>
<i>Figura 6 - Vista satélite do local de estudo</i>	<u>103</u>
<i>Figura 7 - Azinheira regada</i>	<u>107</u>
<i>Figura 8 - Azinheira padrão</i>	<u>109</u>
<i>Figura 9 – Posicionamento nas medições com o TIV</i>	<u>134</u>
<i>Figura 10 - Variação da evapotranspiração, DPV e precipitação ao longo do ensaio</i>	<u>138</u>
<i>Figura 11 - Evapotranspiração de referência e das azinheiras, precipitação e radiação solar</i>	<u>141</u>
<i>Figura 12 – Relação entre a evapotranspiração das azinheiras, o déficit de pressão de vapor e a radiação solar</i>	<u>141</u>
<i>Figura 13 – Variação anual do coeficiente cultural <math>K_c</math>, radiação solar e déficit de pressão de vapor</i>	<u>144</u>
<i>Figura 14 – Relação entre o coeficiente cultural <math>K_c</math> e a resistência superficial da azinheira regada</i>	<u>144</u>
<i>Figura 15 – Balanço hídrico</i>	<u>146</u>
<i>Figura 16 – Balanço hídrico e evapotranspiração das azinheiras</i>	<u>147</u>
<i>Figura 17 – Resistência estomática observada no período de verão ao longo do dia</i>	<u>149</u>
<i>Figura 18 – Resistência estomática observada no período de inverno ao longo do dia</i>	<u>151</u>
<i>Figura 19 – Evolução da resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> ao longo do ano</i>	<u>155</u>
<i>Figura 20 – Evolução da condutância estomática <math>c_i</math> e superficial <math>c_s</math> ao longo do ano</i>	<u>155</u>
<i>Figura 21 – Variáveis climáticas, DPV, radiação solar, precipitação e evapotranspiração de referência (<math>ET_0</math>) ao longo dos dias do ano</i>	<u>157</u>
<i>Figura 22 – Relação anual (verão e inverno) entre a resistência estomática <math>r_i</math> e o DPV</i>	<u>158</u>
<i>Figura 23 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> com o DPV, no inverno, manhã</i>	<u>158</u>
<i>Figura 24 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> com o DPV, no inverno, meio-dia</i>	<u>159</u>
<i>Figura 25 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> com o DPV, no inverno, meio-dia para <math>DPV &lt; 1,0</math> kPa e <math>DPV &gt; 1,0</math> kPa</i>	<u>159</u>
<i>Figura 26 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> com o DPV, no inverno, ocaso</i>	<u>160</u>
<i>Figura 27 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> com o DPV, no verão, manhã</i>	<u>161</u>
<i>Figura 28 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> com o DPV, no verão, meio-dia</i>	<u>161</u>
<i>Figura 29 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e superficial <math>r_s</math> com o DPV, no verão, ocaso</i>	<u>162</u>
<i>Figura 30 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a radiação solar <math>R_s</math></i>	<u>163</u>
<i>Figura 31– Relações entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a radiação PAR no inverno e no verão ao longo do dia</i>	<u>163</u>
<i>Figura 32 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a radiação PAR no inverno e no verão no período matinal</i>	<u>164</u>
<i>Figura 33 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a radiação PAR no inverno e no verão ao meio-dia</i>	<u>165</u>

<i>Figura 34 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a radiação PAR no inverno e no verão no período ocaso</i>	<u>165</u>
<i>Figura 35 –Evolução das temperaturas médias do ar e folhas das azinheiras ao longo do ano (<math>^{\circ}\text{C}</math>)</i>	<u>166</u>
<i>Figura 36 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a temperatura das folhas, inverno e verão, manhãs</i>	<u>167</u>
<i>Figura 37 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a temperatura das folhas , inverno e verão, meio-dia</i>	<u>168</u>
<i>Figura 38 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a temperatura das folhas ,inverno e verão, ocaso</i>	<u>168</u>
<i>Figura 39 – Relação entre a resistência estomática <math>r_i</math> e a temperatura das folhas , inverno e verão</i>	<u>169</u>
<i>Figura 40 – Linhas baliza superior e inferior do CWSI na azinheira regada</i>	<u>170</u>
<i>Figura 41 – Linhas baliza superior e inferior do CWSI na azinheira padrão</i>	<u>171</u>
<i>Figura 42 – CWSI na azinheira regada</i>	<u>172</u>
<i>Figura 43 – CWSI na azinheira padrão</i>	<u>173</u>

# LISTA DE TABELAS

QUADRO 1 - PISOS E SUBPISOS BIOCLIMÁTICOS QUE OCORREM NO MACROCLIMA MEDITERRÂNEO.....	18
QUADRO 2 - OMBRÓTIPOS MACROCLIMA MEDITERRÂNEO.....	19
QUADRO 3 - CONCEITOS USADOS NA DETERMINAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	76
QUADRO 4 - MODELOS PARA ESTIMAR A ET.....	76
QUADRO 5 - CARACTERIZAÇÃO DO SOLO.....	105
QUADRO 6 - CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA DO SOLO.....	105
QUADRO 7 - COMPOSIÇÃO DO SOLO - NUTRIENTES PRINCIPAIS ASSIMILÁVEIS E TROCA CATIONICA.....	105
QUADRO 8 - ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR LAI AZINHEIRA REGADA.....	111
QUADRO 9 -ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR LAI AZINHEIRA PADRÃO .....	111
QUADRO 10 - NÚMERO DE MEDIÇÕES EFECTUADAS NO PERÍODO DE VERÃO E INVERNO AO LONGO DO DIA.....	129
QUADRO 11 - VALORES PARA A DETERMINAÇÃO DA $(T_c - T_a)_{ul}$ .....	135
QUADRO 12 - VALORES PARA A DETERMINAÇÃO DA $(T_c - T_a)_{il}$ .....	136
QUADRO 13 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, DA AZINHEIRA REGADA E PADRÃO E PRECIPITAÇÃO.....	137
QUADRO 14 - COEFICIENTE CULTURAL DA AZINHEIRA REGADA.....	143
QUADRO 15 – BALANÇO HÍDRICO .....	146
QUADRO 16 - MÉDIAS E DESVIO PADRÃO DAS RESISTÊNCIAS ESTOMÁTICAS NO PERÍODO DE VERÃO.....	149
QUADRO 17 - VALORES MÍNIMOS E MÁXIMOS DA RESISTÊNCIA ESTOMÁTICA NO PERÍODO DE VERÃO.....	149
QUADRO 18 - MÉDIAS E DESVIO PADRÃO DA RESISTÊNCIA ESTOMÁTICA NO PERÍODO DE INVERNO.....	151
QUADRO 19 –VALORES MÍNIMOS E MÁXIMOS DAS RESISTÊNCIAS ESTOMÁTICAS NO PERÍODO DE INVERNO.....	151
QUADRO 20 – DÉFICE DE PRESSÃO DE VAPOR MÉDIO MENSAL.....	172

*“...que sse nom faça dano nos soueraes...”*

Da Carta de El-rei D.Dinis de 13 de Julho de 1310 (Livro III da Chancelaria de D. Dinis)

*“A árvore tende a gerar uma ilha de biodiversidade...”* Prof. Eduardo Cruz de Carvalho

## INTRODUÇÃO

As florestas são o grande portal da biodiversidade, garantindo um necessário equilíbrio ecológico entre os ciclos de nutrientes, minerais e da água. E são ao mesmo tempo os “pulmões do mundo” e os seus “sumidouros de carbono”.

A floresta autóctone, no ecossistema mediterrânico, é dominada pelas esclerófilas que constituem o clímax da associação vegetal, fazendo por isso parte integrante do património da Bacia Mediterrânica. O montado de azinho e o de sobreiro, assim como o olival, o zambujal e o carrascal entre outros, além do seu peso em área, conferem, por excelência, o cariz mediterrânico e único à nossa paisagem.

Só o coberto esclerófito, de sobreiro e azinheira, ocupa em Portugal uma área superior a 1 milhão de hectares, sendo a superfície com azinheira de 412 878 ha e a correspondente ao sobreiro de 715 922 ha (DNGF, 2010), o que representa 36% da área florestal do país. A azinheira é em termos de representatividade, a quarta espécie de maior interesse, ocupando 13% da superfície florestal.

Os montados, de sobreiro, de azinho e/ou mistos resultam da ação antrópica através do desadensamento da floresta esclerófila natural e da seleção de espécies que constituem o bosque mediterrânico com a sua manutenção através de práticas agrícolas e/ou do pastoreio. Constituí um sistema de grande biodiversidade, de rentabilidade económica e de beleza paisagística únicas. Para além da sua importância agro-florestal e ecológica, as esclerófilas mediterrânicas constituem ainda património cultural.

Apesar da resiliência destes sistemas mesmo em condições muito adversas, os montados têm sofrido declínio, não só em Portugal, mas também nos países da orla mediterrânica que partilham este ecossistema. Entre os determinantes para ao seu declínio estão os fatores ambientais, como as secas prolongadas, os incêndios e os agentes antrópicos, como a progressiva artificialização sofrida ao longo do tempo, a utilização

intensiva, os desbastes excessivos, as lavouras com destruição de raízes e micorrizas, sem esquecer o sobrepastoreio.

Aliás como corolário desta situação, desde o final do século XIX e durante todo o século XX há relatos de morte súbita em montados de sobro e de degradação dos montados de azinho, em Portugal, Espanha e Marrocos, onde a seca foi apontada como o principal agente de declínio por diversos autores, BAETA NEVES, LOPES PIMENTEL, VIEIRA NATIVIDADE, nos anos 40 do século XX, e mais recentemente nos anos 80 do século XX por MACARA e MONTOYA, entre outros.

Grande parte do aquecimento do século XX ocorreu durante dois períodos, 1910 a 1945 e de 1976 a 2000 (IPCC, 2001). Em Portugal verificaram-se três períodos de alteração da temperatura média durante o século XX, aquecimento entre 1910 e 1945, arrefecimento entre 1946 e 1975, seguidos de aquecimento rápido entre 1976 e 2000 (SANTOS, *et al.*, 2002). Destes períodos de aquecimento, os registos sobre o declínio das áreas de montado apontam a década de 80 como a mais quente e particularmente seca, excedendo a longitude do período seco de estio, verificando-se casos de morte súbita em montado de azinho em Espanha e desfolha intensa em Portugal.

Após a década de 80, o final dos anos 90 e o início do século XXI (1997, 1998, 2001, 2002 e 2003) representaram os 5 anos mais quentes dos últimos 150 anos, no qual o verão de 2003 foi classificado na Europa como o mais quente dos últimos 500 anos, com impactes graves em Portugal na saúde pública e na maior vaga de incêndios florestais (SANTOS, *et al.*, 2002).

Num sistema como o montado, a evaporação está mais dependente da precipitação anual do que noutro tipo de florestas, o que o torna mais vulnerável a períodos de seca prolongados (INFANTE *et al.*, 1997), não raros de acontecer no mediterrânico, e prevendo-se que no futuro próximo a sua ocorrência aconteça com períodos de retorno mais curtos devido à alteração climática.

Nos cenários de alteração climática projetados para Portugal Continental, (admitindo a duplicação do CO<sub>2</sub>), prevê-se, o aumento substancial da temperatura média, entre 1,7°C – 7°C e uma redução da precipitação média e da duração da época das chuvas (SANTOS, *et al.*, 2002).

As previsões do SIAM (Scenarios, Impacts and Adaptation Measures) para o cenário de alteração climática de duplicação de CO<sub>2</sub>, apontam para o decréscimo da

floresta a sul do território e a sua substituição por vegetação arbustiva e por pradaria (PEREIRA *et al.*, 2002). De acordo com o modelo utilizado pelo SIAM é possível que os carvalhos, especialmente a azinheira seja capaz de resistir aos futuros défices hídricos em zonas potencialmente semiáridas, no entanto, é ao mesmo tempo improvável que espécies como esta, de crescimento lento, sejam capazes de, sem ajuda do homem, colonizarem habitats mais favoráveis.

Com o cenário da alteração climática em vista, e a seca verificada ao longo do século XX, torna-se pertinente, na nossa opinião, pensar nas necessidades hídricas desta espécie, em situação de plena disponibilidade hídrica e caracterizar o seu regime estomático. A azinheira (*Quercus rotundifolia*) e o sobreiro (*Quercus suber*) são identificados como espécies xerófitas, no entanto não existem, ou não encontramos, estudos sobre o seu regime estomático em plena disponibilidade hídrica que permitam em situação privilegiada relativamente a um dos fatores mais limitantes como a água, caracterizá-la como xerófita ou como mesófita.

Assume-se geralmente, que a azinheira é uma espécie mais resistente à seca e a ambientes xerófilos que o sobreiro, e enquanto perenifólia constitui por si só, uma forma sustentável de melhoramento do solo, contribuindo para a formação de húmus e para a diminuição da evaporação da água do solo, mantendo a humidade do solo debaixo das copas perenes e uma maior reserva de água no solo (aumentando a capacidade de armazenamento útil). Contudo, apesar dos estudos e projetos que já se dedicaram ao montado e à azinheira em particular, permanecia ainda em aberto a determinação da necessidade hídrica. O fato de ser uma esclerófila tem também, provavelmente, condicionado a sua associação á xerófilia.

Existe a ideia generalizada que o montado de sobre e/ou azinho, precisa de menos água que outras espécies lenhosas e por conseguinte muito menos que um milharal ou um relvado de golfe. Mas, será a azinheira, do ponto de vista do regime estomático, xerófita ou mesófita? Qual será a evapotranspiração potencial da azinheira? Será menor que a evapotranspiração de referência? Propusemo-nos neste trabalho estimar as necessidades hídricas da azinheira e caracterizar o seu regime estomático usando a teoria de PENMAN-MONTEITH (PM).

Prentendemos ainda determinar o *Crop Water Stress Index* (CWSI) para a azinheira, uma vez que, no quadro da alteração climática, pode constituir um método simples de aferir o défice relativo de água no montado, em situações de secura

atmosférica. Nesta linha de trabalho procuramos também graduar o termómetro de infravermelhos (TIV) em unidades de resistência estomática balizadas pelas linhas baliza do *Crop Water Stress Index* (CWSI). O que tornaria possível, em simultâneo com a aplicação da teoria PM, identificar por deteção remota, áreas florestais e/ou montado em situação de carência hídrica.

Perante os cenários de alteração climática e a possível expansão de áreas mais xéricas em Portugal Continental, particularmente a sul do território, pensamos que a manutenção e recuperação do montado, mesmo que para tal seja necessário utilizar eventualmente, regas de emergência, é cada vez mais, uma necessidade que advém do fato de constituírem um excelente mecanismo de defesa contra a erosão e a desertificação e poderem ainda proporcionar uma regulação no próprio clima. Estudos realizados (REALE & SCHUKLA, 2000) sobre a desflorestação e o clima dos últimos 2000 anos revelam que a desflorestação da região mediterrânica tem conduzido a uma evolução climática de maior *secura* e aridez.

A degradação dos montados favorece, particularmente em anos secos, a sucessão regressiva com a conseqüente degradação do ecossistema. Iniciando-se a erosão com a degradação dos solos e a entrada de plantas, normalmente heliófitas lenhosas, nomeadamente cistáceas extremamente competitivas em relação às disponibilidades hídricas, e portanto indicadoras do grau de degradação do montado.

O montado é ainda um importante meio de rendibilidade económica e constitui património que caracteriza não só a nossa paisagem como também a nossa cultura! Está reconhecido na Diretiva 92/43 CEE da União Europeia como habitat natural de interesse comunitário (PINTO- GOMES & PAIVA- FERREIRA, 2005).

## 2. OBJETIVOS

Neste ensaio procuramos determinar a necessidade hídrica da azinheira, i.e o seu consumo com plena disponibilidade de água, íntima e fortemente dependente da sua resistência estomática mínima, de forma a poder situar a azinheira na sua categoria própria, i.e. ou como xerófita ou como mesófita. E simultaneamente compará-la com a evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>).

Mais concretamente pretendemos caracterizar o padrão sazonal do seu consumo hídrico, com plena disponibilidade hídrica e em situação ambiental natural (digamos padrão), assim como o seu regime estomático-cuticular nas estações extremas do ano, verão e inverno, e a sua variação ao longo do dia. Admitimos que a especificidade eco-hidrológica desta espécie assenta no regime estomático-cuticular e em parte na resistência aerodinâmica.

A resistência estomática das plantas lenhosas pode ser relativamente elevada, particularmente se se tratar de uma xerófita, assumindo por conseguinte um papel importante no controlo das perdas de vapor de água por transpiração. Acresce-se também que os copados florestais e por conseguinte os das azinheiras são altos e abertos, com menor resistência aerodinâmica que as plantas não lenhosas de reduzida extensão vertical, o que resulta numa forte ligação entre a abertura estomática e a taxa de transpiração.

Procuramos determinar e comparar o “*Crop Water Stress Index*”, CWSI, na azinheira com plena disponibilidade de água e em situação ambiental natural (padrão). Este índice poderá constituir um modo relativamente simples e útil para aferir a deficiência hídrica relativa da azinheira ou do montado, em períodos estivais de elevada secura ou prolongados no tempo, desde de que conhecida a sua resistência potencial mínima.

Tentamos ainda contribuir para graduar o termómetro de infravermelhos, TIV, em unidades de resistência estomático-cuticular balizadas entre as linhas convergentes do diagrama do CWSI, para a azinheira.

Durante muitos anos houve interesse em usar a temperatura do copado obtida por infravermelhos como indicador do *stress* de carência hídrica, da condutância do copado ou da transpiração, inicialmente para fins rega (JACKSON *et al.*, 1981; IDSO, 1982; JACKSON,

1982 citado em JONES *et al*, 2002). LIMA *et al*. 1996 mostrou a possibilidade da aplicação do termómetro de infravermelhos, TIV, como um porómetro, capaz de medir a resistência estomática e a possibilidade de no diagrama do *Crop Water Stress Index*, CWSI, se poderem traçar linhas convergentes com as linhas baliza superior e inferior. Com base nesta possibilidade, procuramos graduar o TIV em unidades de resistência estomático-cuticular balizadas entre as linhas convergentes do diagrama do CWSI, para a azinheira.

Na estimativa da necessidade hídrica da azinheira propusemo-nos usar a teoria de PENMAN-MONTEITH, PM, pelo fato de assentar na resistência estomática, que é o centro do paradigma deste trabalho. E nessa base fazer a interpretação dos resultados experimentais e melhorar a compreensão do sistema com fundamento na resistência estomática e na resistência aerodinâmica. E possibilitar estimativas tanto numa base diária como numa base mensal, com dados climáticos de uma estação meteorológica próxima.

Em cobertos de vegetação esparsa, como o montado e árvores isoladas, a utilização de modelos analíticos “multi-camadas” proporcionariam, provavelmente, uma melhor descrição da micrometeorologia e da transferência radiativa no interior do copado, no entanto, as teorias estão melhor desenvolvidas para o caso de superfícies horizontalmente homogêneas e expostas a condições estáveis (BALDOCCHI *et al.*, 1994).

Com a aplicação do modelo de PM, assumimos que os gradientes são predominantemente verticais, e que a variabilidade da energia radiante é maior na dimensão vertical, o que poderá introduzir uma fonte de erro na determinação da transpiração ao nível da árvore isolada integrada no montado. No entanto, se as medições forem efectuadas na “*boundary layer*” “própria” serão evitados os erros provenientes da advecção que possa surgir (MONTEITH com. pessoal à equipa, 2002).

Usualmente em cobertos lenhosos a medição da transpiração é estimada através de métodos fisiológicos como o fluxo de seiva, “*sap flow*”, com técnicas de impulso de calor “*heat pulse*”, de balanço de calor “*heat balance*” ou de dissipação de calor “GRANIER”, são no entanto técnicas dispendiosas.

Alguns autores compararam a estimativa da transpiração em árvores isoladas pela equação de PENMAN-MONTEITH e o “*sap flow*”, obtendo resultados satisfatórios com ambos métodos (EDWARDS *et al.*, 1997; WARWICK, 1984; ZHANG *et al.*, 1997 citados em PEREIRA *et al.*, 2006; GREEN, 1993). DAVID *et al.*, 1997, (citado por ROJAS, 2003) compararam o método de dissipação de calor com a estimativa do modelo de PENMAN-

MONTEITH (PM) em cultura de eucalipto e observaram que em boas condições hídricas os resultados eram semelhantes, contudo à medida que o solo ia secando, o modelo de PM sobrestimava a evapotranspiração comparativamente ao método de fluxo de seiva.

É de salientar ainda, que apesar de mais usados e com melhor aferição nas taxas transpiratórias, os métodos fisiológicos, não são isentos de erros, por exemplo no de GRANIER ao contrário do que tem sido normalmente aceite, os parâmetros da equação são específicos do local e da espécie, dependendo das propriedades térmicas da madeira e possivelmente das propriedades anatómicas da árvore de forma ainda não completamente esclarecida (FERREIRA *et al.*, 2004).

Neste ensaio a caracterização da necessidade hídrica é realizada com uma base mensal. A evapotranspiração potencial (ETP) correspondente à azinheira regada e a evapotranspiração real ou actual (ETR) da azinheira padrão são estimadas através dos valores de transpiração, por nós aferidos com a equação de PENMAN-MONTEITH, corrigidos com a perda por interceptação, esta obtida recorrendo à taxa determinada por DAVID, 2002, em *Quercus rotundifolia* num montado na mesma área geográfica deste ensaio, pelo que julgamos que o erro cometido será pequeno.

Em ecossistemas florestais as componentes mais importantes da evapotranspiração são a transpiração ( $T_r$ ) e a perda por interceptação ( $I_c$ ), i.e. a evaporação direta a partir das copas molhadas em períodos de chuva (WARD & ROBISON, 2000 citados por DAVID, 2002). A perda por interceptação é uma componente significativa (25 a 75%) da evaporação nas florestas dependendo da distribuição da precipitação da região (DAVID *et al.*, 2005). DAVID, 2002, estimou em cerca de 28% a perda por interceptação em relação à evapotranspiração e em cerca de 21,7% em relação à precipitação bruta.

A utilização da teoria de PM seguida neste trabalho tem como vantagem a possibilidade de permitir aferir remotamente a transpiração de sistemas em maiores escalas, ao nível da floresta, e em planos de ordenamento florestal, desde de que sejam conhecidas as resistências estomática e aerodinâmica. A resistência aerodinâmica pode ser aferida através da altura do copado e da velocidade do vento. No caso da resistência do copado, o CWSI e a graduação do TIV permitem a sua estimativa através da equação do balanço de energia. Pensamos que esta possibilidade no quadro da alteração climática representa, uma mais-valia, e tornaria viável a utilização de regas de emergência, em situações de períodos estivais de seca severa.

O estudo concentra-se em árvores isoladas, assumindo que, quando as copas das árvores são largamente separadas o funcionamento florestal poderá ser melhor representado por árvores isoladas (GREEN, 1993; DAVID *et al.*, 2004). Inicialmente estava prevista a utilização de 3 árvores regadas e 3 padrão, para melhor interpretação estatística, contudo, tal não foi viável devido a limitações ao nível da quantidade e tipo de equipamentos disponíveis, à logística operacional necessária nas medições manuais e à total ausência de financiamento.

A resistência estomática foi aferida por um porómetro de difusão cíclico em duas árvores isoladas no montado, uma azinheira regada e outra em situação ambiental padrão. As medições foram estabelecidas em três períodos diurnos ao longo do dia, na estação de verão e de inverno, as quais foram acompanhadas por medições com o TIV, um anemómetro, e por uma sonda portátil de humidade e temperatura. Pretendíamos uma caracterização anual completa, que se tornou impraticável por avaria do porómetro durante 3 meses, o que coincidiu com a primavera.

A nossa proposta para a determinação da evapotranspiração da azinheira através da equação de PENMAN-MONTEITH e da perda por intercepção é um método menos rígido, menos dispendioso e não envolve o abate da árvore. É também o que foi viável, na ausência de financiamento.

Algumas esclerófilas, como a oliveira tem o seu coeficiente cultural identificado nas tabelas da FAO, este ensaio permite também trazer um acréscimo à incerteza sobre o coeficiente cultural ( $K_c$ ) da azinheira. Usando para tal o algoritmo da FAO:

$$ET_{max} = K_c \times ET_0 \quad (1)$$

em que  $ET_{max}$ , é a evapotranspiração máxima,  $K_c$  o coeficiente cultural e  $ET_0$  a evapotranspiração de referência.

Para melhor compreender o montado, em particular o de azinho, tentamos fazer um enquadramento climático ao longo da sua evolução na Península Ibérica e com base nos cenários previstos e na sua necessidade hídrica potencial estimada, prever a sua persistência no território nacional num cenário de alteração climática.

### 3. ENQUADRAMENTO CLIMÁTICO-ECOLÓGICO DOS MONTADOS

#### 3.1 ORIGEM E GÊNESE DAS QUERCÍNEAS, SOBREIRO E AZINHEIRA

O sobreiro, *Quercus suber* L., parece surgir, segundo RODRIGUES, 1989, nos finais do Miocénico, Era Terciária, e instala-se definitivamente a partir do Pliocénico, como elemento do futuro estrato arbóreo da “associação clímax” da região ocidental da Bacia Mediterrânica.

Quanto à azinheira, segundo TEIXEIRA & PAIS, 1976, (citados por ONOFRE *et al.*, 1986) os mais antigos fósseis em Portugal têm origem em Pampilhosa do Botão, datando-os TEIXEIRA, 1973, (citado por ONOFRE *et al.*, 1986) no Pliocénico Médio (há 3-4 milhões de anos). A sua origem coincide portanto com o aumento das calotes polares, que datam de há 3,2 milhões de anos (Ma), (após a formação do Istmo do Panamá), seguida pelo início da idade do gelo do Pleistocénico, determinando profundas transformações na composição e distribuição da laurissilva pliocénica.

Em termos climáticos, o final do Mioceno, idade Messeniana, caracterizou-se pela crise de salinidade devido ao isolamento da península do Atlântico, chegando ao fim no início da época Pliocénica (5,3 Ma), com a abertura do estreito de Gibraltar e consequentemente pela inundação da bacia do Mediterrânico pelas águas do Atlântico (AGUSTÍ *et al.*, 2006). A crise de salinidade messeniana caracterizou-se na Península Ibérica por um clima quente e seco, com temperaturas estimadas entre 20,5 – 22,5°C e precipitação entre os 400-500 mm/ano (JIMÉNEZ-MORENO *et al.*, 2009).

No plioceno médio (3-4 Ma) iniciou-se um período de arrefecimento com o fecho das correntes oceânicas na zona equatorial pelo Istmo do Panamá e um aumento das calotes polares, contudo as temperaturas médias seriam mais quentes (6°C) que as de hoje e o padrão de precipitação anual para a Península Ibérica seria entre os 400 e 600 mm/ano (JIMÉNEZ-MORENO *et al.*, 2009).

As análises de pólen dos sedimentos da Península Ibérica nos períodos final do Miocénico e Pliocénico mostram uma progressiva redução na diversidade das plantas ao longo do tempo, provocada pelo desaparecimento das espécies termófilas e as de elevadas necessidades hídricas. No entanto, houve um acréscimo de plantas mesotérmicas (condições quente-temperado), de *taxa* adaptados a períodos sazonais mediterrânicos,

coníferas e ervas altas (nomeadamente *Artemesia*). Estes desenvolvimentos terão sido a resposta às alterações globais e regionais do clima (JIMÉNEZ-MORENO *et al.*, 2009).

O desenvolvimento de uma vegetação típica de estepe no Sul da Ibéria é antigo e provavelmente iniciou-se durante o Oligoceno (JIMÉNEZ-MORENO *et al.*, 2009). O gradiente climático latitudinal entre o Sul e o Norte da Península Ibérica confirma-se no Mioceno entre o Tortoniano/Messeniano segundo os registos de cronologia marinha (STEINNINGER *et al.*, 1996 citado por FORTELIUS, *et al.*, 2006). No início do Plioceno (4,9-4,2 Ma) este gradiente desaparece, reaparecendo no Plioceno médio e tardio (4,2 -2,5 Ma) (FORTELIUS *et al.*, 2006).

A componente xerófila no sudoeste da Península Ibérica está presente nos diagramas de pólen desde meados do Mioceno. Durante a idade do gelo do pleistoceno a vegetação do tipo estepe expandiu-se, mas a vegetação arbórea, apesar de episodicamente contrair, esteve sempre presente na região, explicando em parte a diversidade de plantas hoje presentes (CARRIÓN *et al.*, 2010).

A Península Ibérica, devido à sua posição geográfica, serviu de refúgio para muitas espécies termófilas que de outra forma seriam banidas da Eurásia, dado que não sobreviveriam às glaciações do Pleistocénico, e hoje a Península contém relíquias da flora do Miocénico, Pliocénico e Pleistocénico (QUÉZEL E MÉDAIL, 2003; THOMPSON, 2005 citado por JIMENÉZ-MORENO *et al.*, 2009). Apesar de alguma perda de diversidade, alguns estudos de marcadores moleculares, confirmaram que a Península Ibérica desempenhou um papel importante na sobrevivência a longo prazo das espécies do Terciário durante o Quaternário, simultaneamente terá sido uma fonte para a recolonização após o final da Era glacial do Pleistocénico superior (MIJARRA *et al.*, 2008).

O fator comum na sobrevivência destes conjuntos florísticos parece ter sido, o relativo alto grau de humidade nas áreas que serviram de refúgio, confirmando-se na diferença de sobrevivência entre a costa leste (com maior secura) e a oeste (mais húmida) da Península. O que por sua vez permite realçar a importância do fator hídrico em relação à temperatura na conservação da flora sensível do pré-quaternário (MIJARRA *et al.*, 2008).

As formações vegetais mediterrânicas de que a azinheira faz parte são antigas e complexas, resultando as espécies das situações atuais, de cíclicas mutações da laurissilva miocénica (TEIXEIRA e PAIS, 1976, citados por ONOFRE *et al.*, 1986). Tais formações porém, sejam as miocénicas, sejam as pliocénicas, só são entendíveis, e numa ínfima parte, através da paleobotânica. Uma vez que, tal como NAVEH, 1971 (citado por ONOFRE *et al.*,

1986) evidência, desde há milénios, na região mediterrânica, o fogo, o homem e os rebanhos converteram-se em parte integral e inseparável dos ecossistemas, e daí que estes sejam, quando muito, seminaturais.

A magnitude do impacto humano na vegetação durante o Holoceno foi bastante variável, começando em zonas de pequena elevação e bacias hidrográficas. A degradação florestal nas áreas de montanha começou muito mais tarde, no período Argaric e maximizou-se durante a ocupação Romana (CARRIÓN *et al.*, 2010). Durante o Holoceno a vegetação arbórea dominante é constituída pelo género *Quercus* (PONS & REILLE, 1988; FERNANDEZ *et al.*, 2007 citados por CARRIÓN *et al.*, 2010).

A existência de bosquetes, relíquias muito afastadas das atuais fronteiras da área da espécie, quer a norte, quer ao sul, permite supor que a expansão do sobreiro haja sido, em tempos recuados, muito maior que a atual (VIEIRA NATIVIDADE, 1950). E sendo assim, a distribuição e composição das associações clímax da azinheira resultam de formações mais ou menos artificializadas, resultantes da exploração destas composições em montados, e nomeadamente montados de azinho, iniciada há mais de três séculos pelo homem, devendo-se por isso, a sua composição mais a interesses económicos que a condições ecológicas intrínsecas.

### 3.2 DISTRIBUIÇÃO DA AZINHEIRA

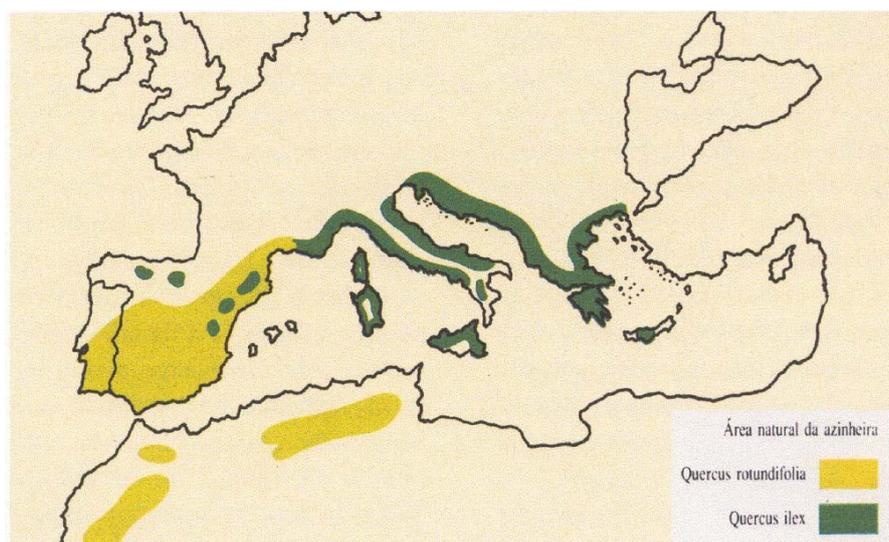
As componentes da *Quercetea ilicis* teriam sobrevivido aos períodos glaciares e interglaciares, refugiando-se nas estações mais abrigadas das planícies litorais, até puderem regressar, às estações anteriores (MIJARRA *et al.*, 2008). Atribuindo-se assim, à era Terciária, a origem do agrupamento, como já mencionado. Trata-se, portanto, de uma espécie resistente a perniciosas influências climáticas e antropocóricas (MONTEIRO, 1958; AGUIAR & PINTO, 2008).

A azinheira (*Quercus ilex* e *Quercus rotundifolia*) é a espécie do género, que ocupa, potencialmente, a maior área no Mediterrâneo, sendo acompanhada nesta dispersão pela *Quercus coccifera* (ANTÓN *et al.*, 2005). Na distribuição geográfica da *Quercus coccifera* L. na região mediterrânica, reconhece-se uma notável coincidência com a distribuição da azinheira, sendo apenas a linha limite da *Quercus coccifera* mais austral. A coincidência é tal, que sempre que a azinheira é suprimida, pelo fogo, pasto, ou por outra ação de

destruição do arvoredo instala-se imediatamente o carrasco (GAUSSEN, 1941, citado por MONTEIRO, 1958), formando o subandar tão característico em Portugal.

Num estudo sobre carrascais elaborado por CARVALHO & FLORES, 1942 (citados por MONTEIRO, 1958) concluem que a presença de *Quercus coccifera* é indicadora da associação em que a azinheira predominou e voltaria a predominar estabelecido o quadro propício à evolução. Esta ocorrência potencial de azinheira vai de encontro à descrição de GUERREIRO, 1957, caracterizando o tipo fundamental da vegetação mediterrânica como esclerófilas e xerófilas (COSTA *et al.*, 1998).

Em relação à distribuição desta espécie, há ainda a salientar que, a azinheira recebe tradicionalmente o nome de *Quercus ilex* L., mas atualmente, separam-se as suas subespécies principais, *ilex* e *rotundifolia*, em duas espécies distintas denominadas, *Quercus ilex* L. e *Q. rotundifolia* Lam (RIVAS-MARTINEZ *et al.*, 1988; RIVAS-MARTINEZ *et al.*, 1990). Esta distinção permite também uma separação nas áreas de ocupação potencial, no espaço mediterrânico. Ocupando a *Q. ilex*, preferencialmente o Norte e Este peninsular e Baleares e a *Q. rotundifolia* o Centro, Oeste e Sul peninsular (ver Figura 1).



**Figura 1** – Distribuição potencial das duas espécies de azinheira (extraído de GOES, 1991)

A área de distribuição da azinheira, originalmente circunscrita à região mediterrânica do Paleártico, é atualmente referida para Portugal, Espanha, Baleares, região meridional de França, Córsega, Sardenha, Itália, Sicília, Jugoslávia, Albânia, Grécia, Turquia, Síria, Líbia, Tunísia, Argélia e Marrocos. Foi introduzida nas Ilhas Britânicas, na Suíça e na Crimeira (ex-URSS): A azinheira tem porém o ótimo do seu estado vegetativo atual localizado na

parte ocidental da área de distribuição, onde é francamente comum, ocorrendo apenas de forma esporádica na parte oriental (ONOFRE *et al.*, 1986 [a]; ANTÓN *et al.*, 2005).

Assim, no total de cerca de 6.5 milhões de hectares ocupados mundialmente por esta quercínea, 87% correspondem a Espanha, Marrocos e Portugal, ou seja, respetivamente 3 milhões, 2 milhões e 540 mil hectares, isto se considerarmos nos povoamentos de azinho portugueses todas as formações onde a espécie aparece, seja dominante ou dominada (ONOFRE *et al.*, 1986 [a]).

No caso concreto de Portugal, a área ocupada pela azinheira tem vindo a diminuir, apesar das medidas governamentais instauradas para incentivar a instalação de povoamentos. Atualmente o coberto esclerófilo, de sobreiro e azinheira, subentende uma área em Portugal superior a 1 milhão de hectares, sendo a área ocupada por azinheira, de 412 878 ha e a área correspondente ao sobreiro de 715 922 ha (DNGF, 2010), o que representa 36% da área florestal do país. Sendo a azinheira, em termos de representatividade da área ocupada, a quarta espécie, ocupando 13% da área florestal.

Atualmente o pinhal e os montados de sobre são, claramente, as formações florestais dominantes no País, constatando-se também que, o crescimento da área florestal da última década se deve, não à expansão das áreas cobertas por estas duas espécies, mas sim ao crescimento da área de eucalipto. Tendo-se verificado inclusive uma diminuição da área de pinheiro-bravo de 18% e um aumento de 80% da área destinada ao plantio de eucalipto (dados consultados na RESOLUÇÃO de MINISTROS nº27/99).

É de salientar que as espécies de sobre e de azinho têm interesse e importância nos sistemas florestais nacionais quer em termos de riqueza biológica, conservação da biodiversidade, conservação do solo e melhoramento da sua estrutura, na rentabilidade económica direta e indireta, como sejam o uso múltiplo (com a exploração dos recursos silvestres e o seu papel no ecoturismo), o que é no espaço Mediterrânico cada vez mais reconhecido, mesmo oficialmente (RESOLUÇÃO do CONSELHO de MINISTROS nº27/99). Por outro lado, são também reconhecidos os impactos das monoculturas na perda de biodiversidade, no aumento da fragilidade a ataques de parasitas e possível degradação do solo.

### 3.3 TAXONOMIA DA AZINHEIRA EM PORTUGAL

A azinheira é uma planta vascular e espermatofita que taxonomicamente se situa nas seguintes classificações sistemáticas: Divisão EMBRYOPHYTA SIPHONOGAMA, segundo ENGLER (em LAWRENCE, 1977 citado por ONOFRE *et al.*, 1986 [a]) ou SPERMATOPHYTA (Espermatófitos), segundo HALLIER (citado por ONOFRE *et al.*, 1986 [a]); Subdivisão ANGIOSPERMAE (Angiospérmicas); Classe DICOTYLEDONEA (Dicotiledóneas); Ordem FAGALES; Família FAGACEAE; Género *Quercus*.

PEREIRA COUTINHO, 1939, adotou a classificação específica da azinheira de *Quercus ilex* L. (1753), optando FRANCO, 1971, por *Quercus rotundifolia* Lam. (1785) (citados por ONOFRE *et al.*, 1986). TUTIN *et al.*, 1964 tratam *Quercus rotundifolia* Lam. como subespécie de *Quercus Ilex* L. que a substituí na área sul e oeste da distribuição geográfica da espécie (ONOFRE *et al.*, 1986).

Aqui adotou-se a classificação atribuída na Flora Ibérica (FRANCO, 1983 citado por RODÀ *et al.*, 2009), na qual se considera que as subespécies *Quercus ilex* subsp. *ballota* = *Quercus ilex* subsp. *rotundifolia* = *Quercus rotundifolia*, também já anteriormente seguida por FRANCO, 1971, (citado por ONOFRE *et al.*, 1986 [a]) considerando-se a azinheira em Portugal (e por conseguinte neste trabalho) como *Quercus rotundifolia* Lam..

Dado o carácter monoico e atendendo à facilidade de propagação natural desta espécie são frequentes os híbridos entre as subespécies e entre as variedades referidas, como é reconhecível pela enorme variabilidade de características entre árvores de um mesmo povoamento ou de uma dada região. Sendo mesmo assinalados e conhecidos, embora pouco frequentes, híbridos de azinheira e sobreiro (*Q. ilex* × *suber* – carvalho cerqueiro) nas áreas de consociação das duas espécies. A classificação não é por isso, isenta de discordância e mesmo ambiguidade.

#### 3.3.1 QUERCUS ILEX E Q. ROTUNDIFOLIA

O carácter perene e coriáceo separa-as das restantes *Quercus* autóctones (MONTROYA, 1989). Como todas as *Quercus* é uma árvore monoica, com flores masculinas em espigas penduradas e as flores femininas separadas das masculinas, de folhas persistentes, podendo manter um porte arbustivo, atinge, em casos excepcionais sem

intervenção humana, os 20-25 metros de altura, mais comumente os 14-15 metros e na generalidade dos casos dos montados médios portugueses 5-8 metros.

A azinheira *Q. Ilex* L. distingue-se da *Q. rotundifolia* Lam. pelas suas folhas lanceoladas ou alongadas e ovais, verde escuras, com 7 a 11 pares de nervuras laterais, e pela sua bolota amarga. Em contraste, a *Q. rotundifolia* tem as folhas largamente ovais ou arredondadas, com folhas esbranquiçadas, 5 a 8 pares de nervuras laterais e bolota doce (MONTROYA, 1989). A azinheira apresenta um polimorfismo foliar notável, por vezes numa mesma árvore, variando especialmente o tamanho das folhas e o seu recorte, que pode ser oval arredondado ou dentado. O grau de lenhificação das peças foliares aumenta com a idade que, em regra pode ir até aos 3 anos.



**Figura 2** – Folhas da azinheira regada

Nos aspetos florestais pode-se destacar que a *Q. ilex* tem menor altura, porte e maior resistência à sombra, parecendo eleger zonas com verões menos secos e duros. Ambas espécies recebem a designação de azinheira ou carrascal e chaparral que são as denominações típicas dos seus montes baixos. A casca é de cor cinzento-escura, áspera, espessa, uniforme e miudamente reticulada. O tronco apresenta diâmetros (DAP) variáveis que podem atingir os 2 metros em árvores excepcionais, mas em regra nos povoamentos adultos situam-se entre os 0.25 e os 0.50 metros (ONOFRE *et al.*, 1986 [a]).

O coberto das copas é variável em função da idade do arvoredo e do diâmetro do tronco e das pernadas, depende também do facto de manter a forma específica (casos raros) ou a forma típica de taça que advém das podas com vista ao aumento da frutificação. O DAP foi relacionado com a superfície de projeção da copa por alguns autores (NOGUEIRA, 1979, citado por ONOFRE *et al.*, 1986 [a]).

As raízes da azinheira penetram profundamente no solo desde as primeiras idades, podendo chegar aos 10 metros de profundidade, mas as vigorosas raízes laterais ou “pastadeiras” desenvolvem-se durante toda a vida da árvore.

Os rebentos do ano desenvolvem-se em março e abril, nestes assentando as flores (estipulas livres) que são fecundadas (polinização anemófila) quase de imediato, amadurecendo geralmente os frutos a partir da segunda semana de outubro e em novembro. No entanto, o período de frutificação não é uniforme, havendo num mesmo povoamento arvoredado precoce e outro tardio, com variações que chegam aos 40 dias. Fatores desta variação são as diferentes exposições<sup>1</sup>, e o vigor vegetativo do arvoredado, os tipos de declive do solo, os ciclos e a profundidade das lavouras, a amplitude e a qualidade das podas efetuadas.

A frutificação varia com as condições ecológicas, a variedade e a idade do arvoredado, segundo BALABANIAN, 1980, (citado por ONOFRE *et al.*, 1986 [a]) a azinheira começa a frutificar, com produções médias, entre os 15 e os 20 anos de idade, podendo a produção de bolota estar entre 1 350 a 2 250 kg, num ano favorável, num hectare de montado de azinho com sessenta árvores de tamanho médio.

No campo eram reconhecidas diversas classes de árvores, principalmente na *Q. rotundifolia*, que se destacavam pela qualidade ou pelo tamanho da sua bolota, ou ainda pela sua capacidade de produzir bolota todos os anos (azinheiras chamadas “castiças”). Este conhecimento chegou em tempos a ser aprofundado, até ao ponto de se recorrer no campo ao enxerto de exemplares selecionados.

Em termos climáticos a *Q. ilex* estende-se por o Norte e Este peninsular e Baleares e a *Q. rotundifolia* pelo Centro, Oeste e Sul peninsular (ver Figura 1).

Ao longo da vida o crescimento da azinheira é lento e o seu temperamento robusto. A longevidade pode alcançar os 700 anos com certa facilidade, mas em regra não ultrapassa os 200-300 anos (L.N.E.C., 1965 em ONOFRE *et al.*, 1986 [a]).

---

<sup>1</sup> As variações de frutificação são especialmente marcadas entre soalheiras e umbrias, com precocidade numa situação e atraso noutra

### 3.4 O CLIMA, EXIGÊNCIAS ECOLÓGICAS E FATORES LIMITANTES

A azinheira é componente da floresta perenifólia de folhas largas mediterrânica – a laurissilva – típica dos climas de transição entre zonas tropicais e as zonas temperadas, ditos mediterrânicos e caracterizados por invernos frios, estios secos e arritmias interanuais na quantidade e na distribuição da precipitação.

O território continental português distribui-se por duas regiões biogeográficas holárticas, a região eurosiberiana e a região mediterrânica e cada uma destas regiões divide-se em sub-regiões, superprovíncias, províncias, subprovíncias, sectores e subsectores (COSTA *et al.*, 1998).

É na região Mediterrânica que a azinheira encontra a sua área de distribuição. Esta é caracterizada por possuir um clima em que escasseiam as chuvas no verão, podendo no entanto, haver excesso de água nas outras estações. Nesta região, desde que o clima não seja extremamente frio (devido à altitude) ou seco, observam-se bosques e matagais de árvores e arbustos de folhas planas pequenas, coriáceas e persistentes (esclerófilas) – durissilvae - como sejam diferentes *Quercus* spp. do subgénero *Sclerophyllodris* (azinheira - *Quercus rotundifolia*, sobreiro - *Quercus suber* e carrasco - *Quercus coccifera*), a aroeira (*Pistacia lentiscus*), o folhado (*Viburnum tinus*), o zambujeiro (*Olea europaea* var. *sylvestris*), a alfarrobeira (*Ceratonia siliqua*), o espinheiro preto (*Rhamnus oleoides*), o sanguinho-das-sebes (*Rhamnus alaternus*), a palmeira-das-vassouras (*Chamaerops humilis*), o loureiro (*Laurus nobilis*), o aderno (*Phillyrea latifolia*), o lentisco-bastardo (*Phillyrea angustifolia*), etc. Esta Região engloba duas sub-regiões: Mediterrânica Ocidental e Mediterrânica Oriental. A primeira, onde nos encontramos situados, está subdividida em três Superprovíncias: Mediterrânico-Iberolevantina, Mediterrânico Iberoatlântica e Italotirrenica (COSTA *et al.*, 1998).

A azinheira tem o seu ótimo bioclimático na região Mediterrânica, como referido, mas para melhor precisar os seus limites recorreremos aos termótipos definidos pelos índices de pisos e subpisos bioclimáticos, It, Itc e Tp, de RIVAS-MARTINEZ *et al.*, 2002 (citado em PINTO GOMES & PAIVA FERREIRA, 2005) que ocorrem no Macroclima mediterrânico (ver quadro1).

**Quadro 1** - Pisos e subpisos bioclimáticos que ocorrem no Macroclima Mediterrâneo (RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, 2002 extraído de PINTO GOMES & PAIVA FERREIRA, 2005)

<b>Termótipos</b>		<b>It, Itc</b>	<b>Tp</b>
<b>Inframediterrâneo</b>	Inferior	515 - 580	< 2650
	Superior	450 - 515	2450 - 2560
<b>Termomediterrâneo</b>	Inferior	400 - 450	2300 - 2450
	Superior	350 - 400	2150 - 2300
<b>Mesomediterrâneo</b>	Inferior	280 - 350	1825 - 2150
	Superior	210 - 280	1500 - 1850
<b>Supramediterrâneo</b>	Inferior	145 - 210	1200 - 1500
	Superior	80 - 145	900 - 1200
<b>Oromediterrâneo</b>	Inferior	-	675 - 900
	Superior	-	450 - 675
<b>Criomediterrâneo</b>	Inferior	-	150 - 450
	Superior	-	1 - 150
<b>Mediterrâneo Atérmico</b>		-	0

Os índices It, Itc e Tp, designam respetivamente, o índice de termicidade que pondera a intensidade do frio, fator limitante para muitas comunidades vegetais, o índice de termicidade de compensação que compensa a oceânicidade ou continentalidade no índice anterior e o parâmetro de temperatura positiva anual.

Dentro destes pisos e subpisos bioclimáticos que caracterizam o macroclima mediterrâneo, a azinheira encontra o centro da sua distribuição natural no termótipo Mesomediterrâneo, raramente penetra nas zonas mais cálidas do Termomediterrâneo, nem sobe às mais frias do Supramediterrâneo (MONTROYA, 1989).

No que se refere à precipitação, RIVAS-MARTINEZ *et al.*, 2002 (citado em PINTO GOMES & PAIVA FERREIRA, 2005) define os ombrótipos do Macroclima mediterrâneo de acordo com o índice ombrotérmico anual (Io), que se define pelo quociente entre a soma da precipitação média (mm) dos meses cuja temperatura média é superior a zero graus e a soma das temperaturas médias mensais superiores a zero graus centígrados (ver quadro2).

**Quadro 2** – Ombrótipos Macroclima Mediterrâneo (RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, 2002 extraído de PINTO GOMES & PAIVA FERREIRA, 2005)

Ombrótipos		Io
<b>Hiperárido</b>	Ultrahiperárido	< 0,1
	Inferior	0,1 - 0,2
	Superior	0,2 - 0,3
<b>Árido</b>	Inferior	0,3 - 0,6
	Superior	0,6 - 1,0
<b>Semiárido</b>	Inferior	1,0 - 1,5
	Superior	1,5 - 2,0
<b>Seco</b>	Inferior	2,0 - 2,8
	Superior	2,8 - 3,6
<b>Sub-húmido</b>	Inferior	3,6 - 4,8
	Superior	4,8 - 6,0
<b>Húmido</b>	Inferior	6,0 - 9,0
	Superior	9,0 - 12,0
<b>Hiperhúmido</b>	Inferior	12,0 - 18,0
	Superior	18,0 - 24,0
	Ultrahiperhúmido	> 24,0

A azinheira pode habitar nos ombrótipos seco, subhúmido e húmido, surgindo habitualmente no subhúmido e padecem de sérios problemas devido às secas em ombrótipos semiáridos (MONTOYA, 1989).

As geadas, a falta de insolação e chuvas mal distribuídas têm um efeito negativo na floração e logo sobre a frutificação. O ótimo de produção de bolota situa-se nas áreas com menos de 20 dias de geada por ano, mais de 400 horas de insolação no inverno e mais de 600 horas na primavera (CUELLAR, 1957; ONOFRE *et al.*, 1986 [a]).

### 3.4.1 SOLOS PROPÍCIOS À AZINHEIRA

Quanto aos solos a azinheira parece ser mais tolerante que quanto ao clima, ocorrendo numa grande diversidade de situações. Assim, apesar de parecer ter tendência calcícola, vive em terrenos siliciosos ou suporta terrenos argilosos compactos. Prefere um pH próximo de 7 ou não ultrapassando, em regra, os 7,5. O crescimento e a frutificação são porém diretamente proporcionais à permeabilidade do solo e em solos húmidos, em regra, a azinheira cede lugar a outras árvores mesmo a outras quercíneas (CUELLAR, 1957; ONOFRE *et al.*, 1986 [a]).

Admite-se que a azinheira pode surgir em todas as classes de solos, com as seguintes limitações: solos encharcados e solos salinos.

É possível distinguir dois grandes blocos: Os azinhais siliciosos mais abundantes na Península ocidental e os azinhais calcários que são mais escassos por se encontrarem no território dedicado à agricultura na sua maior parte (MONTROYA, 1989). Esta divisão dos solos de azinhal baseia-se no único critério: o de serem solos ácidos ou siliciosos e solos básicos ou calcários. No entanto, por vezes a fronteira é difícil de estabelecer, uma vez que há solos formados sobre calcários mas descalcificados pelas chuvas, ou sobre dolomites onde o magnésio compensa a ação do calcário.

Em geral, os solos mais ricos em nutrientes são os solos calcários e os intermédios parecem ótimos para o azinhal; como para outros bosques. A azinheira tem fama de trabalhar a favor da neutralidade, ou seja, de descalcificar os solos calcários e de enriquecer os solos ácidos. É destacável o seu valor protecionista nos solos, não só pela função de tampão, mas também devido ao facto de ter folhagem perenifólia, o que protege os solos dos aguaceiros, e ainda pelo facto de a sombra proporcionar a estrutura superficial do solo.

### 3.5 OS MONTADOS

Os povoamentos de azinho em Portugal foram sofrendo transformações ao longo da história, com desadensamentos geralmente derivados das razias praticadas por motivos agrícolas, cujos vestígios remontam à colonização romana, desta época são ainda perceptíveis testemunhos, em especial na região de Mértola e da Serra Algarvia (ONOFRE *et al.*, 1986).

É precisamente nesta época, III milénio a.C. que se começa a notar a progressiva e notória, diminuição da mancha florestal, que se pensa dever-se à prática do pastoreio e queimadas, para abrir clareiras e instalar a agricultura. Estas práticas de desflorestação parecem ser contínuas, notando-se até o seu incremento nos fins do II milénio a.C. (MATOSO, 1993).

Após o declínio romano, segue-se o reinado Visigótico, onde o “código visigótico” sugere que se tenha estabelecido alguma proteção à floresta. Contudo, ao período visigótico, seguem-se as intensas desmatações por ação dos rebanhos e necessidades navais no tempo dos árabes, passando pelos ciclos de proteção e destruição por razões venatórias que vêm desde o tempo da Reconquista Cristã (ONOFRE *et al.*, 1986).

Já na Idade Média, do século XII para o século XV, assiste-se a um aumento demográfico, em que a população triplicou, aumentando o consumo de lenhas e madeira e o arroteamento de terras para a agricultura. Simultaneamente, a construção naval e a indústria (cerâmica e vidreira) passaram a consumir um importante volume de material lenhoso, contribuindo para a desflorestação das regiões mais perto do mar e de centros de comércio, que coincidiam também com os portos de mar.

Depois de variadas vicissitudes, com expansão e diminuição da área florestal, a primeira referência aos montados com as características atuais, i.e. sistemas agro-silvo-pastoris, ou simplesmente silvo-pastoris, criados e desenvolvidos pelo homem e por ele mantidos, data do século XVIII (LOPES, 1991 [a]). No entanto, o montado é por definição um sistema à semelhança da organização territorial romano que se baseava na distribuição dos solos pelo conhecido sistema de ocupação *ager-saltus-silva*.

Mais concretamente, segundo NOGUEIRA, 1978, citando FRAGOSO de SEQUEIRA, 1790, (citados por ONOFRE, *et al.*, 1986) surgem em meados do século XVIII, na região de Portalegre, quando se inicia a prática de limpeza de matos, que no caso do montado de azinho, tinha como objetivo o desafogo dos melhores exemplares e libertar terras para práticas agrícolas. Esta técnica consistia então em desbastes seletivos, podas de formação e baixa densidade do arvoredo com aproveitamento agrícola dos solos e utilização dos frutos para alimentação do gado suíno, nomeadamente porcos de montanha (HORA *et al.*, 1995).

É também, a partir do século XVIII, que o interesse comercial do sobreiro aumenta com a exploração de cortiça, para produção de rolhas para engarrafamento de vinhos, atingindo em Portugal as maiores taxas de exploração no século XIX (LOPES, *et al.*, 1991). No século XIX havia em Portugal uma técnica de condução dos montados, como autênticos pomares de exploração intensiva de cortiça, tendo no entanto, baixos índices de densidade do arvoredo e de regeneração natural (LOPES, 1991 [a]).

Segundo, NATIVIDADE, 1950, durante o século XIX, os montados de sobreiro portugueses eram considerados os melhores tratados no mundo suberícola. O que não é surpreendente, uma vez que o interesse pelos habitats florestais remonta à fundação do reino. E as quercíneas com o sobreiro, em particular, são das espécies, entre todas as que constituem o antigo e o atual coberto florestal, a que mais medidas legislativas originaram (NATIVIDADE, 1950).

### 3.5.1 SUCESSÃO ECOLÓGICA NO MONTADO

BRAUN-BLANQUET *et al.*, 1956, (citado por ONOFRE *et al.*, 1986), situam a azinheira no domínio do agrupamento climácico *Quercion faginae*, definido como a aliança mediterrânico-atlântica que no oeste da Península Ibérica substitui a *Quercion ilicis* mediterrânica. Devido à forte influência do homem naquela aliança lusitana, os mesmos autores afirmam ser muito difícil, senão impossível, discriminar e delimitar as diversas associações vegetais que ela compreenderia.

As modificações ao longo do tempo da vegetação e da paisagem resultam, em parte, do mecanismo de sucessão. Sendo este, entendido como um conjunto de comunidades vegetais que se substituem sucessivamente (diferentes etapas da sucessão) e que se inicia após uma grande perturbação. Se não ocorressem perturbações naturais ou antropogénicas a sucessão terminaria numa comunidade “Clímax”, com uma composição relativamente estável.

A capacidade de sistemas, como o montado, suportarem uma exploração continuada relaciona-se com a sua capacidade de resistir a perturbações. O estudo da resposta dos ecossistemas às perturbações enquadra-se na teoria da sucessão que estabelece as etapas que ocorrem após a perturbação e as sequências de recuperação posterior (ALÉS, 1999).

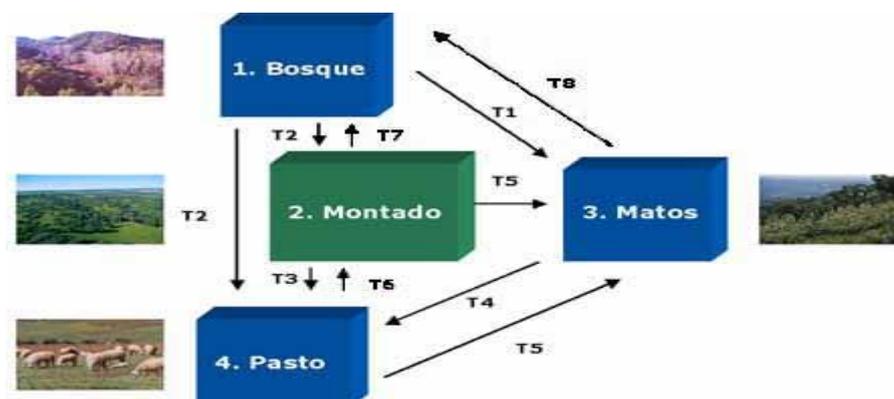
No modelo clássico estabelecido para a vegetação mediterrânica (RIVAS & RIVAS, 1963; TOMASELLI, 1981, citados por ALÉS, 1999) as perturbações, como os desbastes, o fogo, o pastoreio, etc., causam a regressão das etapas dessa sucessão e o abandono das práticas humanas proporciona de novo a sucessão para o bosque.

Os montados, porém combinam espécies vegetais pioneiras e climácicas, e conseqüentemente, nestes sistemas, diferentes perturbações podem dar origem a diferentes sucessões ecológicas. Por outro lado ainda, as condições ambientais estão também em permanente mudança, e sucessões semelhantes poderão dar origem a “clímax” diferentes (ALÉS, 1999). Para melhor descrever estes sistemas, foram elaborados os Modelos de Estados e Transições (WESTOBY *et al.*, 1989 citados por ALÉS, 1999), que consideram estados discretos e as transições entre estados, podendo assim, nestes casos descrever de forma mais adequada os mecanismos de sucessão.

Nos modelos de sucessão ecológica clássicos para a vegetação mediterrânica descrevem-se quatro etapas principais: o Bosque ou Floresta Alta, o Mato Alto, o Mato Baixo (Sargaçal) e Pasto, e a etapa pioneira (ALÉS, 1999).

Os Modelos de Estados e Transições consideram estados discretos e as transições entre estados, podendo assim, descrever melhor os mecanismos de sucessão. Estes modelos não têm de ser obrigatoriamente graduais e reversíveis, existindo estados que podem surgir apenas como resultado de determinadas perturbações.

Um modelo de Estados e Transições permite apurar as “forças” que mantêm os montados, e quais os estados que com estes podem alternar. Podem-se considerar quatro estados: Bosque, Montado, Matos e Pasto (Figura 3). Cada estado é definido pelo predomínio de espécies com diferentes características o que confere ao sistema propriedades distintas (ALÉS, 1999).



**Figura 3** – Estados e transições da vegetação mediterrânica no Sudoeste da Península Ibérica<sup>2</sup>.  
(Extraído de NUNO LEITÃO- Naturlink (s/data) Adaptado de ALÉS, 1999)

<sup>2</sup> Manutenção das etapas: **T1** – Bosque a Matos: Com perturbações frequentes, muito drásticas ou muito prolongadas no tempo, que destruam os órgãos subterrâneos das espécies esclerófitas, por exemplo, fogo intenso e rotura do coberto por corte.

**T2** – Bosque a Montado e Bosque a Pasto: Com a abertura da floresta e progressivo aumento do espaçamento entre as árvores, seguido de uma fase de abandono e uma fase de forte pastoreio ou alqueive com sementeira de culturas cerealíferas, atinge-se o Montado e numa situação mais extrema, com a eliminação total das árvores, atinge-se o Pasto.

**T3** – Montado a Pasto: Com a actividade humana de eliminação das árvores transita-se de Montado para Pasto.

**T4** – Matos a Pasto: As situações em que se verificou esta transição ocorreram com a recuperação de Pastos abandonados que tinham transitado para Matos, mas que ainda não tinham eliminado as espécies herbáceas do Pasto pré-existente, que voltaram a dominar.

A etapa **Bosque** representa a Floresta Clímax. Esta etapa é dominada por árvores perenifólias e esclerófilas, de crescimento lento. Este estado é o que apresenta maior biomassa (100 a 350 t/ha) e o solo mais rico em matéria orgânica e nutrientes. A floresta clímax representa um complexo de formas diferentes, podendo, por exemplo, ser um bosque dominado pela azinheira ou um bosque dominado pelo sobreiro, muitas vezes misturados com pinheiros (ALÉS, 1999).

A etapa **Montado** é caracterizada por possuir um estrato arbóreo e um substrato herbáceo, por vezes com zonas dispersas de matos. Conserva árvores a uma baixa densidade (20 a 90 árvores/hectare), mas que se revelam muito importantes para a produção de forragens, rama e frutos para o gado, e importantes para a conservação do solo. O montado tem níveis de biomassa, de nutrientes e de matéria orgânica do solo mais baixos que os do estado clímax, mas tem níveis de biodiversidade superiores, resultado da enorme riqueza da flora herbácea. As árvores isoladas introduzem uma grande heterogeneidade no sistema, com a criação de microclimas e solos idênticos aos da etapa superior (Bosque), o que também contribui para o aumento da sua biodiversidade (ALÉS, 1999).

A etapa **Matos** é dominada por espécies lenhosas arbustiva (nomeadamente dos géneros *Cistus*, *Erica*, *Rosmarinus* e *Lavandula*), o que lhe confere características

---

**T5** – Pasto ou Montado a Matos: Ocorre associado ao abandono agrícola, mas está dependente da presença de sementes das espécies dos Matos, assim como da sua capacidade de competição com as espécies de pasto, nas condições ambientais presentes nesse período (em termos de solo, clima, etc.). Esta evolução pode incluir uma sub-etapa de um “paraclimax” de resinosas, que depois formam um misto de resinosas e matos.

**T6** – Pasto a Montado: Só se verifica com práticas silvícolas, por plantação ou sementeira de árvores, não se conhecendo casos de recuperação natural, o que se deve, sobretudo, ao fato de ser um processo muito lento. O desenvolvimento das árvores está dependente da capacidade destas competirem com as espécies características dos Matos, sob os fatores ecológicos presentes, pelo que em vez de haver uma evolução para Montado, poderá haver evolução para Matos.

**T7** – Montado a Bosque: Com o abandono das práticas agrícolas e pecuárias no sub-coberto, poderá iniciar-se o lento processo de transição para Bosque, com a invasão de espécies do Bosque que não existem no Montado e regeneração das árvores, com aumento da densidade. Esta transição está limitada pela capacidade das espécies características dos Matos ocuparem primeiramente o local, criando Matos com árvores dispersas, havendo a partir daqui a possibilidade de se evoluir também para o Bosque (T8). No entanto, o aumento da biomassa, propício ao fogo, na transição para Bosque, pode rapidamente favorecer a formação de novos matos e estabilizar a sucessão na etapa Matos.

**T8** – Matos a Bosque: Por invasão de espécies arbóreas, sempre que não haja herbívoros, pode ocorrer o estabelecimento das árvores. A transição pode ser ainda mais atrasada com a ocorrência de fogo, que favorece a regressão para Matos. Os Matos podem formar, como vimos, um misto com resinosas, e na sucessão para o Bosque as resinosas são depois substituídas por carvalhos (misto matos + carvalhos), até à altura em que estes passam a dominar.

marcadamente diferentes das etapas dominadas por árvores. Tem uma funcionalidade mais variada, onde a fotossíntese e a transpiração estão mais dependentes das estações do ano. A riqueza de espécies de um mato é tipicamente muito inferior à de um montado, devido à quase ausência de herbáceas e por haver dominância de um pequeno número de espécies, de que são exemplo os matos de *Cistus ladanifer* (esteva).

Em média (por ser muito variável), a biomassa acaba por ser idêntica à de um montado, a matéria orgânica do solo idêntica à de um bosque, mas os nutrientes encontram-se em níveis mais baixos que os característicos do montado (ALÉS, 1999).

A etapa **Pasto** caracteriza-se pela ausência de espécies arbóreas ou arbustivas e é dominada por herbáceas anuais ou vivazes. Tem obviamente (devido à ausência de espécies lenhosas) os mais baixos níveis de biomassa. O solo é muito mais pobre em matéria orgânica e nutrientes que os dos bosques e montados, mas com a exceção do azoto, que aqui apresenta níveis mais elevados que nos matos. Esta etapa é, muitas vezes, resultante de ciclos característicos de uma agricultura extensiva (Pastagem – Lavoura – Cultura cerealífera – Pousio – Pastagem). Estes ciclos são também utilizados no sub-coberto do montado (ALÉS, 1999).

### 3.6 DEGRADAÇÃO DOS MONTADOS E O CLIMA

Os montados caracterizam-se, de forma algo paradoxal, por uma elevada importância em termos económicos e conservacionista, à qual se contrapõem uma complexa rede de fatores de degradação, que não constituem fenómenos recentes na história da exploração dos montados.

Os fatores de degradação que derivam da exploração humana foram enumerados por diversos autores ao longo do tempo, dos quais se salientam, as podas exageradas que provocam diminuição do crescimento, desvitalização e/ou introdução de fungos; o sobrepastoreio que se pode traduzir na compactação do solo; a limpeza do mato em ciclos curtos e a introdução de maquinaria pesada, que conduzem à erosão do solo e destruição do raizame superficial; alternativas de ocupação do solo – agrícolas ou florestais - com rendimentos a curto prazo, determinando a degradação do arvoredo ou mesmo a destruição da regeneração natural, dos povoamentos de azinho (LOPES, *et al.*, 1991 [a]).

Juntamente com os fatores anteriores de degradação dos montados e as suas resultantes, diretas ou indiretas, surgem ainda, pragas e doenças, na maioria dos casos tecnicamente debeláveis (segundo NOGUEIRA, 1978, citado por ONOFRE *et al.*, 1986 [a]), destacando-se, no montado de azinho o aparecimento da *Tortrix viridiana* L., vulgarmente designada por “burgo”, a *Malacosoma neustria* L. e o *Coleodes ruber* L..

No caso do montado de sobreiro, para além dos problemas de degradação, em tudo semelhantes aos do montado de azinho, há casos de morte súbita, existindo registos destes fatos que remontam ao século XIX. Um dos primeiros registos surge em 1874, onde se descrevem elevados índices de mortalidade e morte súbita sem causa aparente. Em 1884, à semelhança dos episódios de 1874, constata-se que existiam exemplares que perdiam a folha durante 3 anos consecutivos, recuperando-a depois (AREU & CAMPOS, em “*O sobreiro. Breves considerações sobre a sua exploração e aproveitamento de cortiça*” Typ. Eborense, 1884 citado por LOPES, 1991).

Em 1898, afirmava VERÍSSIMO d’ALMEIDA, numa publicação da “*Agricultura Contemporânea*” - Tomo VIII, nº10:375 - 381, Janeiro, 1899 citado por CARVALHO, 1993): “... Em carta de distinto agricultor do distrito de Santarém, dizia-me elle que nos chaparros<sup>3</sup>, sobreiros e sobreiras<sup>4</sup>, isto é, desde a árvore mais nova até à mais velha, há moléstia nova, que as vae definhando e matando, ou então não há explicação para tal facto de uma ou outra mancha de montado de sobreiro morrerem árvores sem causa...”.

Em 1898, MARQUES de CARVALHO, relata um elevado índice de mortalidade ocorrido numa área circunscrita, que se julgou ser epidemia, embora tenha sido atribuído a causas climáticas, nomeadamente à precipitação (citado por LOPES *et al.*, 1991).

Os relatos evidenciando a morte súbita dos sobreiros prosseguem, e em 1899, BATISTA RAMIRES, descrevia que em muitos montados, o “mal” vinha de cima, manifestando-se primeiro no alto da copa e seguindo até certo ponto uma “marcha descendente”; existindo comentários de que na Colegã alguns sobreiros secavam em apenas 4 a 5 dias (citado por, LOPES *et al.*, 1991).

Nos anos 20, aparece nova referência à doença, por SILVA TAVARES, chamando-lhe “A doença dos Castanheiros” (*Brotéria*, nº especial sobre Agricultura na festa de

---

<sup>3</sup> sobreiro novo (Dicionário da Língua Portuguesa – 7ª Edição Porto Editora)

<sup>4</sup> sobreiro muito velho, ou árvore muito grande (Dicionário da Língua Portuguesa – 7ª Edição Porto Editora).

comemoração do XX aniversário:15-17,1927, Caminha) apenas por analogia de sintomatologia não hesitou quanto à doença do sobreiro ser a mesma do castanheiro como hesitou para a oliveira... (CARVALHO, 1993).

Em 1944, LOPES PIMENTEL (citado por CARVALHO, 1993) evidenciava o elevado número de sobreiros mortos, sem se identificar em qualquer deles vestígios dos parasitas mais frequentes, “ferrugem alaranjada do entrecasco”, *Endothiella girosa* Sacc. e o “carvão do entrecasco” *Hypoxilon mediterraneum* (De Not.) Mill, apontando o autor para a grande seca ocorrida em 1943, assinalada também por VIEIRA NATIVIDADE, como a causa de devastação (NATIVIDADE, 1950).

Durante os anos 40, BAETA NEVES, refere-se pelo menos por três vezes à doença. A segunda referência de BAETA NEVES é feita em 1949, num artigo intitulado "A seca do sobreiro": "... Há 30 anos que a seca se mantém no mesmo ritmo; a maior intensidade do mal pode localizar-se ao sul do Tejo e na zona sul da estrada do Rossio a Ponte Sôr..." (CARVALHO, 1993).

Desde as referências de BAETA NEVES, em 1954, não se conhecem outras referências relativas à morte do sobreiro até 1978, data em que NOGUEIRA, (citado por LOPES *et al.*, 1991 [1]), alertava, num artigo elaborado em 1972, mas apenas publicado em 1978, para o fato de nos três anos anteriores a 1972, no fim do outono e durante o inverno existirem árvores que apresentavam a folha amarela, a qual ia secando e ficando aderente aos ramos, mantendo-se assim durante a primavera. Estes sintomas pareciam verificar-se indiscriminadamente em todo o arvoredo desde as árvores mais jovens às mais envelhecidas.

Na mesma altura, início da década de 70, registam-se também em Espanha, um elevado índice de mortalidade, principalmente na zona de Gerona e Cádiz (MONTROYA, 1988).

Só na década de 80 é que se voltam a verificar, em Portugal, elevados índices de mortalidade particularmente na região Alentejo. Sendo de mencionar, também em Marrocos, a morte massiva, em 1984, dos 17 000 ha de *Quercus suber* L. em Beni-Abid, um sobreiral sem problemas ambientais maiores, e no qual era endémico o *Hypoxilon mediterraneum*, e que anteriormente coexistia pacificamente. A seca acabou com todo o arvoredo (MONTROYA, 1988).

Em alguns dos trabalhos conduzidos em Portugal, em Espanha e em Marrocos iniciados no final da década de 80, verificou-se que em geral os ecossistemas apresentavam um elevado índice de mortalidade, salientando-se, o caso particular de Beni-Abid, em Marrocos, em Cádiz e nos Montes Propios de Jerez de La Frontera em Espanha, assim, como em Portugal, particularmente, nos concelhos de Santiago do Cacém, Grândola e em Sines e mais tarde no concelho de Coruche.

No caso de Marrocos, Beni-Abid, e no de Espanha em Jerez de La Frontera, o elevado índice de mortalidade foi atribuído a um forte ataque de *Hypoxylon mediterraneum*, embora seja provável estar diretamente correlacionado com a seca ocorrida entre 1976 e 1984 (MONTROYA, 1988). No caso Português, o estudo mencionado, atribuiu a causa de morte a uma fisiopatia politéctica, sendo neste caso, também, a seca, o agente responsável pelo ataque dos parasitas de fraqueza.

Após a análise dos dados climáticos relativos ao Parque de “Los Alcornocales” de Cádiz, constata-se, segundo MONTROYA, 1988, que a duração do período seco nas décadas de 50, 60 e 70 foi, em média de 4.92 meses, o que corresponderia teoricamente a um estado “normal” em época de estio, no entanto, desde 1981 a 1989 houve, em Espanha, 6.31 meses de seca, em termos médios. O que segundo MONTROYA, 1988, não é um clima compatível com o sobreiro, nem com qualquer outra árvore.

No caso de Jerez de La Frontera, a morte súbita, aparece também associada a problemas hídricos, em solos hidromórficos, tal como no caso português, em algumas áreas de solos hidromórficos dos concelhos mencionados.

Em comum, de todos os casos evidenciados, temos que é frequente depararmo-nos com a morte prematura de algumas manchas de povoamentos de sobreiros, jovens e adultos, devido a causas de difícil diagnóstico, mas que denunciam terem-se processado profundas alterações dos perfis e propriedades físicas dos solos, dando origem a uma acentuada mineralização e diminuição da capacidade de retenção da água da chuva, o que provoca grandes modificações no regime hídrico e de arejamento do solo ao longo do ano (RODRIGUES, 1989).

Em comum, existe também o fato dos maiores índices de mortalidade nos sobreirais em declínio, ocorrerem em zonas com deficientes reservas hídricas, com exposições sul-sudoeste, normalmente percorridas pelo fogo e com a presença de espécies xerófitas com a dominância de *Cistus ladanifer* L., extremamente competitivas em relação

às reservas hídricas, que em alguns casos apresentam também os mesmos parasitas, do *Quercus*, nomeadamente o fungo *Phytophthora cinnamomi* Rands.

Segundo MONTROYA, 1988, a mortalidade é essencialmente provocada pela seca, uma vez que o fungo encontrado é endémico, não provocando em situações climáticas "normais" danos graves, e ainda pelo fato de que os sobreiros com evidência de decrepitude coexistem com sobreiros sem evidência de doença, impossibilitando, portanto, a hipótese de se tratar de um fenómeno de alta virulência.

No caso da azinheira, segundo CARVALHO, 1993, não se conhece nenhuma referência em Portugal, de morte súbita, nem mesmo na década de 80, ocorrendo, no entanto, em Espanha. O que numa primeira análise, parece apontar para uma maior xerocidade, na resistência à seca, desta espécie relativamente ao *Q. suber*.

Contudo, apesar de não se tratar de morte súbita, ocorreram nos azinhais portugueses, desfolhas intensas na década de 80. Estas ocorrências foram registadas em 1983, num estudo de prospeção e inventário relativo a pragas florestais, efetuado apenas a Sul do Tejo, onde se verificou que 30,93% dos montados de azinho, ou seja, 151 377 ha, de um total de 489 370 ha (o que correspondia, na altura, a 91.3% dos montados de azinho em Portugal), apresentavam desfolhas intensas, tendo no ano anterior atingido 31.8% da área de prospeção. A praga dominante verificada nesta desfolha e presente nos montados de azinho, num quadro de degradação, é o "burgo" (*Tortrix Viridiana* L.), acompanhada por coleópteros (*Orchestes irroratus* e *O. erythropus*) (NOGUEIRA, 1983).

Recorde-se que a década de 80 foi particularmente seca, em que os anos de 1981, 1983, 1984, 1985, 1987 e 1988 excederam, em longitude o período seco máximo. As situações de seca prolongada, (no caso do montado de sobro, 4-5 meses de estio), provocam uma situação de "stress", tanto maior, quanto menor for a densidade do montado, o que facilita o ataque de pragas de insetos (por vezes, já endémicos) e de epifítias (micoses) com devastações até mesmo na zona ecológica mais propícia (MACARA, 1988).

A seca como agente principal de degradação tem vindo a ser apontada por diversos autores, desde BAETA NEVES, 1949, LOPES PIMENTEL, 1944, VIEIRA NATIVIDADE, 1943, nos anos 40, na década de 80, por MACARA, 1988, e MONTROYA, 1988, e mais recentemente por DAVID *et al.*, 1992, SANTOS *et al.*, 1997 e PEREIRA *et al.*, 1999, entre outros.

### 3.7 A ALTERAÇÃO CLIMÁTICA

A Convenção Quadro das Nações Unidas em Alteração Climática (UN, 1994) define “alteração climática” como o resultado direto ou indireto da atividade humana, e designa por “variabilidade climática” a alteração verificada por causas naturais (SIAM, 2002).

O IPCC, 2001 (Intergovernmental Panel on Climate Change), define alteração climática como uma variação estatística significativa do clima ou da sua variabilidade, persistente durante um período de tempo extenso, tipicamente por décadas ou intervalos de tempo superiores, sem especificar a origem dessa alteração, i.e. podendo a alteração ter como causa a ação antropogénica ou ser natural. Neste trabalho, seguiremos a definição do IPCC.

Nas causas naturais externas suscetíveis de induzir alteração climática estão o ciclo solar, os raios cósmicos, as oscilações planetárias, também designadas como oscilações de MILANKOVITCH, que em 1920<sup>5</sup> calculou e previu os 3 ciclos de oscilação planetária e desenvolveu a teoria da alteração climática. Nas causas naturais estão ainda a tectónica de placas, com a orogenia e a alteração das correntes oceânicas, e o vulcanismo.

MILANKOVITCH seguiu a visão de KÖPPEN e WEGENER, assumindo que a distribuição da insolação no verão (radiação solar recebida no topo da atmosfera) a 65°N deveria ser crítica para o crescimento e retração das placas de gelo (HAYS *et al.*, 1976). A curva de insolação a esta latitude foi considerada por muitos autores como a previsão da curva climática do planeta (CHARLESWORTH, 1957 citado por KUKLA & GAVIN, 2004; IMBRIE, 1982; BERGER e LOUTRE, 2002).

Com base nas oscilações planetárias MILANKOVITCH estimou as flutuações climáticas dos últimos 450 000 anos e descreveu os períodos glaciares e interglaciares (HAYS *et al.*, 1976).

As oscilações planetárias fazem com que a radiação solar chegue de forma diferente em cada hemisfério terrestre com um determinado ciclo de periodicidade. Existem três oscilações planetárias separadas, cada uma com a sua própria frequência, a inclinação do eixo da Terra, a precessão e a excentricidade.

A primeira, a inclinação do eixo da terra em relação ao Sol, varia de 22° a 25° num ciclo que se repete de 41 000 em 41 000 anos (PEARCE, 1989). A inclinação axial da Terra

---

<sup>5</sup> “*Théorie mathématique de phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*”

resulta na variação sazonal do clima, i.e. nas estações do ano. Quanto maior for o ângulo de inclinação mais extremas são as estações, i.e. verões mais quentes e invernos mais frios, quanto menor for a inclinação mais moderadas são as estações do ano [1]. No presente a Terra tem um ângulo de inclinação de 23,44°[2].

A segunda oscilação a “precessão” é o movimento planetário originado pelo facto de a Terra não ser esférica, mas sim achatada nos polos, por ter um plano inclinado em relação ao plano da eclíptica, e ainda por estar inclinada 5,14° em relação ao plano da órbita da lua [3].

Estas forças diferenciais do Sol e da Lua produzem um torque que tende a alinhar o eixo de rotação da Terra com o eixo da eclíptica, mas como esse torque é perpendicular ao *momentum* angular de rotação da Terra, o seu efeito é a mudança de direção do eixo de rotação, sem alterar a sua inclinação. Como consequência deste movimento, os polos celestes não ocupam uma posição fixa, cada polo celeste move-se lentamente em torno do respetivo polo da eclíptica, descrevendo uma circunferência com o raio de 23,5° num período de 25 770 anos. Este é o movimento principal, designado por precessão do eixo de rotação ou precessão luni-solar (SANTIAGO & SALVIANO, 2005).

Mas há ainda a precessão planetária que determina a época em que a Terra está mais perto do Sol durante a órbita, foi esta a estimada por MILANKOVITCH. A precessão planetária é causada por perturbações gravitacionais combinadas dos outros planetas do sistema solar, particularmente dos planetas gigantes como Júpiter e Saturno sobre a orbita da Terra, o que causa uma mudança no plano da orbita da Terra em relação ao Sol cujo período é de cerca de 21 000 anos. O movimento de precessão planetário tem como efeito a mudança da data de periélio que atualmente tem pouca influência nas estações [1], o solstício de inverno no hemisfério norte coincide com o periélio, o que torna os invernos mais suaves. Há 11 000 anos atrás o periélio ocorria em Julho e as estações eram mais extremas, o solstício de inverno coincidia com o afélio, tornando os invernos ainda mais frios [1].

Os dois movimentos combinados formam a precessão geral. Dentro do movimento de precessão geral existem ainda desvios de curto período (18,6 anos) designados por nutação (SANTIAGO & SALVIANO, 2005).

A terceira oscilação é a excentricidade da orbita da Terra, cuja variação tem ciclos de 100 mil e de 400 mil anos. É considerado o ciclo mais fraco e amplia ou reduz o efeito da precessão.

MILANKOVITCH predisse que a combinação dos ciclos de 21 000 e 41 000 anos juntamente com a ampliação provocada pela excentricidade podiam provocar idades do gelo por começarem a formação de cada vez mais gelo nas regiões polares. Fá-lo-iam tornando os verões mais frios no hemisfério norte, onde a maior massa continental está localizada, não permitindo que a neve e o gelo derretessem antes da chegada da neve no inverno seguinte (PEARCE, 1989).

As frequências das glaciações no paleoclima, medidas radiometricamente<sup>6</sup> evidenciam uma estreita ligação com as oscilações planetárias (BROECKER & VON DONK, 1970; BERGER, 1978 citados por KUKLA & GAVIN, 2004; HAYS *et al.*, 1976), contudo segundo BERGER, 1978 (citado por RUDDIMANN & RAYMO, 1988) e RUDDIMANN & RAYMO, 1988, este forçamento extraplanetário não seria o suficientemente forte para explicar o início da glaciação e a sua intensificação. O próprio MILANKOVITCH, 1941<sup>7</sup> previu a possível inércia das oscilações no início das glaciações e estimou a sua duração em cerca de 5000 anos (IMBRIE, 1982).

Essa intensificação poderia ser proporcionada pelo “feedback” positivo do albedo da neve e o decréscimo do CO<sub>2</sub> na atmosfera que acompanha as eras glaciares, provocando um adicional arrefecimento (RUDDIMANN & RAYMO, 1988; PEARCE, 1989).

A análise paleoclimática da amostra de gelo de Vostock na Antártida na década de 80 do século XX, com a recolha de uma amostra de 2 km de gelo, permitiu explorar um arquivo da química da atmosfera da Terra durante os últimos 160 000 anos, atravessando a idade do gelo mais recente e entrando na anterior (PEARCE, 1989). Esta análise revelou que as mudanças de temperatura e dos níveis de CO<sub>2</sub> aconteceram de repente sobretudo no final das idades do gelo, os níveis de CO<sub>2</sub> aumentaram cerca de 50% em poucas centenas de anos no final das idades do gelo.

Posteriormente à pesquisa realizada em Vostock somaram-se-lhe as do programa EPICA (1996-2005) (European Project for Ice Core in Antártida), que permitiu a recolha de uma amostra de 3,2 km, a GRIP (1989-1992) (Greenland Ice core Project) e a GRISP

---

<sup>6</sup> Usando como *proxies* climáticos as concentrações dos isótopos de Oxigénio, O<sub>18</sub> e O<sub>16</sub>  
(<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Paleoclimatology/OxygenBalance/>)

<sup>7</sup> MILANKOVITCH, M. 1941. *Canon of Insolation and Ice Age Problem*. Royal Academy of Servia, 133, 633 pp (em alemão).

(1979-2003<sup>8</sup>) (Greenland Ice Sheet Project), permitindo a análise até 740 000 anos atrás e a comparação de registos do Ártico com a Antártida.

As amostras de gelo dos últimos 400 000 anos são as mais estudadas e dentro deste período de tempo a correspondência entre as frequências glaciares/interglaciares e as oscilações de MILANKOVITCH é muito próxima, acreditando-se por isso que as oscilações afetam a ocorrência das glaciações e conseqüentemente das alterações climáticas. Houve cerca de 10 idades do gelo, no último milhão de anos e as últimas 8 idades do gelo apareceram aproximadamente de 100 em 100 mil anos, esta frequência coincide com a oscilação de excentricidade da Terra, mas que é também o ciclo mais fraco, cujo efeito não poderia causar só por si as glaciações (RUDDIMAN, & RAYMO, 1988).

Durante o período de 3–8 milhões de anos atrás, o padrão dominante de glaciação correspondia ao período de 41 000 anos da frequência de alteração da obliquidade da Terra. Segundo HUYBERS & WUNSCH, 2005, o ciclo de 41 000 anos sempre foi o dominante, mas a variação do comportamento climático da Terra é desencadeado apenas no segundo ou terceiro ciclos da obliquidade. Isto implicaria que a periodicidade de 100 000 anos seria uma ilusão criada pela média dos últimos ciclos de 80 000 e de 120 000 anos. Esta teoria é consistente com o modelo semi-empírico de PAILLARD, 1998 e pelo modelo dinâmico de DITLEVSEN, 2009.

A variabilidade de dominância das oscilações de MILANKOVITCH no ciclo de glaciações ainda não é totalmente compreendida.

O ciclo solar compreende a variação da intensidade do vento solar e do campo magnético solar.

As primeiras alterações na atividade solar identificadas foram as manchas solares cujo registo remonta à China ao ano 364 a.C. pelo astrónomo chinês Gan De (Kan Te) (RONAN, 1994). Do século XVI, existem os registos de GALILEU das manchas solares observadas com o seu telescópio [4]. Durante o século XVII registou-se um longo período de baixa atividade solar, identificado hoje como o Mínimo de Maunder (Pequena Idade do Gelo de 1645-1715), ao qual se seguiu o Mínimo de Dalton (1796 – 1820). No século XIX começou-se a medir a radiação solar emitida e a explorar a relação entre as manchas solares e o clima da Terra (ARCTOWSKI, 1940). Em 1843, SCHWABE observou e descreveu as manchas solares determinando a sua periodicidade média em aproximadamente 11

---

<sup>8</sup> Com novas versões do mesmo projecto GISP2 e NGRIP

anos [4]. Este ciclo de atividade das manchas solares ficou a designar-se por ciclo de SCHWABE.

Para além do ciclo de SCHWABE, existem os ciclos de HALE, que descreve a inversão do campo magnético do sol e ocorre de 22 em 22 anos<sup>9</sup>, o de GLEISSBERG, com a periodicidade média de 87 anos e cujo efeito é uma ampliação do ciclo de SCHWABE, o ciclo de SUESS que ocorre a cada 210 anos, o de HALLSTATT, com o ritmo de 2300 anos e o ciclo de 6000 anos (XAPSOS & BURKE, 2009).

Desde de 1755 o registo e observação dos ciclos de SCHWABE tem sido detalhada e a cada ciclo atribui-se um número, cada ciclo tem em média 11 anos, como referido, (a sua durabilidade tem variado de 9 a 13,7 anos), no presente estamos no ciclo 24 que se iniciou em Dezembro de 2008 e atingirá o ápice de máximo solar em 2013 segundo a NOAA<sup>10</sup> (National Oceanic and Atmospheric Administration - [www.noaa.gov](http://www.noaa.gov)).

As monitorizações radiométricas de satélite, possíveis desde 1980 com o Solar MAX, indicam que a irradiância varia 0,1% nos ciclos de SCHWABE, o que de acordo com LABITZKE & VON LOON, 1993, se reflete na diferença de 0,5°C a 1°C de temperatura na troposfera.

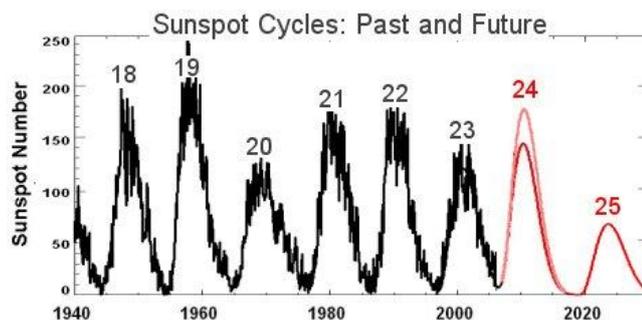
A atividade solar do século XX tem sido mais ativa que nos últimos 8 000 anos (ARCHIBALD, 2008). No entanto, as previsões baseadas na análise da atividade solar e nos movimentos de deriva equatorial do plasma solar estimam que o atual ciclo 24 e o 25 serão de baixa atividade, (ver figura 4), (SCHATTEN & TOBISKA, 2003, citado por ARCHIBALD, 2008; HATHAWAY, 2011<sup>11</sup>). De acordo com ARCHIBALD, 2008, a diminuição das manchas solares para os ciclos 24 e 25 corresponderá um declínio de temperatura idêntico ao verificado durante o período do Mínimo de Dalton (1796-1820). Período em que o rio Tamisa congelou pela última vez (REED, 2002).

---

<sup>9</sup> A inversão do campo magnético ocorre aproximadamente de 11 em 11 anos de acordo com os ciclos de SCHWABE e volta à posição original a cada 22 anos.

<sup>10</sup> <http://www.swpc.noaa.gov/SolarCycle/SC24/index.html> (maio, 2009)

<sup>11</sup> <http://solarscience.msfc.nasa.gov/predict.shtml>



**Figura 4** – Ciclos solares (extraído de [http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2006/10may\\_longrange/](http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2006/10may_longrange/))

O cruzamento de registros de temperaturas, radiosondagens de temperaturas provenientes dos balões atmosféricos e os registros de atividade solar permitem verificar a coincidência de períodos solares altitêrmicos com as elevadas temperaturas terrestres e dos períodos de baixa atividade solar com períodos frios no clima terrestre. Assim por exemplo, o período de baixa atividade solar dos ciclos 5 e 6, identificado como Mínimo de Dalton (1796-1820), coincide com um declínio das temperaturas médias globais (ARCHIBALD, 2008).

Para períodos de tempos mais longínquos, a análise da relação entre a atividade solar e o paleoclima é possível usando como *proxie* ambiental a quantidade do isótopo de Berílio ( $Be^{10}$ ) presente nas amostras de gelo da Gronelândia. O  $Be^{10}$  é um isótopo que se forma através da elevada energia dos raios cósmicos que atravessam a atmosfera terrestre quando a atividade solar é pequena. Em ciclos de elevada atividade, o vento solar impede a entrada de elevadas quantidades de raios cósmicos na atmosfera. Assim, verifica-se uma elevada quantidade de  $Be^{10}$  em períodos de atividade solar fraca, e pequena quantidade de  $Be^{10}$  quando a atividade solar é elevada (ARCHIBALD, 2008). Os picos de  $Be^{10}$  coincidem com os períodos frios da história da Terra durante os últimos 600 anos. Durante o período quente do século XX (desde 1900) a quantidade de  $Be^{10}$  desceu drasticamente.

A maioria dos modelos climáticos para o aquecimento global assume o Sol como uma constante, contudo, os dados obtidos através do satélite Solar Max revelam que a quantidade de luz do Sol que atinge a Terra varia de hora a hora, de dia para dia, de semana para semana, de mês a mês e de ano a ano (WEINER, 1991).

Os raios cósmicos que incidem no planeta têm uma relação direta com os ciclos solares, em ciclos de elevada atividade, o vento solar provoca uma redução na quantidade de raios cósmicos na atmosfera terrestre.

Segundo SVENSMARK, 2007, os raios cósmicos participam diretamente no clima terrestre, uma vez que em períodos de baixa atividade solar, atingem a superfície terrestre em maior quantidade e interagem com as partículas presentes na atmosfera, aerossóis, possibilitando a formação de núcleos de condensação, o que gera um aumento de formação de nuvens baixas, que provocam arrefecimento. Este aumento de formação de nuvens a baixa altitude (< 3,2 km) estimado em 2%, faz variar o “input” térmico numa média de  $1,2 \text{ wm}^{-2}$ , o que não é trivial, uma vez que o impacto térmico estimado pelo IPCC do aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  desde a revolução industrial até aos dias de hoje, no efeito estufa é de  $1,4 \text{ wm}^{-2}$ .

A tectónica de placas pode alterar significativamente o clima terrestre, devido à alteração da configuração (orogenia) e localização dos continentes e dos oceanos no decurso do tempo e consequentemente provocar uma alteração climática através da alteração das correntes marítimas e do padrão de circulação atmosférica. Um dos exemplos bem documentados é o fecho das correntes oceânicas na zona equatorial pelo Istmo do Panamá durante o Pliocénico Médio (3-4 Ma).

As erupções vulcânicas libertam uma grande quantidade de gases e partículas para atmosfera que podem afetar o clima (arrefecimento) durante alguns anos. A erupção do Monte Pinatubo, nas Filipinas, em 1991 provocou um arrefecimento global de cerca de  $0,6^\circ\text{C}$  durante 15 meses<sup>12</sup>.

A influência antropogénica no sistema climático é possível através de alterações do uso do solo, nomeadamente através da desflorestação e através da alteração da composição da atmosfera com a emissão de gases de efeito estufa, ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CFC}_s$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{HFC}_s$ ,  $\text{PFC}_s$ ,  $\text{SF}_6$ ,  $\text{O}_3$ ). Dos gases de efeito estufa mencionados destaca-se o  $\text{CO}_2$ , cujo impacto térmico no clima global foi estimado em  $0,6^\circ\text{C} \pm 0,2^\circ\text{C}$  durante o século XX, segundo o relatório do IPCC, 2001.

A concentração atual, (Maio, 2011), de  $\text{CO}_2$  é de 391,90 ppm<sup>13</sup>, e de acordo com os registos paleoclimáticos, esta concentração não foi excedida desde 420 000 anos atrás (IPCC, 2001; SANTOS *et al.*, 2002). Globalmente, as emissões de gases de efeito estufa devido às atividades humanas aumentaram 70% desde 1974 a 2004 (IPCC, 2007).

Os modelos de circulação geral da atmosfera mais usados, os GCM<sub>s</sub> (Global Circulation Models), permitem representar o sistema climático e simular a evolução do

---

<sup>12</sup> <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=56217>

<sup>13</sup> <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html#global>

vento, temperatura, precipitação, cobertura de gelo, humidade do solo, gelo oceânico, circulação oceânica, entre outras variáveis para períodos de tempo de décadas ou séculos.

A capacidade de simulação destes modelos tem sido extensivamente testada com os dados observados do clima recente, com os registos climáticos passados e com os dados paleoclimáticos (SANTOS *et al.*, 2002). As simulações efetuadas para o século XX tomaram em consideração os gases de efeito estufa e os aerossóis de sulfato e foram consistentes com as tendências observadas das temperaturas, o que de acordo com o IPCC, 2001, 2007, indicam que o aquecimento dos últimos 50 anos e o aumento do nível médio do mar são muito provavelmente devido ao aumento antropogénico de gases de efeito estufa.

Grande parte do aquecimento do século XX verificou-se durante dois períodos, 1910 a 1945 e 1976 a 2000 (IPCC, 2001). Em Portugal verificam-se três períodos de alteração da temperatura média durante o século XX, com aquecimento em 1910-1945, arrefecimento de 1946-1975 seguidos de um aquecimento rápido de 1976-2000 (SANTOS *et al.*, 2002).

O IPCC, 2001, refere que os modelos climáticos usados suscitam algumas dúvidas, porque não permitem incluir as nuvens nos cenários de simulação e ainda pela incerteza das futuras emissões de gases estufa. É ainda de salientar que os modelos usados nos relatórios do IPCC, apenas incluem os forçamentos antropogénicos.

As previsões para os cenários prováveis de alteração climática para Portugal foram realizadas pelo projeto SIAM, 2002, (Scenarios, Impacts and Adaptation Measures) recorrendo a simulações de diferentes modelos globais e regionais de circulação, de entre os quais se destacou, para Portugal pela concordância com os dados de temperatura e precipitação, o modelo regional HadCM3 do Hadley center (SANTOS *et al.*, 2002).

A projeção climática para Portugal, obtida pelo SIAM, 2002, para o período de 2080-2100, admitindo um cenário com o aumento de 1% por ano da concentração de CO<sub>2</sub>, (ou seja, a duplicação dos níveis de CO<sub>2</sub> de 1990 em 70 anos) apontam para, o aumento substancial da temperatura média do ar, (1,7 – 7°C em 2100), especialmente nas zonas afastadas do mar; com o aumento do número de dias de verão, (i.e. com temperaturas acima dos 25°C) em cerca de 120 dias por ano no norte e de 150 dias por ano no centro e sul, durante a primavera, verão e outono; o aumento dos dias quentes (i.e. com temperaturas acima dos 35°C) especialmente na região sul, excedendo os 90 dias por ano; e a diminuição significativa do número de dias de geada (i.e. dias com temperatura mínima abaixo dos 0°C) para menos de 6 dias por ano no norte e centro e a ausência de dias de geada no sul; e o elevado decréscimo da precipitação na primavera, verão e outono,

especialmente para as zonas sul e centro, mas cuja magnitude varia de modelo para modelo, nas regiões norte prevê-se um decréscimo entre os 50 mm e os 200 mm por ano; e o aumento da precipitação no inverno devido a eventos de precipitação diária intensa (acima dos 10 mm/dia).

Estes resultados estão de acordo com os obtidos no relatório ACACIA (PARRY, 2000 citado por SANTOS *et al.*, 2002).

Os impactos previstos pelos cenários da alteração climática são mais elevados no verão e outono e no interior do país. No que concerne à precipitação a previsão dos modelos apontam para um clima mais seco, particularmente na região sul (SANTOS *et al.*, 2002). As alterações previstas para a precipitação parecem relacionar-se com as alterações a larga escala nos padrões de circulação atmosférica na região Atlântico/Ibérica movidos pelas correspondentes alterações na circulação Norte Atlântica (SANTOS *et al.*, 2002).

É de salientar que todos os modelos GCMs preveem um aumento significativo da temperatura no século XXI, com um elevado nível de confiança. No entanto, o grau de incerteza na anomalia da temperatura (i.e. diferença entre os resultados dos modelos para um determinado ano) aumenta com o tempo, atingindo o máximo em 2100.

Segundo os relatórios do IPCC, 2001, 2007, o aquecimento registado durante o século XX resulta do forçamento antropogénico gerado pelo aumento de gases de efeito estufa, nomeadamente do CO<sub>2</sub> na atmosfera, assumindo uma relação direta no binómio CO<sub>2</sub> vs temperatura. No entanto, vários autores contestam esta relação direta, uma vez que existiram vários períodos anteriores à revolução industrial com elevadas temperaturas, nomeadamente o ótimo climático do Holoceno (~6000 a.C.), o designado período quente Romano (~2000 a.C.) e o ótimo climático medieval (800-1250), atribuindo-se o aumento de temperaturas ao forçamento astronómico, nomeadamente aos ciclos solares (WEINER, 1991; ARCHILBALD, 2008; BURGOS *et al.*, 1991).

Segundo ARCHILBALD, 2008, o efeito térmico do CO<sub>2</sub> segue uma curva muito logarítmica, o que implica que uma menor concentração, de por exemplo de 20 ppm terá um efeito estufa superior a 400 ppm. Após a atmosfera atingir os 384 ppm, cada incremento de 100 ppm produzirá um aquecimento de apenas 0,1°C. Com a concentração de CO<sub>2</sub> a crescer cerca de 2 ppm/ano, a temperatura aumentará à taxa de 0,1°C cada 50 anos.

De acordo com o IPCC, 2007 quando o planeta atingir a concentração de CO<sub>2</sub> de 560 ppm, ou seja o dobro da concentração verificada na era pré-industrial, a temperatura será globalmente 4°C superior, provocando o degelo. De acordo com ARCHIBALD, 2008, na ausência de “feedbacks”, o aumento de temperatura previsto, usando a equação de Stefan-Boltzman, seria de 1°C. Na previsão do IPCC, 2007 assume-se que todos os feedbacks são positivos, ou seja, que o calor extra provocará mais vapor de água na atmosfera, que por sua vez armazenará mais calor, convertendo assim o aumento de 1°C em 4°C (ARCHIBALD, 2008).

As observações de SPENCER, 2007 (citado por ARCHIBALD, 2008), indicam o contrário, a análise dos dados do satélite AQUA e a resposta verificada na formação de nuvens na zona tropical demonstraram que o feedback é negativo, calculando em 0,5°C o aquecimento proporcionado pelo dobro da concentração de CO<sub>2</sub> da época pré-industrial. A alteração climática pelo aumento de CO<sub>2</sub> é real mas minúscula (ARCHIBALD, 2008).

O aumento de temperatura verificado no século XX foi de 0,7°C, mas o decréscimo verificado nos 18 meses que se seguiram teve a mesma amplitude (ARCHIBALD, 2008). É de salientar ainda que durante o século XX o sol esteve mais ativo que nos últimos 8000 anos, mas o presente ciclo solar 24 e o próximo preveem-se menos ativos.

Os investigadores FRIIS\_CHRISTENSEN & LASSEN, 1991 (citados por ARCHIBALD, 2008) demonstraram que existe uma correlação entre o comprimento do ciclo solar e a temperatura durante o ciclo solar seguinte. Quanto maior for o ciclo, mais frio será o próximo ciclo solar, e vice-versa. BUTLER & JOHNSON, 1996 (citados por ARCHIBALD, 2008) observaram a mesma relação nos dados climáticos do observatório Armagh do Norte da Irlanda. Acrescentando o registo dos dados de temperatura de Inglaterra do período de 350 anos, os De Bilt da Holanda e os registos de temperatura dos Estados Unidos da América, verificaram que cada ano de aumento no comprimento do ciclo solar parece provocar um declínio de 0,7°C na temperatura da atmosfera durante o próximo ciclo.

### *3.7.1 A AZINHEIRA NO QUADRO DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS AO LONGO DO TEMPO*

A Azinheira surgiu no Pliocénico médio, há cerca de 3,2 milhões de anos, segundo TEIXEIRA, 1973 (citado por ONOFRE *et al.*, 1986), como já mencionado. Este período caracterizou-se por uma grande alteração climática com um arrefecimento provocado pelo

fecho das correntes oceânicas na zona equatorial pelo Istmo do Panamá e um aumento das calotes polares, contudo a temperatura seria mais quente que a atual em cerca de 6°C e o padrão de precipitação anual para a Península Ibérica estaria entre os 400 e os 600 mm/anuais (JIMÉNEZ-MORENO *et al.*, 2009). Resistiu à idade do gelo do Pleistoceno, onde em toda a Península Ibérica a vegetação do tipo estepe expandiu (QUÉZEL & MÉDIL, 2003; THOMPSON, 2005 citados por JIMÉNEZ-MORENO *et al.*, 2009), como já mencionado.

Em termos climáticos o início do Holoceno, á cerca de 11 700 anos atrás, coincidiu com o final da fase fria, designada por “younger Dryes”<sup>14</sup>, do último período glacial, e marcou-se pelo aumento da precipitação nas latitudes médias e nos trópicos. Durante período de 7000-5000 a.C. designado por Hipsitermal, as temperaturas eram 2-3°C superiores às registadas hoje, mas com humidade superior (MARTINEZ-CORTIZAS *et al.*, 2009).

Os registos da análise de pólen permitem aludir à transformação da floresta, i.e. a uma retirada da floresta, no NW da Ibéria, no período de 7000-6500 a.C., que poderá ter resultado da ação humana através do uso do fogo no apogeu das populações Epipaleolíticas ou ser antes o resultado do aumento da aridez do clima (RAMIL REGO *et al.*, 1993 citado por MARTINEZ-CORTIZAS *et al.*, 2009).

No Holoceno Médio a transformação da floresta na Península Ibérica consistiu na substituição da floresta de pinho pelo domínio e expansão de quercíneas, nomeadamente de *Quercus suber* e *Quercus rotundifolia* e outras esclerófitas associadas, como resultado do aquecimento climático e do aumento da frequência de incêndios (CARRIÓN & VAN GEEL, 1999 citados em CARRIÓN *et al.*, 2000).

No período de 5000 – 3500 a.C. o estudo da paisagem no NW da Ibéria elaborado através de diagramas de pólen mostra nova diminuição da floresta e a proliferação dos *taxa* ruderais, este período corresponde à fase final Hipsitermal, na qual a erosão do solo se generaliza (COSTA-CASAS *et al.*, 1996; MARTINEZ-CORTIZAS *et al.*, 2000 citado por MARTINEZ-CORTIZAS *et al.*, 2009), possivelmente devido ao aumento da pressão do gado e à técnica agrícola de cultura e queima por comunidades nómadas neolíticas de pastores (5000 – 4500 a.C.).

---

<sup>14</sup> <http://www.britannica.com/EBchecked/topic/269574/Holocene-Epoch>

A partir de 3000 a.C. verificou-se uma nova alteração climática, de distribuição global, conhecida por Neoglaciação<sup>15</sup>, durante a qual a temperatura desceu cerca de 2 - 2,5°C relativamente à temperatura atual e o clima tornou-se mais seco e mais ventoso (MAGNY *et al.*, 2006 citado por MARTINÉZ-CORTIZAS *et al.*, 2009). A reconstrução das paleotemperaturas mostra um contínuo decréscimo das temperaturas no NW da Ibéria até 2500 a.C.. No global verificou-se um decréscimo de 5°C desde o período Hipsitermal para os episódios mais frios da Neoglaciação.

No final do período de Neoglaciação 1500 a.C. verificou-se a recuperação das temperaturas e um aumento da humidade na fase inicial (MARTINÉZ-CORTIZAS *et al.*, 1999; MIGHALL *et al.*, 2006, citados por MARTINÉZ-CORTIZAS *et al.*, 2009). Os registos de turfa, do período que vai de 1500-500 a.C., indicam o decréscimo de polens arbóreos, coincidentes com um aumento dos *proxies* de erosão do solo e a intensificação de atividades humanas. Esta alteração coincide numa grande extensão de tempo com a transição da local Idade Média do Bronze até à Idade do Bronze Tardia (por volta de 850 a.C.) para a local Idade do Ferro, e sugere uma nova alteração crítica na exploração dos recursos naturais a NW da Península Ibérica.

O solo é um bom exemplo da evolução da paisagem durante esta fase. Em 1355 a.C. a erosão do solo já seria uma preocupação do homem, uma vez que é de onde datam a primeira geração de terraços construídos pelo homem (MARTINÉZ-CORTIZAS *et al.* 2009).

Na Idade do Ferro, por volta de 1000 a.C. existem indicadores de poluição e degradação ambiental, por poluição de metais, nomeadamente por chumbo e mercúrio, declínio da floresta, o que novamente coincide com o aumento da erosão do solo e com a acidificação do solo. De facto, a evolução da floresta e a poluição atmosférica com metais (*proxies* para a mineração e metalurgia) juntam-se desde 1000 a.C. até ao início da revolução industrial (MARTINÉZ-CORTIZAS *et al.*, 2005 citados por MARTINÉZ-CORTIZAS *et al.* 2009).

Apesar das alterações climáticas que ocorreram durante o Cenozóico, a Península Ibérica desempenhou um papel importante na sobrevivência a longo prazo das espécies do Terciário, e durante o Quaternário terá sido uma fonte para a recolonização após o final da Era glacial do Pleistocénico superior (MIJARRA *et al.*, 2008). O fator comum na sobrevivência destes conjuntos florísticos parece ter sido, o relativo grau de humidade nas

---

<sup>15</sup> Esta alteração climática é corroborada por *proxies* geoquímicos

áreas que serviram de refúgio, confirmando-se na diferença de sobrevivência entre a costa leste (com maior secura) e a oeste (mais húmida) da Península. O que por sua vez permite realçar a importância do fator hídrico em relação à temperatura na conservação da flora sensível do pré-quadernário (MIJARRA *et al.*, 2008).

As alterações climáticas que ocorreram durante a Era do Cenozoico induziram também à evolução de estratégias ecológicas, de adaptações estruturais e funcionais nos órgãos fotossintéticos das plantas, tais como a esclerofília, o aparecimento de plantas suculentas e as C<sub>4</sub> (P'YANKOV *et al.*, 1993 citado por IVANOV *et al.*, 2008).

A alteração da maquinaria fotossintética é muito importante na adaptação da planta ao *stress*. O déficit hídrico, elevadas temperaturas e excessiva insolação são fatores adversos que afetam diretamente a fotossíntese. A adaptação à aridez ocorre a vários níveis na organização da maquinaria fotossintética, desde os pigmentos dos cloroplastos à proporção das folhas no peso total da planta (IVANOV *et al.*, 2008). A taxa de crescimento é também uma característica chave para determinar tipos funcionais de plantas e a sua estratégia ecológica, sendo que a taxa de crescimento diminui à medida que a aridez aumenta (IVANOV *et al.*, 2008).

Apesar das alterações climáticas do quadernário verificou-se a expansão das espécies de *Quercus suber* e *Q. rotundifolia*.

Os modelos de estratégia ecológica da vegetação permitem compreender a relações entre o clima e a presença das plantas nesse habitat. De acordo com o International Geosphere-Biosphere Program dos vários modelos de estratégia ecológica da vegetação, o de GRIME, (GRIME, 1974; 1977 & HUSTON, 1989 citado por WESTOBY *et al.*, 2002) é, segundo WESTOBY *et al.*, 2002, o melhor desenvolvido.

Este modelo é também conhecido por triângulo C-S-R de GRIME, sendo que o R significa que a planta desenvolveu uma estratégia ruderal, S representa uma estratégia de tolerância ao *stress* e C de competição. O modelo de GRIME, 1977, baseia-se nas estratégias de seleção r-K propostas inicialmente por McARTHUR & WILSON, 1967 (citados por SAMPAIO, 2009).

A vegetação de estratégia R de GRIME tem correspondência direta com as plantas de estratégia r com ciclo de vida curto e grande investimento na reprodução, as S com as de estratégia k com baixa taxa de crescimento e de ciclo de vida longo, na estratégia C estão espécies que se situam entre as duas situações anteriores, (C-R rural competitiva, C-S competitiva tolerante ao *stress*, S-R ruderais tolerante ao *stress* e ainda C-S-R plantas

que ocorrem em habitats sujeitos à competição moderada, perturbação e *stress* (SAMPAIO, 2009).

Os montados de sobro e azinho são espécies tolerantes ao *stress*, de ciclo de vida longo e de crescimento lento que predominam nas zonas de influência climática mediterrânica, com fraca pluviosidade concentrada num curto número de meses e grandes amplitudes térmicas, com condicionalismos mesológicos e pedológicos adversos, o que confere a estes ecossistemas elevada especificidade e sensibilidade.

O clima determina o crescimento, sobrevivência e a distribuição geográfica das plantas, assim como a fisionomia, a composição das comunidades e o funcionamento dos ecossistemas. A simples existência das florestas deixa de ser viável abaixo de um determinado limite de disponibilidade hídrica, como determinado pelo rácio (P/ETP), precipitação/evapotranspiração potencial (PEREIRA *et al.*, 2002).

No quadro atual de alteração climática é importante estabelecer modelos de dinâmica da vegetação de forma a perceber se a distribuição da vegetação pelos biomas atuais se vai alterar e de que forma.

O impacto da alteração climática nas florestas portuguesas e na biodiversidade, previsto pelo projeto SIAM, 2002 baseou-se em modelos de ecossistemas, (BIOMA4) e nos cenários projetados pelo IPCC, 2001, utilizando nomeadamente o modelo HadRM. Os resultados obtidos estipulam um maior défice hídrico quando a atmosfera atingir o dobro da concentração de CO<sub>2</sub> (dos valores de 1990), o que nesse caso, conduzirá a uma diminuição da produtividade e a uma alteração do ótimo fisiológico e conseqüentemente a uma deslocação da vegetação no sentido norte-oeste comparativamente ao presente. A aplicação do modelo BIOMA4 prevê o decréscimo da floresta a sul do território e a sua substituição por vegetação arbustiva e por pradaria (PEREIRA *et al.*, 2002).

No entanto, a previsão das migrações é complexa porque depende da capacidade de dispersão das espécies, das interações competitivas no novo habitat e dos efeitos do clima no desempenho fisiológico.

O risco de incêndio, no cenário simulado, aumentará substancialmente, tanto em severidade como na extensão da época de incêndio. É possível, também no cenário simulado, o ataque por organismos patogénicos subtropicais e uma maior incidência dos insetos já associados ao declínio dos *Quercus*, como o *Coroebus undatus* Fabr., *Coroebus florentinus* Herbst. ou o *Platypus cylindrus* Fabr. que com a alteração climática ficam favorecidos (PEREIRA *et al.*, 2002).

Em relação ao efeito direto do CO<sub>2</sub>, em experiências realizadas em sobreiro ao longo de 4 anos com uma atmosfera enriquecida com o dobro da concentração de CO<sub>2</sub> (relativamente à concentração existente em 1990), verificou-se um aumento de crescimento de cerca de 27%, mas apenas quando não existiam limitações no abastecimento de nutrientes, nomeadamente de nitrogénio (MAROCO *et al.*, 2001 citados por PEREIRA *et al.*, 2002).

De acordo com as projeções realizadas pelo SIAM, 2002, com o modelo BIOMA4, é possível que os carvalhos, em particular a azinheira, seja capaz de resistir com sucesso os futuros défices hídricos em zonas potencialmente semiáridas, partilhando a ocupação com vegetação arbustiva esclerófila. A azinheira ocorre no presente em regiões semiáridas, como Mértola, onde a precipitação é de cerca de 400 mm/ano (CORREIA & OLIVEIRA, 1999 citados por PEREIRA *et al.*, 2002).

Por outro lado, segundo o relatório SIAM, 2002, dada a velocidade da alteração climática, é improvável que as espécies de crescimento lento, como os *Quercus*, que levam várias décadas a atingir a idade reprodutiva, sejam capazes de naturalmente, i.e. sem assistência do homem, colonizar habitats mais favoráveis. E a mortalidade de algumas espécies pode criar espaço e oportunidade para as espécies invasoras como as acácias spp.

Tal como os autores do projeto SIAM, 2002, DÉQUÉ *et al.*, 1998, (citado por DIOS *et al.*, 2007) usando um modelo de circulação geral para a Europa, também preveem um decréscimo da precipitação no verão e outono, e um aumento no inverno, que resultará de eventos de precipitação de mais elevada intensidade, redução da humidade do solo e o decréscimo da disponibilidade de água devido ao aumento da evapotranspiração. As projeções dos modelos climáticos indicam que o aumento da concentração de gases com efeito estufa, provocará alterações na frequência, intensidade e duração de eventos extremos, como por exemplo números de dias quentes no ano, ondas de calor, eventos de precipitação intensa, e menor número de dias de frio (HULME & SHEARD, 1999; IPCC, 2001, citados por DIOS *et al.*, 2007), apesar da magnitude destas alterações ser difícil de prever.

Nos cenários descritos para Portugal para o próximo século estima-se uma subida da temperatura entre 1,7 – 7°C, para a área da bacia Mediterrânica estima-se a subida da temperatura em 2 a 4°C (PALUTIKOF & WIGLEY, 1996; RAMBAL & HOFF, 1998 citados por DIOS *et al.*, 2007), no entanto considerando os registos e estudos paleoclimáticos e a sobrevivência da espécie e do género *Quercus* em Portugal a glaciações e períodos

interglaciares com temperaturas mais elevadas que as previstas nos cenários de alteração climática, a alteração no padrão de distribuição da precipitação, podendo prolongar a duração de períodos de *stress*, poderá ter um impacto mais forte no crescimento, distribuição e sobrevivência destas florestas, que o aumento de temperatura e até mesmo o decréscimo de precipitação.

A sobrevivência destas espécies é importante, mesmo considerando apenas o valor económico. Em Portugal estima-se em cerca de 562 milhões de euros/ano (dados referentes a 1993), os dividendos gerados pelas florestas, excluindo o valor recreativo (SANTOS *et al.*, 2002).

Há da parte da população europeia (conservacionistas, proprietários de montados e público urbano em geral) a consciência do elevado valor ambiental das florestas mediterrânicas (McCRACKEN & BIGNAL, 1995; PAIN & DIXON, 1996, citados por CAMPOS & RIERA, 1996). Os benefícios ambientais, assim como os valores comerciais, dos montados portugueses e “*dehesas*” espanholas tornam estes sistemas numa das chaves das áreas naturais da Europa, sendo portanto, importante uma exploração e manutenção racional destes recursos com vista ao desenvolvimento sustentável.

A importância de recursos como o montado é notória na economia nacional. E é, igualmente notória no clima, segundo REALE & SHUKLA, 2000, a desflorestação na região mediterrânica e norte de África, nos últimos 2000 anos, tem conduzido a uma evolução climática de maior secura e aridez.

Nas latitudes médias, como é o caso da região mediterrânea, o clima é controlado pela instabilidade baroclínica<sup>16</sup> e não tanto pelo albedo da vegetação, mas a vegetação pode influenciar o verão mediterrânico quando a atividade baroclínica é baixa<sup>17</sup> (DIRMEYER, 1994 citado por REALE & DIRMEYER, 2000), nomeadamente através da deslocação da zona intertropical de convergência (ITZC) mais para norte, o que provocaria um aumento de humidade, nomeadamente na Península Ibérica e norte de África, como

---

16 Baroclinia é um estado do escoamento de um fluido em que as linhas isóbaras e isotermas não coincidem. Assim, a temperatura varia sobre superfícies isobáricas e a pressão sobre superfícies isotérmicas. Uma atmosfera baroclínica é aquela para a qual a densidade depende da temperatura e pressão; contrasta com a atmosfera barotrópica onde a densidade depende apenas da pressão. Em termos atmosféricos, as zonas barotrópicas da Terra são geralmente encontradas a latitudes centrais (trópicos), enquanto as zonas baroclínicas são, em geral, as regiões de latitudes médias e polares (<http://pt.wikipedia.org/wiki/Baroclinia>).

17 Actualmente o mediterrânico no verão é dominado por altas pressões, i.e. o ramo ascendente da Célula de Hadley chega ao mediterrâneo e tem o centro no deserto do Sahara e a Zona Inter-Tropical de Convergência está situada a 20º a sul do mediterrâneo (REALE & SHUKLA, 2000).

sugere o modelo climático (SSIB<sup>18</sup>) em que se analisa a resposta do clima atual com a vegetação do período clássico romano (REALE & SHUKLA, 2000).

### 3.8 ADAPTAÇÃO AO CLIMA, A ESCLERÓFILIA

A azinheira está sujeita às restrições ambientais próprias do clima mediterrânico durante o seu ciclo de vida, nomeadamente à limitação da disponibilidade hídrica e a um complexo regime de distúrbios, como o fogo, os animais herbívoros do montado e a exploração humana. A ocorrência de uma espécie num ambiente restritivo nas presentes condições ambientais e a sua sobrevivência ao longo do tempo a alterações climáticas passadas depende da combinação de aspetos fisiológicos e morfológicos.

Compreender a distribuição da vegetação é um dos problemas centrais da ecologia (WHITTAKER, 1956; ZAVALA *et al.*, 2000) e uma das generalizações mais estabelecidas é o domínio e controlo do clima na distribuição dos maiores tipos de vegetação do mundo.

O ecossistema mediterrânico é definido pela sua sequência anual climática de verões quentes e secos e invernos frios e húmidos, onde o período húmido tem uma duração variável entre 5-10 meses que se inicia no outono e termina na primavera. O único período favorável à vegetação é a primavera, período em que se coadunam precipitação e temperaturas amenas. No verão a escassez de precipitação e as temperaturas elevadas provocam a seca e no inverno as baixas temperaturas reduzem o crescimento. É o “desencontro” da temperatura e da humidade, acrescidos da existência de solos com deficiências de nutrientes e outros distúrbios, como o fogo, o pastoreio e a exploração humana que caracterizam o ecossistema mediterrânico e que levaram à evolução e adaptação da vegetação mediterrânica, nomeadamente em estratégias que permitam conservar a água.

Apesar de existirem diversas estratégias potenciais na evolução e adaptação a um determinado *stress* ambiental ao longo de uma história evolutiva (JACOB, 1977; ZAVALA *et al.*, 2000), o número de possibilidades torna-se limitado quando o *stress* é agravado (MOONEY & DUNN, 1970 citados por ZAVALA *et al.*, 2000). Como resultado a vegetação em climas do tipo mediterrânico no mundo convergem na estrutura independentemente da sua filogenia (MOONEY & DUNN, 1970; CODY & MOONEY, 1978; COWLING &

---

18 Simplified simple biosphere model

CAMPBELL, 1980 ARROYO *et al.*, 1995 citados por ZAVALA *et al.*, 2000). Exemplos de estruturas de adaptação em comum são os extensivos sistemas radiculares, folhagem sempre-verde e a esclerófilia e a xerófilia (KUMMEROV, 1973; RUNDEL, 1988 citados por ZAVALA *et al.*, 2000).

A esclerófilia é uma característica particularmente difundida e dominante em zonas de clima mediterrânico, tais como, África do Sul, Chile central, sul da Austrália, Califórnia e região Mediterrânica (EDWARDS *et al.*, 2000), mas ocorre em plantas nativas num largo espectro de ambientes, desde tropicais a temperados, das planícies às terras alpinas, tendo como fator comum algum tipo de *stress*, (“*strain*”) identificável (GIANONI *et al.*, 1988; LAUSI *et al.*, 1989; MORALES *et al.*, 1996; DI CASTRI & MOONEY, 1973 citados por SALLEO & NARDINI, 2000) (GRUBB, 1986; TURNER, 1994 citados por READ *et al.*, 2006).

O termo esclerófilia foi introduzido por SCHIMPER, 1898, 1903 (citado por EDWARDS *et al.*, 2000; ALVIM-GONÇALVES *et al.*, 2006; READ *et al.*, 2006), que o definiu com propriedades texturais, sendo sinónimo de folhas duras, de carácter coriáceo, rijas e inflexíveis (do grego *skleros*, duro e *phyllon*, folha). Contudo, algumas destas características não são restritas às espécies esclerófitas, e nem todas as esclerófitas apresentam o conjunto destas características (EDWARDS *et al.*, 2000). Tem também sido demonstrado que as folhas esclerófitas têm baixas concentrações de nitrogénio, fósforo e cálcio (LOVELESS, 1962; RUNDELL, 1988 citados por SALLEO & NARDINI, 2000) e maior durabilidade, apesar de também existirem esclerófitas de folha caduca, a maioria das esclerófitas são sempre-verdes (SALLEO & NARDINI, 2000).

A esclerófilia tem sido quantificada com base no aumento aparente de peso seco nas folhas esclerificadas (causado pela lenhificação das células da parede), ou seja, a variável comum considerada como representativa do grau de dureza das folhas tem sido, o rácio entre o peso seco da folha e a sua área. Este rácio tem sido designado por vários nomes, dependendo do autor, os mais comuns são: grau de esclerófilia (DS) (COWLING & CAMPBELL, 1983; SALLEO & LO GULLO, 1990 citados por SALLEO & NARDINI, 2000; LO GULLO & SALLEO, 1988), massa específica da folha (LSM) (RODERICH *et al.*, 1999), “índice de esclerófilia” (GROOM & LAMONT, 1997 citados por SALLEO & NARDINI, 2000) e (LMA) massa da folha por área ( $\text{gm}^{-2}$ ) (POORTER *et al.*, 2009).

O índice LSM, LMA e sinónimos quantificam o relativo aumento das células da parede nas folhas e a compactação do mesófilo, ambas características típicas de folhas

rígidas e duras (SALLEO & NARDINI, 2000) é também considerado um parâmetro chave no crescimento das plantas (LAMBERS & POORTER, 1992 citados por POORTER *et al.*, 2009) e um indicador da estratégia ecológica da planta (WESTOBY *et al.*, 2002).

O inverso do índice LSM (ou LMA), isto é, o rácio entre a área e a massa da folha, designado por área específica da folha (SLA), ( $\text{m}^2\text{kg}^{-1}$ ), é um índice, utilizado desde 1960, em análises de crescimento (POORTER *et al.*, 2009).

COWLING & CAMPBELL, 1983 (citados por SALLEO & NARDINI, 2000) propuseram o valor de DS (=LSM) = 0,7 ( $\text{g dm}^{-2}$ ) como fronteira entre macófilas<sup>19</sup> e esclerófitas. O que parece estar de acordo com o valor de LSM calculado para as mais típicas esclerófilas mediterrânicas, (*Q. ilex* LSM =  $1,13 \pm 0,13$  ( $\text{gm}^{-2}$ ); *Q. suber* LSM =  $0,76 \pm 0,03$  ( $\text{gm}^{-2}$ ); *Olea Oleaster* LSM =  $1,19 \pm 0,03$  ( $\text{gm}^{-2}$ ) (SALLEO & NARDINI, 2000).

TURNER *et al.*, 1993 (citados por SALLEO & NARDINI, 2000) propuseram a quantificação da esclerófilia com base na dureza da folha, tendo por base as propriedades texturais da folha e usando a técnica de LUCAS & PEREIRA, 1990 (citados por SALLEO & NARDINI, 2000). Esta técnica de instrumentação mede o esforço empregue na fractura da folha, que seria relacionado com o esforço realizado por um herbívoro para cortar as folhas em fragmentos mais pequenos durante a ingestão e digestão.

Nesta perspectiva o maior esforço de fractura estaria negativamente correlacionado com a preferência alimentar dos herbívoros (ARANWELA *et al.*, 1999). Os valores de esforço de fractura, ou dureza, encontrados para as espécies mediterrânicas como o *Arbutus* sp., *Laurus nobilis* e *Quercus ilex*, variam de 300 a 1100  $\text{J m}^{-2}$ , semelhantes aos valores medidos em florestas tropicais de charneca, mas inferiores aos valores medidos nas canópias das espécies tropicais da floresta húmida (superiores a 1400  $\text{J m}^{-2}$ ) (ARANWELA *et al.*, 1999).

LOVELESS, 1961, 1962 (citados por SALLEO & NARDINI, 2000), propôs como medida padrão de esclerófilia, o rácio entre o peso de fibra e conteúdo de proteína nas folhas e designou-o por grau de esclerófilia ou índice de esclerófilia. No seu trabalho concluiu que a esclerófilia aumenta em solos com baixa concentração de nitrogénio, fósforo e cálcio. Desde este estudo, vários outros se seguiram indicando que a esclerófilia está fortemente relacionada com a deficiência de nutrientes do solo (JACKSON, 1968; JAFFRÉ, 1980; TURNER, 1994 citados por EDWARDS *et al.*, 2000).

---

<sup>19</sup> Espécies de folhas macias – (palavra original malacophylls)

Não há assim, nenhuma medida direta da esclerófilia, a maioria dos estudos sobre as propriedades mecânicas da esclerófilia, não se centraram na esclerofilia *per si*, o que dificulta a compreensão desta forma de folha e das suas funcionalidades (EDWARDS *et al.*, 2000).

### 3.8.1 INTERPRETAR A ESCLERÓFILIA

Quanto ao significado funcional da esclerófilia, desde o século XIX que uma enorme quantidade de literatura se debruçou sobre este problema, mas o seu significado adaptativo está ainda em debate (LAMONT *et al.*, 2002 citados por READ *et al.*, 2006; SALLEO & NARDINI, 2000). Tendo sido sugeridas várias hipóteses enquanto estratégias de adaptação a um tipo de *stress* específico, tais como:

1 – Resposta ao défice sazonal de água (SHIMPER, 1903 citado por EDWARDS *et al.*, 2000), dentro desta hipótese, POOLE & MILLER, 1975 e MOONEY, 1982 (citados por SALLEO & NARDINI, 2000), propuseram tratar-se de um mecanismo para reduzir a perda de água e OERTLI, 1989 (citado por SALLEO & NARDINI, 2000; READ *et al.*, 2006) defendeu a tese de se tratar de uma adaptação que permite prevenir danos por pressões negativas desenvolvidas durante o *stress* hídrico; LARCHER, 2005 (citado por READ *et al.*, 2006) defendeu também esta hipótese, tendo por base o facto de a esclerofilia permitir a resistência à propagação do gelo, uma vez que esta pode ser atrasada em folhas com tecidos lenhificados e cutículas densas;

2- Resposta a excessiva radiação solar JORDAN *et al.*, 2005 (citados por READ *et al.*, 2006);

3- Uma adaptação a, ou consequência de solos com baixo teor de nutrientes (WHITTAKER, 1954; LOVELESS, 1961; BEADLE, 1966, 1968; JAFFRÉ, 1980; KRUCKEBERG, 1984 citados por READ *et al.*, 2006), a esclerófilia representaria a consequência de solos pobres em nutrientes, induzindo as plantas a recrear produtos metabólicos que possam formar proteínas em processos metabólicos alternativos e.g. a síntese de carboidratos das paredes (LOVELESS, 1962 citados por SALLEO & NARDINI, 2000);

4- E ainda como uma forma de resistência ao ataque de herbívoros, dada a rigidez e longevidade das folhas (CHABOT & HICKS, 1982; GRUBB, 1986; TURNER, 1994 citados por EDWARDS *et al.*, 2000). Nestes 2 últimos modelos a esclerófilia implica que as plantas

investem mais energia metabólica por unidade de massa da folha, mas menos energia por unidade de tempo. É de realçar que as 2 últimas hipóteses estão ligadas entre si, uma vez que ambas conduzem ao mesmo resultado final, i.e. estruturas das folhas que permitem maior durabilidade no tempo.

Como a maioria dos estudos realizados sobre esclerófilia foram conduzidos em espécies mediterrânicas (e.g. KUMMEROW, 1973; POOLE & MILLER, 1975; MOONEY, 1982; MERINO *et al.*, 1982; SALLEO *et al.*, 1997 citados por SALLEO & NARDINI, 2000) e o clima mediterrânico é caracterizado por aridez no período de verão, as primeiras interpretações sobre a funcionalidade da esclerófilia foi associar a morfologia das folhas à resistência à seca (POOLE & MILLER, 1975; MOONEY, 1982 citados por SALLEO & NARDINI, 2000).

O resultado final da relativa abundância de células lenhificadas numa folha é torná-la dura e rígida, mas as diferentes localizações dos tecidos mecânicos podem ter significados funcionais diferentes (SALLEO & NARDINI, 2000). As células mecânicas com suficiente lumina podem servir como reservatório de água durante períodos curtos (e.g. diurnos) de *stress* hídrico. Em relação às fibras que circundam os feixes vasculares foi sugerido, promoverem, através da capilaridade, uma hidratação mais completa nas folhas em condições de baixa transpiração (SALLEO *et al.*, 1997 citados por SALLEO & NARDINI, 2000).

A hipótese 1, na qual a esclerófilia tem como função a conservação da água foi avançada há mais de um século (SCHIMPER, 1898 citados por SALLEO & NARDINI, 2000). Esta interpretação tem sido estudada por diversos pontos de vista incluindo as estratégias de resistência à seca e ao congelamento bem como cinética de rehidratação da folha após a libertação de *stress* hídrico. De facto, apesar dos trabalhos antigos e recentes terem questionado a hipótese de conservação da água (e.g. SHIELDS, 1950; LOVELESS, 1962; BEADLE, 1966; LEVITT, 1980; COWLING & CAMPBELL, 1983; SALLEO & LO GULLO, 1990; TURNER, 1994; NARDINI *et al.*, 1996 citados por SALLEO & NARDINI, 2000), as implicações xerofíticas da esclerófilia têm sido repropostas de tempos a tempos e continuam ainda hoje em discussão (e.g. POOLE & MILLER, 1975; DUNN *et al.*, 1976; CHABOT & BUNCE, 1979; GRUBB, 1986; DUHME & HINCKLEY, 1992; SALLEO *et al.*, 1997 citados por SALLEO & NARDINI, 2000).

É conhecido que a aridez pode estar associada a temperaturas elevadas e de congelamento ao mesmo tempo. Em ambos casos, o efeito primário nas plantas é o

embolismo do xilema que, se não for reparado provoca desequilíbrios graves no balanço hídrico da planta. A esclerófilia, expressa em termos de LSM, provou-se não estar relacionada com a resistência à cavitação (KIKUTA *et al.*, 1997 citados por SALLEO & NARDINI, 2000). Por outro lado, quando a cavitação de água ocorre nas células mecânicas, e.g. fibras e escléritos, podem proporcionar a água necessária para rehidratar as células das folhas durante o processo transitório de transpiração (LO GULLO *et al.*, 1986 citados por SALLEO & NARDINI, 2000).

A favor da hipótese 4 estão os trabalhos de TURNER, 1994 (citado por SALLEO & NARDINI, 2000), que indicam que a esclerófilia não é típica de ambientes áridos, uma vez que também se encontra em zonas tropicais de floresta húmida, e também não se pode generalizar que se trata de plantas sempre-verdes, porque também há esclerófitas de folha caduca. Em resumo, a dureza das folhas tem sido vista como defesa anti-herbívoro, e isto por sua vez tem sido um fator de pressão seletiva para a esclerófilia.

Na hipótese 3, desde os trabalhos de LOVELESS, 1961, 1962, que a relação entre a esclerófilia e solos oligotróficos tem sido reconhecida. A relação entre baixos teores de nitrogénio, fósforo e cálcio e a esclerófilia em estudos comparativos com macófilas tem sido demonstrada (e.g. TURNER, 1994; RUNDEL, 1998; HEVIA *et al.*, 1999 citados por SALLEO & NARDINI, 2000; RODERICK *et al.*, 1999). As esclerófitas oligotróficas (TURNER, 1994 citado por SALLEO & NARDINI, 2000) têm sido descritas como tendo tipicamente folhas de vida longa (e.g. BEADLE, 1966; CHABOT & HICKS, 1982 citados por SALLEO & NARDINI, 2000) e serem resistentes à seca (LARCHER *et al.*, 1981; RHIZOPOULOU & MITRAKOS, 1990 citados por SALLEO & NARDINI, 2000).

A esclerificação das folhas está geralmente associada a características da folha como cutículas espessas que limitariam a transpiração na presença de um eficiente controlo estomático, e reduziria a lixiviação de nutrientes como o potássio e provavelmente o fósforo (GRUBB, 1986 citado por SALLEO & NARDINI, 2000).

REICH *et al.*, 1997, 1999, (citados por SALLEO & NARDINI, 2000), mostraram que espécies com baixo SLA (elevada esclerófilia) têm um período de vida mais longo e baixo teor de nitrogénio, taxas de fotossíntese e transpiração que as macófilas.

Perante o conjunto de condições ambientais de *stress*, como as que caracterizam o clima mediterrânico, nomeadamente a aridez e *secura* do verão, as diferentes espécies esclerófitas destas regiões, apesar de se definirem por apresentar folhas com características adaptativas morfológicas e anatómicas semelhantes, podem diferir na sua

estratégia funcional, por exemplo as espécies *Q. ilex* adotam como estratégia o poupar água (“*water saving*”), o *Pinus pinea* exibe uma estratégia de tolerância à *secura*, e a *Pistacia lentiscus* é uma espécie que mantém os gastos hídricos nas situações de *stress* (MANES *et al.*, 1997).

Assim, a dificuldade em interpretar a esclerófilia é tripla. Primeiro porque ainda pouco se conhece acerca das propriedades mecânicas das folhas; segundo, as propriedades mecânicas derivam de um design anatómico a várias escalas que vão desde a célula até à folha; terceiro, o design mecânico da folha envolverá compromissos entre a necessidade de suportar cargas estáticas e dinâmicas enquanto maximiza o seu desempenho fisiológico (NIKLAS, 1999 citado por READ *et al.*, 2006).

A função fotossintética da folha pode ser melhorada pelo espessamento em ambientes solarengos (RODERICK *et al.*, 1999), com reduzidas taxas de perda de água (PARKHURST, 1994 citado por READ *et al.*, 2006). O aumento da espessura da folha traz consequências nas propriedades mecânicas da folha, aumentando a resistência, a dureza e a rigidez. Assim, a esclerófilia pode ser, pelo menos parcialmente, uma consequência da eficiente repartição de biomassa em ambientes menos favoráveis (READ *et al.*, 2006).

Em ambientes com condições pouco favoráveis a taxa de fotossíntese é mais baixa, por isso, o investimento em folhas sempre-verdes é uma forma de maximizar o investimento (GIVNISH, 1979; CHABOT & HICKS, 1982; MOONEY & GULMON, 1982; TURNER, 1994 citados por READ *et al.*, 2006).

Apesar de se ter verificado que a esclerófilia é mais pronunciada em solos inférteis que em habitats áridos, tal não confirma que a esclerófilia seja uma adaptação à deficiência de nutrientes no solo, o maior grau de esclerófilia pode dever-se a um nível de *stress* mais elevado (deficiência de recursos e/ou toxicidade), confirmando que a esclerófilia é uma resposta a uma forma de *stress* ambiental não-específico (SALLEO & NARDINI, 2000; READ *et al.*, 2006).

## 4. EVAPORAÇÃO E TRANSPIRAÇÃO

O termo evaporação designa, climatologicamente, a transferência do vapor de água da superfície evaporante para a atmosfera proporcionada pelo gradiente de pressão de vapor, entre a superfície evaporante e a atmosfera (ALLEN *et al.*, 1998). À medida que a evaporação decorre, o ar circundante fica gradualmente saturado, e o processo evaporativo é reduzido, ou cessa por completo se o ar húmido não for transferido para a atmosfera circundante. A substituição do ar saturado, por ar seco, depende da velocidade do vento. A evaporação depende de diversos fatores, edafo-climáticos, tais como, a radiação incidente, a humidade do ar, temperatura, velocidade vento, o tipo de solo (composição, cor, estrutura).

Quando a superfície evaporante é o solo, a sombra proporcionada pela vegetação e a quantidade de água disponível no solo são outros fatores que afetam a evaporação. E neste caso, quando a água do solo é suficiente para a solicitação evaporativa da atmosfera, a evaporação é determinada apenas pelas condições meteorológicas.

Contudo, quando o intervalo entre a precipitação e/ou a rega são demasiado longos, a capacidade do solo responder ao poder de solicitação atmosférico diminui e a superfície do solo seca. Nestas condições a evaporação do solo é controlada pela disponibilidade de água no solo. A evaporação decresce então rapidamente, à medida que a água do solo vai diminuindo e eventualmente cessa ao fim de poucos dias.

No caso da superfície evaporante ser a planta, a água evapora-se a partir de toda a superfície externa da planta e de todas as superfícies internas que entram em contacto com o ar (LARCHER, 1986). Quando a água da chuva cai numa superfície vegetal parte é interceptada pela copa e evaporada diretamente para a atmosfera – designada por perda por intercepção (DAVID *et al.*, 2005). A água é retida nas folhas e ramos por tensão superficial enquanto perdurar o equilíbrio com as forças gravitacionais, (LEONARD, 1967 citado por DAVID *et al.*, 2005) i.e. até a capacidade de armazenamento do copado atingir a saturação.

Nas florestas a evaporação direta a partir da superfície do copado, i.e. a perda por intercepção pode compreender cerca de 25 a 75% de toda a evaporação (GASH & STEWART, 1977; MCNAUGHTON & JARVIS, 1983; SCHUTTLEWORTH, 1988 citados por DAVID *et al.*, 2005). Esta variação na evaporação direta a partir do copado (perda por intercepção) deve-se aos diferentes padrões de distribuição da precipitação, as maiores

perdas por evaporação verificam-se em zonas de clima com precipitação bem distribuída (DAVID *et al.*, 2005).

Nas plantas vasculares a transpiração ocorre através da epiderme cutinizada (*transpiração cuticular*), nas superfícies suberizadas (*transpiração peridérmica*) e no interior da folha da planta, onde a água se evapora no espaço intercelular e a troca de vapor para a atmosfera é controlada pela abertura estomática (*transpiração estomática*). Em geral nas plantas vasculares e nas culturas agrícolas a transpiração verifica-se predominantemente através dos estomas. Pequenas quantidades de vapor de água escapam pela casca das árvores. Algum sai pela epiderme, mas a maioria, cerca de 90-95% escapa pelos estomas, porque a resistência à difusão nos estomas é muito menor quando comparada às resistências à difusão nas outras partes da epiderme.

O processo de transpiração é um fator dominante nas relações água-planta porque a evaporação da água produz um gradiente de energia que provoca o movimento da água através das plantas. E portanto, controla a taxa de absorção e ascensão da seiva e quase todos os défices de água diários.

Tal como a evaporação, depende do fornecimento de energia, do gradiente de pressão de vapor, do vento e da resistência á difusão. A quantidade de água no solo, a sua salinidade e a capacidade de condução de água pelas raízes, são também determinantes no processo de transpiração. Há ainda que considerar as características da planta, o seu desenvolvimento e práticas culturais, uma vez que diferentes plantas, poderão ter, nas mesmas condições biofísicas, taxas transpiratórias diferentes.

É de salientar que uma alteração num dos fatores que afetam a transpiração, não tem necessariamente de ter um efeito proporcional na alteração da transpiração, uma vez que esta não é controlada por um único fator. Em geral, os vários fatores que afetam a transpiração podem ser explicados através da sua influência respectiva, nas diferenças de concentração de vapor de água entre a folha e o ar e nas resistências entre a folha e o ar (KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997).

O abastecimento de água pelas raízes também afeta a transpiração, já que um abastecimento deficiente provoca a desidratação e o fecho estomático. Em solos próximos da capacidade de campo, o movimento da água para as raízes é rápido e a taxa de transpiração é controlada basicamente por fatores atmosféricos.

Nos fatores diretamente relacionados com a planta temos, a área foliar, a exposição solar das folhas, estrutura da copa, abertura estomática e eficiência das raízes como superfícies de absorção (KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997).

A interação entre todos estes fatores é complexa. Por exemplo, alterações na intensidade da luz afetam a resistência das folhas,  $r_i$ , uma vez que a luz influencia a abertura estomática, sendo por sua vez alterada a concentração de vapor de água na folha, através da ação indireta da intensidade da luz na temperatura. Por sua vez a temperatura atmosférica afeta a concentração de vapor da folha (KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997).

Dentro da diversidade encontrada entre espécies da mesma família e com o mesmo habitat, existem também diferenças entre as folhas da mesma árvore. Existe uma considerável diferença na estrutura entre folhas que crescem ao sol e aquelas produzidas na sombra. Isto aplica-se em relação às folhas no interior das copas (à sombra) e às da periferia (ao sol). Em geral as folhas de sombra têm geralmente menos estomas por unidade de área (KOZLOWSKI e PALLARDY, 1997).

No início do século XX vários esforços foram realizados para determinar o efeito do fecho parcial dos estomas na taxa de transpiração. Vários investigadores foram influenciados pelas experiências de BROWN & ESCOMBE, 1900, (citados por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997) conduzidas em situações de ar calmo, onde a resistência da camada limite ( $r_a$ ) era tão alta quanto a resistência estomática ( $r_i$ ). Os seus resultados indicavam que grandes alterações na abertura estomática teriam pouca influência na taxa de transpiração.

Contudo, foi várias vezes observado que com situações de vento, onde  $r_a$  é baixa, existe uma forte relação entre a abertura dos estomas e a taxa de transpiração (STÄLFELT, 1932; BANGE, 1953 citados por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997). É agora, geralmente aceite que, apesar do fecho parcial dos estomas ter pouca influência na taxa de transpiração em situação de ar calmo, em situações com vento é responsável por uma grande diminuição da taxa de transpiração. Uma revisão feita por SLATYER, 1967, (citado por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997) aponta para que o efeito do fecho dos estomas varie consoante os valores de  $r_i$  e  $r_a$ .

Ao nível do copado, existem relações similares entre o controle da transpiração pelos estomas e as características físicas do copado. As canópias de muitas culturas agrícolas são baixas e uniformes em altura e estrutura. Isto resulta numa grande resistência aerodinâmica acima do copado e numa reduzida ligação entre a abertura

estomática integral e a taxa de transpiração. Em contraste, as canópias de florestas são altas, abertas, com rugosidade aerodinâmica. Esta estrutura resulta numa ligação mais forte entre a abertura estomática e as taxas de transpiração (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

As plantas lenhosas podem apresentar uma resistência estomática relativamente alta, que assume então um papel importante no controlo das perdas de vapor de água por transpiração. Comparando o seu comportamento com o de plantas não lenhosas, é possível constatar que a razão entre  $r_s$  e  $r_a$  ( $r_s/r_a$ ) quando determinada por exemplo em florestas, assume frequentemente o valor 50, enquanto que para muitas culturas agrícolas de reduzida extensão vertical, se aproxima frequentemente de 1 (MONTEITH & UNSWORTH, 1990). As diferenças quanto ao comportamento estomático entre plantas de reduzida extensão vertical e plantas de porte elevado foram analisadas por McNAUGHTON & JARVIS, 1983; JARVIS, 1985 e JARVIS & McNAUGHTON, 1986 (citados por PAÇO, 2003) mediante a utilização de um coeficiente a que chamaram coeficiente de desacoplamento ( $\Omega$ ), definido do seguinte modo:

$$\Omega = [1 + (r_s/r_a) \gamma / (\Delta + \gamma)]^{-1} \quad (2)$$

em que  $\gamma$  representa a constante psicrométrica e  $\Delta$  o declive da curva da pressão de saturação de vapor.  $\Omega$  varia entre 0 e 1, apresentando valores mais elevados, no caso por exemplo, de uma pastagem do que para uma floresta.

Numa situação em que  $r_a$  tende a ser elevada, como é o caso de cobertos pouco rugosos como as pastagens,  $\Omega$  é elevado, o que implica que o grau de ligação do coberto às condições atmosféricas é reduzido, e por conseguinte os estomas exercem um controlo menos evidente da transpiração. Se, pelo contrário,  $r_a$  for baixa, como se verifica em cobertos rugosos de elevada extensão vertical, como algumas florestas,  $\Omega$  tem um valor reduzido, e por conseguinte o grau de ligação entre o coberto e as condições atmosféricas é importante, assumindo o controlo estomático maior relevância na transpiração (PAÇO, 2003).

Para a expressar quantitativamente, a transpiração pode ser considerada como um processo de difusão, e a sua intensidade é proporcional à diferença entre a concentração de vapor de água nas superfícies evaporantes e o conteúdo de vapor de água da atmosfera, sendo inversamente proporcional à soma das resistências à difusão. A lei de FICK aplica-se à transpiração nas plantas, na fórmula deduzida por GAASTRA, 1959 (citado por LARCHER, 1986):

$$J = \Delta C / \Sigma r \quad (3)$$

onde J, representa o fluxo de água no processo de difusão, expresso em moléculas por unidade de área e por unidade de tempo,  $\Delta C$  é a diferença de concentração de vapor, entre o exterior e o local de reação, neste caso nos estomas, e  $\Sigma r$  representa a soma das resistências à difusão.

Existem dois tipos de resistências à difusão do vapor de água: a resistência associada à folha e a resistência associada à camada limite no ar adjacente à superfície da folha. NOBEL, 1991 (citado por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997) descreveu em detalhe as resistências à difusão. As resistências associadas à folha são, a resistência estomática ( $r_i$ ) ( $s\ m^{-1}$ ) e cuticular e a resistência da camada limite é denominada por resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) ( $s\ m^{-1}$ ).

A resistência aerodinâmica depende largamente do tamanho e forma da folha e da velocidade do vento. O tamanho e a forma da folha afetam a taxa de transpiração por unidade de superfície. Folhas pequenas e recortadas tendem a ser mais frias que folhas maiores, isto porque a sua camada limite é mais fina permitindo transferências de calor latente mais rápidas. Entre as copas das árvores, podem existir variações morfológicas substanciais na forma das folhas, que está correlacionada com a capacidade de troca de calor sensível.

A resistência estomática global do coberto, designada por resistência estomática do coberto, do copado ou da canópia, ou resistência superficial ( $r_s$ ), é obtida a partir da resistência estomática média das folhas individuais ( $r_i$ ) e do índice de área foliar ( $LAI^{20}$ ) (ALLEN *et al.*, 1998):

$$r_s = r_i / LAI \quad (4)$$

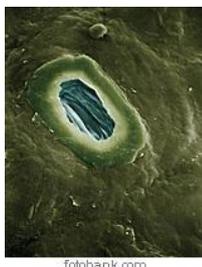
#### 4.1. OS ESTOMAS

A maior parte da água perdida pelas plantas, é perdida através dos estomas, 90-95%, e a maioria do carbono utilizado para a fotossíntese entra também por essa via. No entanto, os estomas ocupam, normalmente, não mais que 1% da superfície da folha.

---

<sup>20</sup> Área foliar por unidade de superfície de solo [ $m^2\ m^{-2}$ ]

O tamanho dos poros dos estomas é controlado pela turgidez das células guarda e pelas células adjacentes da epiderme. O tamanho dos poros aumenta com o aumento da turgidez e diminuem com o decréscimo de turgidez das células guarda. As alterações de turgidez nas células adjacentes da epiderme tende a ter um efeito oposto na abertura dos estomas (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).



**Figura 5-** Estoma de *Quercus ilex* (extraído em março 2011 de [www.fotobank.ru](http://www.fotobank.ru))

Na maioria das árvores com folhas largas, os estomas ocorrem apenas nas páginas inferiores das folhas. Nas espécies em que os estomas estão presentes nas duas páginas da folha, são geralmente mais largos e numerosos na página inferior (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

Os estomas apresentam enormes variações no tamanho e na sua frequência entre as espécies e os genótipos. O tamanho dos estomas (comprimento das células guarda) varia<sup>21</sup>, entre 17 a 56  $\mu\text{m}$ , e a variedade de frequência é de cerca de 100 a 600 estomas por  $\text{mm}^{-2}$  da superfície da folha. Geralmente, as espécies com poucos estomas por unidade de folha tendem a ter estomas largos. As *Quercus sp* são uma exceção porque têm estomas numerosos e largos (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

O número de estomas em sobreiro e azinheira foi documentado por BRITO dos SANTOS, 1940 em  $489.84 \pm 3.37$  em sobreiro e  $414.50^{22}$  em azinheira. Daqui se infere que o número encontrado em carvalhos, como o sobreiro e a azinheira, é elevado e bastante aproximado das maiores densidades observadas.

Segundo LARCHER, 1986, o número, a distribuição, o tamanho, a forma e a mobilidade dos estomas são características específicas, embora variem em função do habitat e mesmo entre indivíduos da mesma espécie.

---

<sup>21</sup> Em amostras com 27 espécies de árvores (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997)

<sup>22</sup> Não é mencionada a margem de erro

#### 4.1.1 Os ESTOMAS, HABITAT E CO<sub>2</sub>

Desde do início do século XX se tem estudado a possível relação entre a densidade dos estomas e o tipo de habitat ocupado. Em 1928, HABERLAND (citado por BRITO dos SANTOS, 1940) sustentava que as espécies de elevadas densidades estomáticas eram características de regiões húmidas, o que contrasta com os carvalhos, como a azinheira e o sobreiro, de elevadas densidades estomáticas e tendo como habitat a zona mediterrânica, e por conseguinte aproximando-se mais do tipo das plantas xerofíticas do que do tipo das plantas das regiões húmidas. A oliveira é outra espécie, que tal como o sobreiro e a azinheira apresentam uma elevada densidade estomática, e está longe do tipo hidrofítico.

Em 1931, RED, (citado por BRITO dos SANTOS, 1940), atribuía à luz o aumento da frequência estomática, inferindo em observações realizadas em *Citrus*, que o facto da planta se desenvolver à sombra ou à luz direta do sol podia originar diferenças na densidade estomática que iam do simples ao dobro. Em 1937, CARROL, (citado por BRITO dos SANTOS, 1940) opôs-se à hipótese de HABERLAND, verificando que a elevada humidade atmosférica reduzia a frequência estomática. MAXIMOV, 1926, (citado por BRITO dos SANTOS, 1940), constatou, que a estrutura xeromórfica era caracterizada por maior densidade de nervuras e maior quantidade de estomas.

Após observações realizadas em várias espécies de carvalhos BRITO dos SANTOS, 1940, sugere a possibilidade de uma relação entre a densidade estomática e a distribuição geográfica das espécies. De facto, vemos que o sobreiro (densidade estomática  $\pm 489,84$ ) e a azinheira (densidade estomática  $\pm 414,50$ ) apresentam uma densidade que pouco difere, e têm sensivelmente o mesmo habitat restrito.

Os carvalhos mediterrâneos são as espécies que apresentam a densidade estomática mais elevada, diminuindo nas espécies mais setentrionais, o que segundo o autor, parece ser tanto menor quanto mais ao norte se estender a espécie.

Contudo, a espécie *Q. coccifera* L., (densidade estomática  $\pm 278,25$ ) associada a outros carvalhos de folha persistente - *Q. suber* L., *Q. ilex* L. e de folha marscente, *Q. robur* L. (densidade estomática  $\pm 311,75$ ), acompanha estas espécies em toda a zona mediterrânea, apesar de ter uma densidade estomática consideravelmente inferior.

Concluindo-se então que as influências ecológicas não explicavam a diversidade encontrada, tanto mais que as plantas examinadas vegetam em condições de meio idênticas (BRITO dos SANTOS, 1940).

Já na segunda metade do século XX, a densidade estomática foi relacionada com a concentração de CO<sub>2</sub> e a temperatura. Segundo WOODWARD & BAZZAZ, 1988, a densidade estomática decresce com o aumento da pressão parcial de CO<sub>2</sub>, e excluindo a variabilidade taxonômica, estatisticamente a densidade estomática é independente do tipo de habitat (quente ou frio) (WOODWARD & KELLY, 1995).

De acordo com WODWARD & BAZZAZ, 1988, a baixas pressões de CO<sub>2</sub> (inferior a 34 Pa) o aumento de densidade dos estomas provoca um aumento de condutância mas também a uma diminuição da taxa fotossintética o que leva a uma baixa eficiência do uso da água.

Mais recentemente, um estudo realizado por APPLE *et al.*, 2000, no quadro dos cenários da alteração climática, para analisar os efeitos do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> (350 ppm e 550 ppm) e o aumento de temperatura (mais 4°C) nos estomas de coníferas (*Pseudotsuga menziesii* Mirb. Franco), concluíram que nem a concentração de CO<sub>2</sub>, nem a temperatura, têm impacto na densidade estomática.

Contudo, considerando apenas o aumento de CO<sub>2</sub>, o aumento de 200 ppm reduziu a condutância estomática e a transpiração em 8 a 12 %, respectivamente; considerando apenas o aumento de temperatura, verificaram o aumento da condutância estomática e da transpiração em 100 e 66% respectivamente. Contudo, se aplicados em simultâneo, não se verificam alterações nem na condutância estomática, nem na transpiração.

Por outro lado, um estudo realizado por PAOLETTI *et al.*, 1998, sobre o efeito a longo prazo do CO<sub>2</sub> em azinheiras adultas (*Quercus ilex* L.) em ambientes naturais com diferentes concentrações de CO<sub>2</sub> (350 ppm a 750 ppm) no centro de Itália, encontraram uma relação significativa entre o decréscimo da densidade estomática e as concentrações elevadas de CO<sub>2</sub> até 750 ppm por um fator de cerca de 1,5, contudo, para concentrações superiores (de 750 ppm a 2600 ppm) não verificaram reduções na densidade estomática.

Em pinheiros, (*Pinus Sylvestris* L.), num estudo de 4 anos, LIN *et al.*, 2001, observaram um decréscimo da densidade estomática, em 7,4%, e um aumento da área de tecido do mesófilo com o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> de 350 para 750 ppm. O

aumento da concentração de CO<sub>2</sub> em pinheiros parece induzir alterações anatómicas na folha que beneficiam as taxas de fotossíntese e o uso eficiente da água.

Em estudos realizados durante 3 anos, em estufa com ambientes enriquecidos de CO<sub>2</sub> (350 a 560 ppm), BEERLING *et al.*, 1998, observaram reduções significativas na densidade de estomas em *Ginkgo biloba* L., mas sem alterações nas taxas de fotossíntese. Curiosamente, a densidade estomática das folhas em ambiente de CO<sub>2</sub> enriquecido foram semelhantes às encontradas em fósseis do Triássico e Jurássico de *Ginkgo biloba*.

Com base nos resultados obtidos por PAOLETTI *et al.*, 1998, para *Quercus ilex* L., a densidade estomática parece relacionar-se com a concentração de CO<sub>2</sub> mas apenas até um determinado limite, neste caso de 750 ppm, a partir do qual se deixa de verificar a relação.

Recentemente, o trabalho de GRAY *et al.*, 2000 confirmou a existência de um gene (HIC)<sup>23</sup> em *Arabidopsis thaliana* (L.) Heynh.<sup>24</sup> (mostarda) que controla a alteração do número de estomas em resposta ao enriquecimento de CO<sub>2</sub> acima de um determinado nível crítico.

#### 4.1.2 OS ESTOMAS E FUNCIONAMENTO

O comportamento dos estomas é, genericamente, regulado pelos seguintes fatores: a temperatura e a humidade do ar, a radiação, a concentração atmosférica de dióxido de carbono e o estado hídrico da planta. Os estomas respondem a vários estímulos endógenos e ambientais. Em princípio, os fatores que afetarem a fotossíntese e a respiração afetarão, provavelmente a abertura e fecho estomáticos, uma vez que indiretamente afetam a concentração interna de CO<sub>2</sub> (SALISBURY & ROSS, 1985).

Em geral, os estomas abrem com a luz, ao amanhecer, ou em resposta a concentrações baixas de CO<sub>2</sub> nos espaços intracelulares, permitindo a entrada de CO<sub>2</sub> para a realização da fotossíntese e conseqüentemente a saída de vapor de água pela diminuição da resistência estomática. A abertura demora cerca de 1 hora e o fecho estomático é gradual ao longo do entardecer (SALISBURY & ROSS, 1985). Existem ainda algumas incertezas no que concerne ao mecanismo através do qual as alterações na luz e a

---

<sup>23</sup> HIC – High carbon dioxid

<sup>24</sup> Foi a primeira planta cujo genoma foi completamente sequenciado

concentração de CO<sub>2</sub> produzem alterações na turgidez das células guarda e a abertura dos estomas (MORISON, 1987; MANSFIELD & ATKINSON, 1990 citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

A dimensão anatómica crítica, determinante na resistência estomática é a largura dos poros (LARCHER, 1986). A resistência à difusão aumenta exponencialmente com o decréscimo da largura dos poros, seguindo uma curva hiperbólica. Assim, a condutância estomática ( $1/r_s$ ), é diretamente proporcional à largura dos poros. A largura máxima que um estoma pode atingir, depende da forma e propriedades das paredes das células guarda.

A abertura e o funcionamento estomático são proporcionados por uma diferença na turgescência entre as células guarda e as células epidérmicas adjacentes (células subsidiárias). Se a turgescência das células guarda se tornar maior que as das células subsidiárias, os estomas abrem. O aumento da turgescência é um processo de osmorregulação, associado ao transporte do íon de potássio (K<sup>+</sup>) das células adjacentes para as células guarda (McCALLUM, 1905; IMAMURA, 1943; FUJINO, 1967; FISHER, 1968; HUMBLE e HSIAO, 1970; HUMBLE e RASCHKE, 1971; RASCHKE e HUMBLE, 1973, citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997; SALISBURY & ROSS, 1985; LARCHER, 1986; JONES, 1992). O equilíbrio para contrabalançar os íons K<sup>+</sup> é provavelmente conseguido com ácidos orgânicos, particularmente ácido málico e cítrico (LARCHER, 1986; OUTLAW, 1987 citado por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997) ou aniões externos como o Cl<sup>-</sup> (JONES, 1992; KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997). A revisão detalhada sobre o movimento de íons nas células guarda dos estomas foi realizada por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997 e TAIZ & ZEIGER, 1998.

A interação entre os diversos estímulos endógenos e ambientais com a abertura dos estomas contínua em desenvolvimento.

A exposição da epiderme ao ar seco provoca o fecho dos estomas em folhas túrgidas de muitas espécies (LANGE *et al.*, 1971; SCHULZE *et al.*, 1972; SHERIFF, 1977; SENA GOMES *et al.*, 1987 citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997). A resposta dos estomas pode ser bastante rápida. FANJUL & JONES, 1982, (citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997) verificaram que os estomas das folhas de macieira exibiam uma resposta completa a uma alteração do vapor de água na atmosfera em 15 segundos.

A capacidade de abertura é maior nas folhas das cotiledóneas herbáceas, nas folhas das decíduas de copas abertas e nas árvores das florestas tropicais. É particularmente

baixa nas plantas lenhosas de folhas grossas e rígidas. As folhas das plantas esclerófilas e de arbustos anões têm estomas capazes de se abrir apenas levemente (LARCHER, 1986).

Os movimentos iniciais dos estomas na resposta a alterações na concentração de vapor de água na atmosfera é aparentemente independente do transporte de  $k^+$ , como demonstraram LÖSH & SCHENK, 1978, (citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997) as alterações na concentração de  $k^+$  têm um atraso em relação aos movimentos de fecho e abertura dos estomas. A aparente independência do transporte de  $k^+$  e a rapidez de respostas à concentração de vapor de água no ar sugerem que o mecanismo envolve a perda direta de água das células guarda ou das células da epiderme, talvez na área dos estomas (i.e. transpiração periestomatal). A condutância estomática parece estar muito ligada a alterações na taxa de transpiração induzida por alterações na concentração de vapor (MOTT & PARKHUST, 1991; MONTEITH, 1995 citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

O potencial hídrico na folha tem, também, um papel preponderante na abertura estomática, podendo este ter uma variação cíclica na abertura, em resposta a súbitas alterações no ambiente, por exemplo, se a planta sofrer de *stress* hídrico, provocando o fecho estomático (SALISBURY & ROSS, 1985; KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997). Ou pelo contrário, em situação de plena disponibilidade de água e elevada humidade relativa, provocar a abertura sistemática dos estomas à noite, como foi observada em coníferas, (BLAKE & FERRELL, 1977, citados por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997).

Em relação à luz, o comportamento estomático das esclerófilas mediterrânicas, sobreiro e azinheira, assim como na maioria das plantas, é bimodal, estando encerrados à noite, e verificando-se um aumento gradual matinal, com um máximo cerca do meio-dia e um declínio contínuo e gradual à tarde (BRITO dos SANTOS, 1940; SALISBURY & ROSS, 1985). Abertura estomática absoluta, nunca foi observada.

Ritmos endógenos são também possíveis de observar nos estomas. Por exemplo, plantas expostas a ciclos regulares de luz e ausência dela, continuaram a exibir abertura dos estomas de manhã, quando expostas a alguns dias em escuridão total (KRAMER & BOYER, 1995, citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

### 4.1.3 Os ESTOMAS E TRANSPIRAÇÃO

O papel desempenhado pelos estomas no controle da transpiração e a sua relação com o déficit de pressão de saturação (DPV) foi amplamente discutido e investigado (MEINZER & GRANTZ, 1989; MEINZER, 1993 citados por INFANTE *et al.*, 1997; FRANKS, 1997).

Antes de 1972, pensava-se que o fecho estomático em resposta ao aumento do DPV resultava, em geral, do déficit hídrico da folha associado à excessiva transpiração (MEIDNER & MANSFIELD, 1968 citado por FRANKS *et al.*, 1997). Tendo sido descrito por RASCHKE & KÜHL, 1969 (citado por FRANKS *et al.*, 1997), como um mecanismo de “*feedback*” negativo entre a transpiração e o potencial hídrico do sistema condutor da água na planta. Ou seja, o aumento da perda de água através dos estomas em ar seco causava uma diminuição do potencial hídrico das células guarda, resultando numa deflação ligeira das células guarda e por conseguinte na redução da condutância estomática. Este modelo de “*feedback*” foi bastante popular (FRANKS *et al.*, 1997) e adequava-se aos dados experimentais da época (e.g. MACKLON & WEATHERLEY, 1965; RASCHKE & KÜHL, 1969 citado por FRANKS *et al.*, 1997).

Contudo, em 1972 este modelo de “*feedback*” foi posto em causa por SCHULZE *et al.*, 1972, em ensaios com *Prunus armeniaca* L. onde verificaram que o fecho estomático em ar seco poderia ser tão pronunciado de forma a provocar um decréscimo na taxa de transpiração. O que se incompatibilizava com modelo de “*feedback*” negativo, cujo mecanismo consistia precisamente na manutenção da taxa de transpiração constante com o aumento do déficit de pressão de saturação do ar. SCHULZE *et al.*, 1972, verificou ainda, que este efeito era reversível e independente do teor hídrico das folhas, propondo que os estomas podem ter sensibilidade direta ao DPV, independentemente do teor hídrico das folhas, e fechariam mesmo antes de a folha experimentar *stress* hídrico.

Este mecanismo de controlo ficou conhecido como resposta do tipo “*feedforward*” (COWAN, 1977; FARQUHAR, 1978 citado por FRANKS *et al.*, 1997).

Este modelo tem também as suas fraquezas. MEINZER, 1982 (citado por FRANKS *et al.*, 1997), notou que este tipo de resposta era difícil de duplicar. Ainda não existe nenhum mecanismo aceite para explicar como é que as células guarda sentem diretamente o DPV (GRANTZ, 1990 citado por FRANKS *et al.*, 1997). MOTT & PARKHURST, 1991 (citado por FRANKS *et al.*, 1997; BUNCE, 1996) demonstraram que os estomas não

respondem ao DPV *per se*, mas antes ao potencial evaporativo do ar, i.e. ao produto do coeficiente de difusão e à diferença de concentração de vapor de água entre a epiderme e a camada limite. Por outras palavras, parece que é à taxa de transpiração que os estomas parecem responder. Sendo assim, COWAN, 1994 (citado por FRANKS *et al.*, 1997) salientou que a resposta ao DPV deve estar de alguma forma relacionada com o potencial hídrico da folha.

MONTEITH, 1995 (citado por BUNCE, 1996) concluiu ao reinterpretar os dados das respostas estomáticas ao DPV, que a maioria dos dados é consistente com a hipótese do fecho estomático ser provocado pelo aumento da taxa de transpiração à medida que o DPV entre a folha e o ar circundante aumenta. MONTEITH, 1995 (citado por FRANKS *et al.*, 1997) numa revisão de dados sobre trocas gasosas em 16 espécies descreveu o mecanismo de “*feedforward*” como um evento de exceção.

Apesar do teor de água parecer ter um papel primordial na abertura dos estomas, a água no solo emerge como outra influência independente e potencialmente importante na abertura e fecho dos estomas, particularmente quando o solo começa a secar (GOLLAN *et al.*, 1986). De acordo com BUNCE, 1996, a condutância estomática não é controlada pela transpiração da folha, nem pelo potencial hídrico da folha, mas antes possivelmente pela transpiração periestomática e o ácido abscísico ABA. É geralmente aceite que os estomas fechem, quando expostos a aumentos dos níveis de ácido abscísico (ABA) e também que existe produção de ABA nas raízes em situação de *stress* hídrico.

Em alguns casos existe uma relação demonstrável entre a concentração de ABA na seiva do xilema e a condutância dos estomas em plantas individuais, mas a variação da sensibilidade dos estomas à concentração de ABA varia bastante de planta para planta dentro da mesma espécie (SCHURR *et al.*, 1992).

A investigação sobre a comunicação entre a raiz (onde ocorre a produção de ABA) e as folhas tem sido ativa, no entanto a ocorrência destas relações e o seu significado permanecem incertas. Desenvolveram-se hipóteses envolvendo a produção por parte das raízes de um sinal negativo (i.e. reduzir a translocação de substâncias que promovam a abertura dos estomas, como as citoquinas, BLACKMAN & DAVIES, 1985) ou de um sinal positivo (i.e. aumentando a translocação de substâncias que promovam o fecho, como o ABA) (JONES, 1992). Por outro lado, quando o *stress* hídrico se desenvolve rapidamente, os estomas fecham antes da concentração de ABA aumentar na folha. Neste caso, o fecho estomático, pode simplesmente, dever-se ao facto da água das células guarda evaporar,

provocando a perda de turgescência e por sua vez o fecho estomático (SALISBURY & ROSS, 1985).

## 4.2 EVOLUÇÃO DO CONCEITO E MODELOS DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

BRUTSAERT, 1982, em “*Evaporation into the Atmosphere*”, fez uma revisão histórica cronológica e detalhada, desde a Grécia antiga até ao século XX, sobre a evolução do conceito, teorias e formulações da evaporação e da evapotranspiração.

As primeiras hipóteses de modelos de quantificação da evaporação parecem surgir no século XVII, em 1688, com SEDILEAU, que mediu a precipitação e a evaporação do palácio de Versalhes (BRUTSAERT, 1982; STROUP, 1986). SEDILEAU, 1730; 1733, escreveu vários artigos sobre o ciclo hidrológico e o armazenamento de água no solo; Em 1703, La HIRE, dissertou sobre o ciclo hidrológico e foi o precursor do lisímetro (BRUTSAERT, 1982).

Apesar de já ser medida (SEDILEAU, 1730), faltavam ainda alguns conceitos a ser desenvolvidos para que a evaporação fosse compreendida e determinada analiticamente. Essas contribuições foram-se sucedendo ao longo do tempo.

Em 1751, LeROY introduziu o conceito de “grau de saturação” do ar, o que corresponde hoje à temperatura do termómetro molhado, na tentativa de caracterizar a humidade contida no ar. A descoberta do conceito de calor latente por BLACK, 1803, permitiu que o efeito do arrefecimento provocado pela evaporação fosse estudado de forma quantitativa (BRUTSAERT, 1982).

As descobertas de DeLUC (1787,1792) continham a essência da lei parcial de pressão dos gases, atualmente associada a DALTON, 1801, 1802 (BRUTSAERT, 1982). A lei parcial dos gases de DALTON, 1802 (BRUTSAERT, 1982) foi o maior contributo para o desenvolvimento da teoria e quantificação da evaporação. Nessa publicação, DALTON, inferiu que a evaporação, a partir de qualquer superfície húmida deveria ser consequência dos efeitos combinados do vento, conteúdo de humidade da atmosfera e características da superfície, recapitulou a sua visão sobre a mistura dos gases, e publicou uma tabela da pressão de saturação de vapor em função da temperatura (BRUTSAERT, 1982; SEDIYAMA, 1996). Estas formulações de DALTON poderiam ser escritas nos dias de hoje como:

$$E = f_D(u) (e_s^* - e_a) \quad (5)$$

onde,  $E$  é a taxa de evaporação como peso de água por unidade de tempo,  $e_s^*$  a pressão de saturação de vapor à temperatura da superfície da água,  $e_a$  a pressão de vapor no ar e  $f_D(u)$  é a função da velocidade média do vento (note-se que DALTON não escreveu esta equação) (BRUTSAERT, 1982).

Tem algum interesse descrever o método utilizado por DALTON no que concerne ao efeito do vento e considerar a evolução do método científico. DALTON, 1802, apresentou uma tabela da taxa de evaporação em ar seco como função da temperatura da água para três categorias de velocidade de vento; descreveu estas categorias como evaporação em ar calmo, no meio de um quarto com janelas e portas fechadas, evaporação com vento forte num quarto com janelas abertas e evaporação com velocidade do vento elevada no exterior ao ar livre. Cada categoria era caracterizada pela taxa de evaporação à ebulição, e os valores da tabela calculados multiplicando a evaporação à ebulição pela fração ( $e_s^*/P_a$ ) na qual  $P_a$  é a pressão do ar (BRUTSAERT, 1982).

A partir dos trabalhos de DALTON, muitos outros cientistas tentaram expressar a evaporação proporcional ao deficit de saturação do ar como uma função linear da velocidade média do vento,  $u$ , testando a equação (5). No entanto, as condições experimentais DALTON relativamente ao vento eram difíceis de reproduzir, e de aplicabilidade reduzida ao ar livre.

O progresso na teoria da evaporação surgiu mais tarde com o desenvolvimento da mecânica de fluidos e do fluxo de transporte turbulento. FICK, 1855, (citado por BRUTSAERT, 1982), deu uma contribuição crucial para a compreensão do transporte de massa nos fluidos, quando descobriu experimentalmente que um fluxo local específico de uma mistura era o resultado de uma ação molecular e proporcional ao gradiente de concentração: “... De acordo com as mesmas leis, com que FOURIER descreveu a propagação do calor num condutor, e de como OHM estendeu esta lei à propagação da electricidade...” FICK, 1855. A lei de FICK era também análoga à lei de NEWTON para líquidos viscosos, mais tarde foi estendida por BOUSSINESQ, 1877, para fluidos turbulentos (BRUTSAERT, 1982).

REYNOLDS, 1874, (citado por BRUTSAERT, 1982), no contexto das equações de transferência de calor e resistência, deduziu que os mecanismos de transporte de calor e *momentum*, em fluxo turbulento poderiam ser semelhantes. Seria um pequeno passo estender esta analogia de REYNOLDS, como agora é designada, para o vapor de água.

Com o desenvolvimento da descrição da variação vertical da velocidade do vento (e.g. STEVENSON, 1880; ARCHIBALD, 1883), as ideias seminais de FICK, BOUSSINESQ e REYNOLDS frutificaram no trabalho de SCHMIDT, 1917, reconhecendo a evaporação como um problema de fluxo turbulento; o que levou diretamente às teorias atuais sobre transporte turbulento do vapor de água e outros escalares da baixa atmosfera (citados por BRUTSAERT, 1982).

Em relação à energia envolvida no processo de evaporação entre o final do século XVIII e início do século XIX, os principais fenômenos de transferência de calor, condução, convecção e radiação, já tinham sido identificados. A relação entre a radiação solar e a evaporação era conhecida desde os tempos pré-históricos. Contudo, a quantificação da radiação solar só teve início no século XVIII com POUILLET (1838; 1847 [5]), inventor do pireliómetro, que estimou com precisão a constante solar e proporcionou as primeiras estimativas sobre o papel do vapor de água no efeito estufa (antes de SVANTE ARRHENIUS).

Seguiu-se a Lei de STEFAN-BOLTZMAN que surgiu da publicação de STEFAN, 1879, (*"Das relações entre a radiação térmica e a temperatura"*), baseada no trabalho experimental de JONH TYNDALL, 1871 e no trabalho teórico de BOLTZMAN, 1884 (MILLER *et al.*, 1996).

MAURY, 1861, baseado nos trabalhos de POUILLET (1838;1847) introduziu o conceito de balanço energético (citados por BRUTSAERT, 1982). Em 1872, a evaporação foi medida através do evaporímetro de ALBERT PICHÉ no Observatório de Montsouris, França, (Bulletin de l'Association Scientifique de France, X) [6].

A relação entre a evaporação, radiação solar e outros fluxos de calor num contexto de balanço energético estavam implícitos nos trabalhos de WOLLNY, 1877 em agronomia e de WOEIKOFF, 1887, em climatologia (citados por BRUTSAERT, 1982).

Com estas relações estabelecidas, vários trabalhos se seguiram sobre o crescimento das plantas e medições quantitativas das relações solo-água, nomeadamente no trabalho de WOLLNY, 1877, (citado por CLEVELAND, 1905), o que poderá ter suscitado o aparecimento das primeiras classificações climáticas baseadas na vegetação natural, na precipitação e na evaporação.

Em 1884, KÖPPEN publicou o seu sistema de classificação climática, com algumas modificações em 1918, 1927 e mais tarde com a colaboração de GEIGER em 1936, passou

a designar-se por sistema de classificação climática de KÖPPEN-GEIGER (McKNIGHT & HESS, 2000). Este sistema combina as médias de temperatura anuais e mensais com a precipitação e a sazonalidade da precipitação, baseando-se no conceito de que a vegetação primitiva é a melhor expressão do clima, e estabelecendo assim, as fronteiras entre zonas climáticas de acordo com a distribuição de vegetação (McKNIGHT & HESS, 2000).

Em 1910, PENCK apresentou a importância da evaporação para o estudo do clima, estabelecendo uma classificação climática com base físico-geográfica em função da evaporação. Designando por clima húmido zonas onde a evaporação anual é inferior à precipitação, e por clima árido zonas onde a precipitação é inferior á evaporação (MORAIS, 1966).

As classificações climáticas passaram a basear-se na evaporação anual, e posteriormente na evaporação mensal, designando-se por mês árido aquele em que a evaporação é maior que a precipitação (MORAIS, 1966). No entanto, nestas classificações climáticas apesar de a evaporação assumir já um importante papel, o conceito de balanço energético ainda não estava completamente resolvido.

Em 1915 SCHMIDT aplicou pela primeira vez o método de balanço de energia para determinar a evaporação dos oceanos (BRUTSAERT, 1982). CUMMINGS, 1925, começa a usar o balanço de energia para estimar a evaporação, mas considerava que toda a energia disponível participa no processo de evaporação (SEDIYAMA, 1996). Em 1926, BOWEN<sup>25</sup> traz uma grande contribuição ao estudo e quantificação da evaporação, dividindo a energia disponível em calor sensível e calor latente de evaporação:

$$\beta = H/\lambda E \quad (6)$$

em que  $\beta$  é a razão de BOWEN, H a energia disponível em calor sensível e  $\lambda E$  é a energia do calor latente de evaporação.

Dada a importância da evaporação na caracterização biofísica de um determinado local e a dependência desta, dos fatores edáficos e climáticos e ainda a necessidade de comparação de resultados entre diferentes locais, exige-se uma certa padronização na recolha de dados, tendo-se tornado particularmente útil a introdução do conceito de evaporação potencial ( $E_0$ ). Definindo-se este pela quantidade de água evaporada por unidade de tempo e de superfície livre de líquido. Quando a superfície não é líquida, então

---

<sup>25</sup> *The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface*"

assume-se que o seu abastecimento de água para a evaporação é ilimitado (CEOTMA, 1984; LARCHER, 1986).

O conceito de evaporação potencial foi popularizado por THORNTHWAITE, 1948, e proporcionou uma referência para os estudos de evaporação real e balanço hídrico. Ao longo do tempo foram surgindo vários métodos para o cálculo da evaporação, tais como, o método de LANGBEIN, baseado na temperatura média anual (TURC, 1954; MALDE, 1956 citados em CEOTMA, 1984); O método de THORNTHWAITE (1948, 1955), baseado nas temperaturas médias mensais; O método de BLANEY & CRIDDLE (1950, 1955), baseado nas temperaturas médias mensais; O método de PENMAN (1948), baseado nas temperaturas médias mensais, período de insolação, quantidade de radiação incidente, humidade relativa e velocidade do vento (CEOTMA, 1984).

O método de PENMAN, 1948, era o mais completo e por conseguinte o que melhores resultados proporcionava, uma vez que dava uma base física à equação e nela combina a equação de balanço de energia com a equação aerodinâmica de transferência de vapor.

Empiricamente a evaporação potencial é determinada medindo-se o peso de água evaporada sob condições padrão, através de um evaporímetro ou atmómetro, tinas de evaporação ou lísímetros.

Em superfícies com vegetação torna-se particularmente difícil diferenciar a quantidade de água evaporada apenas pelo solo, da água transpirada também pela vegetação, surgindo pela primeira vez o termo de *evapotranspiração* no trabalho desenvolvido por THORNTHWAITE, 1948<sup>26</sup> (citado por MORAIS, 1966).

A evapotranspiração depende essencialmente dos mesmos fatores que a evaporação, i.e., energia disponível para a vaporização, défice de saturação da atmosfera, temperatura do ar, velocidade e turbulência do vento, e ainda de um conjunto de fatores relacionados com a mobilização e difusão da água através da vegetação e do estado de desenvolvimento desta.

Dado o numeroso conjunto de fatores que influem na evapotranspiração e a sua difícil medição em condições representativas, a sua estimativa a partir de dados

---

<sup>26</sup> Thornthwaite, C.W., "An Approach toward a rational classification of Climate" Geog. Review, XXXVIII, New York, 1948.

climatológicos teve um grande desenvolvimento ao longo da segunda metade do século XX, contudo ainda não é uma questão totalmente resolvida.

Tal como nos estudos de evaporação, para estimar a evapotranspiração, desenvolveu-se o conceito de evapotranspiração potencial, ETP, definindo-se esta como, a água que é devolvida à atmosfera em estado de vapor por um solo com a superfície completamente coberta de vegetação e partindo-se do princípio que não existe qualquer limitação de abastecimento hídrico de forma a obter um crescimento vegetal ótimo (CEOTMA, 1984).

Historicamente, a definição do conceito de evapotranspiração potencial deriva de estudos de climatologistas, hidrologistas e geógrafos que procuravam caracterizar a “aridez” à escala regional, continental e mesmo global (DE MARTONNE, 1926; BAGNOULS & GAUSSEN, 1953; PEGUY, 196, citados por KATERJI & RANA, 2010). Foi THORNTHWAITE, 1948, que (para além de ter criado o termo) desenvolveu o conceito de aridez ao introduzir as necessidades hídricas das culturas no cálculo do índice de aridez, através das noções de evapotranspiração potencial (ETP) e evapotranspiração atual (ETA).

THORNTHEWAITE & WILM, 1944, (citados por KATERJI & RANA, 2010), definiram evapotranspiração potencial como equivalente à solicitação evaporativa da atmosfera dentro de determinadas condições climáticas. Quando o teor hídrico do solo diminui, a evapotranspiração decresce e passa de “potencial” (ETP) para evapotranspiração “atual” (ETA).

Na climatologia e hidrologia a comparação dos valores de ETP e precipitação permitiu a quantificação do défice hídrico e a análise da aridez de um determinado ambiente em detalhe; identificar um período húmido ou seco ao longo do ano; avaliar o balanço hídrico e definir o reservatório hídrico do solo numa determinada área (DONOHUE *et al.*, 2007; GUYOT, 1998; MARGAT, 1992, citados por KATERJI & RANA, 2010).

A partir dos anos 50, surgem diversas equações para estimar a evapotranspiração de forma a facilitar os projetos de rega e determinar as necessidades hídricas da vegetação, particularmente a agrícola, dos quais se destacam, o método de THORNTHWAITE (1948, 1955), baseado nas temperaturas médias mensais e índice de calor anual; Método de BLANEY-CRIDDLE (1950, 1955), baseado nas temperaturas médias mensais; Método de PENMANN (1948), baseado nas temperaturas médias mensais,

período de insolação, quantidade de radiação incidente, humidade relativa e velocidade do vento; Método de TURC (1961), baseado na temperatura e radiação solar (CEOTMA, 1984).

Esta década, foi também marcada pelo desenvolvimento de lisímetros de grande porte, como o de DAVIS, na Califórnia, construído por PRUITT & ANGUS (SEDIYAMA, 1996).

O uso da ETP em agronomia para determinar a necessidade hídrica provocou algumas críticas, nomeadamente no trabalho de BLANEY & CRIDDLE, 1950, que mostraram que na maioria das culturas a ETA era superior à ETP, durante o período ativo de crescimento, o que por sua vez contradiz o significado de “potencial”, que se suponha traduzir a evaporação máxima, i.e. a solicitação atmosférica (KATERJI & RANA, 2010).

Em agronomia o conceito de ETP foi então substituído pelo de evapotranspiração de referência, ET<sub>0</sub>, (DOORENBOS & PRUITT, 1976; PERRIER, 1984 citados por KATERJI & RANA, 2010). O conceito de evapotranspiração de referência, ET<sub>0</sub>, surge pela primeira vez em 1956, na conferência de Wageningen na Holanda, sendo esta definida como a taxa de perda de vapor de água de um relvado baixo, ocupando uma superfície larga, durante o período de crescimento ativo, cobrindo completamente o solo, de altura homogénea, e com níveis de água e nutrição ótimos (ANON, 1956 citado por KATERJI & RANA, 2010).

Esta cultura ideal foi rapidamente considerada como a mais propícia para estabelecer comparações e calibrar os valores de ETP com a ajuda dos avanços tecnológicos em lisímetros gravimétricos que permitiam a medição da ET<sub>0</sub> em superfícies largas e para escalas temporais curtas (PENMANN, 1948; MAKKING, 1957; STANHILL, 1961; TURC, 1961 DAMAGNEZ *et al.*, 1962; McILROY & ANGUS, 1964; PRUITT, 1964; VAN BAVEL, 1966; SARRAF, 1973; RIOU, 1975 citados por KATERJI & RANA, 2010).

Os lisímetros permitem determinar a evapotranspiração de referência, ET<sub>0</sub>, a ETP de determinada cultura e a calibração de equações e modelos de evapotranspiração. Contudo, proporcionam valores sobrestimados devido ao efeito de bordo, uma vez que o anel provoca uma perturbação no movimento horizontal do ar e aumenta o grau de turbulência do calor sensível do ar sobre a cultura, o que provoca um aumento da transpiração da vegetação (SEDIYAMA, 1996), e ao efeito oásis, i.e., a diferença de crescimento e maturação entre a vegetação no interior do lisímetro e a vegetação do espaço circundante (RANA & KATERJI, 2000).

Ao longo de mais de 50 anos, surgiram na literatura muitos tipos de modelos e de equações para calcular a ET<sub>0</sub>, os quais eram normalmente sujeitos a rigorosas calibrações, e ficava provada a sua limitada validade global (PENMAN, 1948, 1963; JENSEN & HAISE, 1963; WRIGHT & JENSEN, 1972; WRIGHT, 1982; DOORENBOS & PRUITT, 1977; HARGREAVES *et al.*, 1985 (citados por ALLEN *et al.*, 1989).

Dentro das limitações do cálculo da ET<sub>0</sub> surge a ambiguidade da caracterização do relvado rasteiro, nomeadamente a sua morfologia, taxa de crescimento, cobertura da superfície, etc., e ainda a sua aplicação a diferentes culturas, em diferentes regimes climáticos, em diversos estados de desenvolvimento e consequentemente com diferente grau de cobertura relativamente ao solo e em diferentes tipos de solo.

Com base na necessidade diminuir a ambiguidade e rapidamente se poder estimar a evapotranspiração surgiu em 1977 a publicação da FAO *Irrigation and Drainage, paper nº24 "Crop water requirements"*, por DOORENBOS & PRUITT, no qual a ET<sub>0</sub> foi definida como a taxa de evapotranspiração de vegetação herbácea verde e rasteira, com altura entre os 0,08 e 0,15 m, uniforme e cuja sombra cobrisse totalmente o solo, ocupando uma extensa superfície, sem limites de água ou nutrientes. E eram apresentados 4 métodos, o método de BLANEY-CRIDDLE, o método baseado na radiação, o método de PENMAN e o método de "PAN evaporation", para calcular a evapotranspiração de referência ET<sub>0</sub> (ALLEN *et al.*, 1998; BAKHTIARI *et al.*, 2011). Existiam tradicionalmente dois tipos de culturas que serviam de referência para estimar a ET<sub>0</sub>, a *Festuca arundinacea* Schreb. e o *Lolium perene* L. (ALLEN *et al.*, 1994).

Dos 4 métodos mencionados acima, o método de PENMAN foi considerado o que proporcionava os melhores resultados, o método de "PAN evaporation" (ou tina de evaporação) proporcionava estimativas aceitáveis dependendo da localização da tina de evaporação, o método radiativo foi sugerido para áreas em que os dados climáticos de temperatura do ar, radiação, insolação estivessem disponíveis e não existissem registos de velocidade do vento e humidade do ar. Finalmente o método de BLANEY-CRIDDLE destinava-se a áreas onde apenas estivessem disponíveis os dados climáticos de temperatura do ar (ALLEN *et al.*, 1998).

Em 1965, a equação de PENMAN foi modificada por MONTEITH, de forma a incluir na equação a resistência do copado à difusão de vapor pelos estomas, sendo designada por fórmula de PENMAN-MONTEITH (PM) (CHOUDHURY, 1997).

Nos anos 70 surgem diversos modelos para estimar a evapotranspiração, alguns dos quais separam a evaporação da transpiração, estipulando-se que numa fase inicial de desenvolvimento da cultura, ou seja para pequenos valores de índice de área foliar, (LAI), a evaporação e a transpiração ocorriam separadamente. Entre os modelos baseados nesse princípio podem-se enumerar os de BLACK, 1970, RITCHIE, 1972, KANEMASU *et al.*, 1976 e TANNER & JURY, 1976, (SEDIYAMA, 1996).

Entretanto, vários trabalhos de investigação realizados confirmaram que o método de PENMAN-FAO 24 induzia geralmente a uma sobrestimativa no valor da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>), e as equações recomendadas pela FAO, nomeadamente a de radiação de BLANEY-CRIDDLE e o método de evaporação PAN, (ou tina de evaporação) mostravam uma aderência variável ao relvado usado como cultura de referência (ALLEN *et al.*, 1998).

Assim, dada a multiplicidade de modelos de equações e da variabilidade dos resultados das mesmas em diferentes locais, em 1990 a FAO, (*Food and Agriculture Organization*), o ICID (*International Commission for Irrigation and Drainage*), a WMO (*World Meteorological Organization*) e a ASCE (*American Society of Civil Engineers*) organizaram uma equipa de investigadores e especialistas de forma a rever o desempenho de cerca de 20 metodologias para estimar a necessidade hídrica, em 11 locais de clima diferentes, aferindo a sua validade através de lisímetros (ALLEN *et al.*, 1998; BAKHTIARI *et al.*, 2011).

Nesta análise, confirmaram a sobreestimativa da equação de PENMAN na metodologia da FAO-24, a subestimativa do método radiativo, constataram que de entre os métodos de temperatura, que são empíricos e requerem a calibração local, o método de HARGRAVES, 1985 é o que melhores resultados apresenta na validação global, o método de evaporação PAN está sujeitos às condições microclimáticas, proporcionando resultados erráticos, e o método com melhor desempenho nos resultados e validação, tanto em climas húmidos, como áridos foi o de PENMAN-MONTEITH (ALLEN *et al.*, 1998).

Esta equipa de especialistas recomendou a adoção da equação de PENMAN-MONTEITH que proporcionava valores mais acurados e permitia ainda estimar a evapotranspiração da cultura, (ET<sub>c</sub>), num só passo ou em dois (tal como na metodologia de dois passos na formula de PENMAN). Este método recomendado passou a designar-se por FAO-56, nele determinou-se também que a cultura de referência seria definida como uma cultura hipotética com altura constante de 0,12 m, resistência superficial de 70 sm<sup>-1</sup> e

albedo de 0,23, acabando com a ambiguidade que existia ainda, em relação á escolha e características da cultura usada como referência.

O modelo da FAO-56, ou modelo de PENMAN-MONTEITH, é um modelo físico que transcreve a interação da energia entre a vegetação e a atmosfera. Na sua análise a vegetação é considerada apenas numa dimensão, i.e., como se a vegetação e a superfície do solo constituíssem “uma só camada”, “uma folha grande” ou “*big leaf*” (KATO *et al.*, 2004).

A partir da década de 80 do século XX surgiram vários modelos designados de “multicamadas” (SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985; CHOUDHURY & MONTEITH, 1988; KUSTAS, 1990; BRENNER & INCOLL, 1997; DOMINGO *et al.*, 1999 citados por KATO *et al.*, 2004).

O modelo de SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985, (SW) também designado de “duas camadas”, foi desenhado para estimar separadamente a evaporação e a transpiração das culturas, e permite a estimativa da ETc em intervalos de 30 minutos ou de amplitude diária. Trata-se de um modelo com uma acuracidade comparável ao de PM com o coeficiente cultural dual, mas para intervalos de tempo não superiores a um dia (KATO *et al.*, 2004).

FARAHANI & BAUSCH, 1995, compararam os modelos de PM e SW numa cultura de milho regado, verificando que para LAI <2 o modelo de PM tinha menos acuracidade devido à elevada evaporação do solo.

STANNARD, 1993 (citado por FARAHANI & BAUSCH, 1995; LAGOS *et al.*, 2009) comparou os modelos de PM, SW e Priestley-Taylor, PT, para vegetação esparsa em clima semiárido, onde constataram que o modelo SW produzia melhores resultados para intervalos de tempo horários e diários.

No modelo de CHOUDHURY & MONTEITH, 1988, o copado é dividida em 4 camadas, o que possibilita a estimativa da evapotranspiração nas várias fases de crescimento das culturas, durante as quais o grau de cobertura do solo vai variando (FARAHANI & BAUSH, 1995; LAGOS *et al.*, 2009). Estes modelos “multicamada” não são normalmente usados e ainda não foram rigorosamente avaliados, existem alguns testes efetuados no modelo de SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985, como citado acima, mas não se conhecem ensaios realizados no modelo de 4 camadas (FARAHANI & BAUSCH, 1995).

Em suma os métodos para quantificar a evapotranspiração, ET, devem ser divididos em diferentes categorias de acordo com os seus diferentes objetivos. Existem

métodos que visam determinar a evapotranspiração em longos períodos de tempo, variando de semanas a meses e estação de crescimento, outros foram desenvolvidos para compreender o processo que controla a transferência de energia e matéria entre a superfície e a atmosfera e por último existem um conjunto de métodos usados para estudar as relações hídricas em plantas individuais ou partes dessa mesma planta (RANA & KATERJI, 2000).

Assim, de acordo com ROSE & SHARMA, 1984, (citados por RANA & KATERJI, 2000), podemos medir a ET usando diferentes conceitos, o hidrológico, o micrometeorológico ou o fisiológico (ver quadro 3):

**Quadro 3** – Conceitos usados na determinação da Evapotranspiração (ROSE & SHARMA, 1984, citados por RANA & KATERJI, 2000)

<i>Hidrológico</i>	<i>Micrometeorológico</i>	<i>Fisiológico</i>
Balanço Hídrico	Balanço energético e razão de BOWEN	Método "sap flow"
Lisímetros	Método aerodinâmico	Sistema de câmara de pressão (porômetros)
<i>Eddy covariância</i>		

Se o objetivo for obter uma estimativa da ET através de modelos, cujo interesse pode variar, desde a monitorização da rega à compreensão do sistema e/ou a interpretação experimental dos resultados, é mais conveniente usar métodos com base física. Estes dividem-se em modelos de aproximação analítica e modelos de aproximação empírica:

**Quadro 4** – Modelos para estimar a ET (adaptado de RANA & KATERJI, 2000)

<b>Aproximação analítica</b>	<b>Aproximação empírica</b>
Modelo de PENMANN-MONTEITH	Métodos baseados no coeficiente cultural
	Métodos baseados no balanço hidrológico do solo

Esta categorização está longe de estar completa, mas pode ser considerada como um bom princípio de revisão para a determinação da ET (RANA & KATERJI, 2000).

#### 4.2.1 MÉTODO HIDROLÓGICO

O Balanço hídrico do solo é um método indireto de aferir a ET. A técnica mais divulgada e usual para o cálculo do balanço hidrológico é a de THORNTHWAITE-MATHER, 1955 (LENCASTRE & FRANCO, 1984). A equação de balanço hídrico baseia-se no princípio de conservação de massa aplicada ao solo (RANA & KATERJI, 2000).

$$P + I + W - ET - Es - D = \pm[\Delta S]_0^r \quad (7)$$

onde, P é a precipitação (mm d<sup>-1</sup>), I é a rega (mm d<sup>-1</sup>), W é a contribuição de água de aquíferos (mm d<sup>-1</sup>), Es é a escorrência superficial (mm d<sup>-1</sup>), D é a drenagem (mm d<sup>-1</sup>) e  $\Delta S$  é o armazenamento de água do solo (mm d<sup>-1</sup>), onde as raízes são ativas. Sendo que o armazenamento de água do solo é obtido em duas datas (i e i - 1):

$$[\Delta S]_0^r = [S_i - S_{i-1}]_0^r \quad (8)$$

onde, S é o teor de água no solo.

Uma vez que é muito difícil medir todos os termos da equação, existem um número de simplificações para tornarem possível o cálculo da ET. Uma versão simplificada, geralmente usada para o cálculo do balanço hídrico do solo é:

$$P + I = ET \pm [\Delta S]_0^r \quad (9)$$

Em zonas áridas e semiáridas de pequeno declive Es e W podem ser negligenciadas. A drenagem, D é o fator mais desconhecido, segundo alguns autores, passível de ser negligenciado em zonas áridas (HOLMES, 1984 citado por (RANA & KATERJI, 2000).  $\Delta S$  pode ser medida através do método gravimétrico ou com a sonda de neutrões. A estes métodos é frequentemente apontada a desvantagem de não traduzirem de forma fiel o estado hídrico ao nível das raízes da planta, uma vez que a evaporação no solo não é homogénea e nas plantas de grande desenvolvimento radicular existe a dificuldade de aceder a maiores profundidades (FERREIRA, 1996 citado por PAÇO, 2003).

Os lisímetros gravimétricos foram desenvolvidos para permitir uma aferição direta da ET. O lisímetro consiste num tanque ou contentor de grandes dimensões enterrado no solo, de forma, a que a vegetação no tanque fique ao mesmo nível do solo e da restante vegetação circundante, o sensor é uma balança. A diferença de peso contabilizada consiste na água evapotranspirada, a ET. Em climas temperados, os lisímetros permitem a medição

da ET diariamente com uma acuracidade de superior a 10% (PERRIER *et al.*, 1974; KLOCKE *et al.*, 1985 citados por RANA & KATERJI, 2000).

Contudo, os dados obtidos através dos lisímetros não são totalmente representativos das condições de campo devido ao efeito oásis e ao efeito de bordo, o que leva a uma sobrestimativa de ET particularmente em climas Mediterrânicos (RANA & KATERJI, 2000). Existe ainda o problema da profundidade do lisímetro.

#### 4.2.2 MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS

Os métodos micrometeorológicos medem a ET através da quantificação de variáveis relacionadas com os fluxos de calor latente,  $\lambda E$ , em um ou dois níveis acima do coberto. As três técnicas mencionadas, o balanço energético com o rácio de BOWEN, o método aerodinâmico e o método de *eddy* covariância, requerem medições acuradas dos parâmetros meteorológicos numa pequena escala temporal (1 hora ou menos) (RANA & KATERJI, 2000).

Estes métodos só são aplicáveis em superfícies extensas e homogéneas, de forma a respeitar a validade das equações e a evitar efeitos de advecção. No caso das culturas com uma cobertura uniforme do solo, existem menos limitações impostas à escolha dos métodos de medição da evapotranspiração. Para os cobertos descontínuos ou em linhas, existem mais restrições na aplicação destes métodos, sobretudo os que usam relações fluxo-gradiente, uma vez que as trocas de massa e energia são mais complexas (DENMEAD, 1984; FERREIRA, 1996 citados por PAÇO, 2003).

Na medição da ET em cobertos lenhosos são frequentemente utilizados o método das flutuações instantâneas (*eddy covariance technique*) e o método da razão de Bowen. O método da razão de Bowen (MONTEITH & UNSWORTH, 1990; JONES, 1992; PAÇO, 2003) baseia-se na equação do balanço de energia da superfície da cultura. De fato o calor latente,  $\lambda E$ , representa a maior parte da energia disponível do balanço radiativo (negligenciando os possíveis processos advectivos) (RANA & KATERJI, 2000):

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (10)$$

onde,  $R_n$  é a radiação solar líquida ( $W m^{-2}$ ),  $G$  é o fluxo de calor do solo ( $W m^{-2}$ ) e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ).

O rácio de BOWEN é definido por:

$$\beta = H/\lambda E \quad (6)$$

Tomando as duas equações anteriores temos:

$$\lambda E = \frac{Rn-G}{1+\beta} \quad (11)$$

$\beta$  pode ser medido através do rácio da diferença de temperatura entre dois níveis ( $\Delta T$ ) e a diferença de pressão de vapor ( $\Delta e$ ), onde  $e$  é a pressão de vapor (kPa), medida também entre os mesmos dois níveis (RANA & KATERJI, 2000):

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (12)$$

O método de BOWEN é indireto, a sua acuracidade foi investigada por diversos autores (FUCHS & TANNER, 1970; SINCLAIR *et al.*, 1975; REVHEIM & JORDAN, 1976 citados por RANA & KATERJI, 2000) e pode ser estimada em cerca de 10%. O método tem sido largamente utilizado em variadas condições e sua acuracidade em zonas de clima semiárido foi já provada.

No método da razão ou rácio de *Bowen* (MONTEITH & UNSWORTH, 1990; JONES, 1992; PAÇO, 2003), a determinação de  $\lambda E$  implica a medição de  $R_n$ ,  $G$  e dos gradientes de temperatura e humidade acima do copado. Para valores baixos de  $\beta$ , o método não é tão afetado por erros na medição de temperatura e humidade, mas sobretudo pelos que se relacionam com a medição de  $G$  e  $R_n$  (JONES, 1992). Em pomares ou vegetação arbórea, com valores de  $\beta$  mais elevados, o método já é muito afetado por erros na medição de temperatura e humidade (PAÇO, 2003). Nestes cobertos, uma parte importante da radiação atinge o solo e a aplicação do método da razão de *Bowen* deve ser cuidadosa, porque o método pressupõe que as trocas de calor sensível e latente se processam ao mesmo nível.

Recentemente tem sido utilizada a técnica da análise da renovação na superfície (“*surface renewal analysis*”) para estimar o fluxo de calor sensível a partir de medições de alta frequência da temperatura do ar. O fluxo de calor latente é então calculado a partir da equação do balanço de energia (PAW U *et al.*, 1995; PAW U & BRUNET, 1991 citados por PAÇO, 2003).

O método aerodinâmico assume que uma densidade de fluxo pode estar relacionada com o gradiente de concentração da camada aérea ou superficial da atmosfera (ASL), o fluxo de calor latente pode ser determinado pela técnica aerodinâmica através de fatores escalares  $u^*$  e  $q^*$ , onde  $q^*$  é a umidade específica ( $\text{kg kg}^{-1}$ ) (GRANT, 1975; SAUGIER & RIPLEY, 1978 citados por RANA & KATERJI, 2000):

$$\lambda E = -\lambda \rho u^* q^* \quad (13)$$

em que  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ) e  $u^*$  é a velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ ) derivada da medição de perfil do vento. Este método não permite precisão adequada na medição de ET em culturas altas (RANA & KATERJI, 2000).

O método das flutuações instantâneas (*eddy covariance technique*) foi inicialmente apresentado por SWINBANK, 1951 (citado por JONES, 1992) e baseia-se no transporte de um escalar (vapor, calor,  $\text{CO}_2$ ) e na sua concentração vectorial (i.e. *momentum*) na baixa atmosfera em contacto com o copado, onde os movimentos são governados pela turbulência do ar (RANA & KATERJI, 2000). Apesar de permitir a quantificação direta da ET, este método apresenta um certo grau de sofisticação, sendo pouco vocacionado para medições de rotina fora do âmbito científico. O seu fundamento teórico foi descrito por ROSENBERG, 1983 (citado por PAÇO, 2003).

A aplicação deste método requer uma superfície homogênea, na qual a distância entre o local de medição e o extremo da parcela, na direção do vento dominante, seja suficientemente grande para permitir que os gradientes de concentração horizontais possam ser desprezados (BRUNET, 1997 citado por PAÇO, 2003). Esta distância é designada por "*fetch*" na terminologia anglo-saxónica. Uma razão igual ou inferior a 1:100 entre a altura de medição e o "*fetch*" é geralmente indicada como regra prática, para obter medições adequadas pelo método das flutuações instantâneas (BRUTSAERT, 1982; TANNER *et al.*, 1988; LECLERC & THURTELL, 1990; VERMA, 1990; SCHMID, 2002 citados por PAÇO, 2003). Uma avaliação detalhada dos fatores limitantes na utilização dos sensores pode ser encontrada em MONCRIEFF, 1989; KIZER & ELLIOT, 1991 (citados por PAÇO, 2003).

Quer o método da razão de BOWEN, quer o método das flutuações instantâneas não contemplam nenhum parâmetro biológico da cultura, nomeadamente as resistências estomática e do copado. Uma revisão detalhada sobre os métodos micrometeorológicos de medição da ET pode ser consultada em BRUTSAERT, 1982, ARYA, 1988 e GUYOT, 1998 (citados por PAÇO, 2003).

### 4.2.3 MÉTODOS FISIOLÓGICOS

Nos métodos fisiológicos temos o método de “*sap flow*” (fluxo de seiva) e os sistemas de câmara de pressão, nos quais se integra a porometria usada por nós neste trabalho.

O método de “*sap flow*” está intimamente ligado à transpiração da planta através de modelos simples e acurados; pode ser medida através dos métodos de impulso de calor “*heat pulse*”, balanço de calor “*heat balance*” e dissipação de calor ou de GRANIER.

O método de impulso de calor teve origem no trabalho desenvolvido por HUBER, 1932, tendo, posteriormente, uma primeira abordagem quantitativa com MARSHALL, 1958 (citados por PAÇO, 2003). O seu desenvolvimento e aperfeiçoamento seguiram duas linhas de orientação diferentes.

Numa delas (SWASON, 1974, citado por PAÇO, 2003), a densidade de fluxo de seiva é estimada a partir do tempo necessário para que a temperatura, medida por sensores colocados a distâncias assimétricas em relação ao ponto onde o calor é aplicado por impulsos, se iguale, baseando-se num princípio de compensação: quando o impulso de calor é libertado, o sensor situado abaixo da fonte de calor, mais próximo, aquece mais rapidamente que o situado acima, pelo processo de condução; mas, por outro lado, o calor transportado por convecção pela seiva vai aquecer o sensor situado acima, igualando a temperatura nos dois sensores, ao fim de algum tempo. Esta técnica de compensação foi melhorada e adotada por diversos autores ao longo do tempo (SWASON & WHITFIELD, 1981; GREEN & CLOTHIER, 1988; GREEN *et al.*, 1989; CASPARI *et al.*, 1993; citados por PAÇO, 2003).

Uma outra linha de trabalho foi desenvolvida por COHEN *et al.*, 1981 e 1985, 1988 e COHEN, 1994 (citados por RANA & KATERJI, 2000 e por PAÇO, 2003), em que a densidade de fluxo de seiva é determinada com base no intervalo de tempo necessário para que seja atingida uma temperatura máxima num sensor colocado a determinada distância no sentido de deslocação do fluxo, depois de libertado um impulso de calor.

Este método não parece ser adequado para taxas de transpiração baixas (COHEN *et al.*, 1988 citados por RANA & KATERJI, 2000), e necessita de calibração para cada cultura.

Por estes motivos o método mais popular no fluxo de seiva (“*sap flow*”) é o balanço de calor (“*heat balance*”), que se baseia nos conceitos propostos por CERMAK *et al.*, 1973, SAKURATANI, 1981, GRANIER, 1985 e STEINBERG *et al.*, 1990 (citados por RANA & KATERJI, 2000). A transpiração é estimada através da determinação do fluxo de seiva, o que é conseguido através de sensores colocados no caule da planta.

No método desenvolvido por CERMÁK *et al.*, 1973 e KUCERA *et al.* 1977 (citados por PAÇO, 2003), o calor é aplicado a um sector interno do tronco, sendo fornecido por eléctrodos de aço inoxidável, inseridos no xilema; as medições de temperatura realizam-se através de séries de termopares, inseridos também no xilema, a diferentes profundidades e a distância variável dos eléctrodos. Este método apenas se adapta a troncos com um diâmetro superior a 15 cm, apresentando baixa sensibilidade para fluxos reduzidos.

No método de CERMÁK *et al.*, 1973 (citado por ROJAS, 2003) a taxa de calor aplicada era variável, de forma a manter estável o gradiente de temperatura nas extremidades do segmento de caule adotado para medição, posteriormente SAKURATANI, 1981 (citado por ROJAS, 2003) aplicou em herbáceas um fornecimento de calor constante, evitando-se assim a utilização de um sistema complexo para manter a estabilidade térmica no segmento aquecido. Muitos autores adotaram este método tanto em herbáceas (BAKER & VAN BAVEL, 1987; HAM & HEILMAN, 1990; COHEN *et al.*, 1990; MANGUEIRA & SILANS, 1995 citados por ROJAS, 2003) como em lenhosas (ANGELOCCI & VALANCOGNE, 1993; BRAUN & SCHMID, 1999; GRIME & SINCLAIR, 1999; HERZOG *et al.*, 1997; MARIN, 2000; NASR, 1989; STEINBERG *et al.*, 1989; STEINBERG *et al.*, 1990; TREJO-CHANDIA, 1997; VALANCOGNE, 1993; VALANCOGNE & NASR, 1989; VAN BAVEL, 1993; WEIBEL & DE VOS, 1994 citados por ROJAS, 2003).

Neste método, entre as principais fontes de erros observáveis estão, o facto de não se considerar o calor armazenado no segmento do tronco aquecido no cálculo do balanço de calor, que pode ser importante nas plantas lenhosas de grande porte (VALANCOGNE & NASR, 1989; HERZOG *et al.*, 1997; STEINBERG *et al.*, 1989 citados por ROJAS, 2003); além de que GRIME & SINCLAIR, 1999, e WEIBEL & DE VOS, 1994 (citados por ROJAS, 2003) supõem que a mudança no conteúdo de água no determinado segmento de madeira pode interferir na capacidade de armazenamento de calor, e sendo assim, o erro pode ser considerável, pois no modelo é utilizado um valor fixo padronizado do calor específico volumétrico da madeira húmida (ROJAS, 2003).

Outra fonte de erro deste método pode ser a inadequada colocação de termopares medidores de variações de temperatura no caule (MANGUEIRA & SILANS, 1995 citado, ROJAS, 2003), o insuficiente contacto entre o sensor e a superfície do caule (WEIBEL & DEVOS, 1994 citados por ROJAS, 2003) e ainda o insuficiente isolamento térmico para evitar a flutuação de temperatura do ambiente e a incidência direta de radiação no tronco, próximo ao volume amostrado (ANGELOCCI, 1995 citado por ROJAS, 2003).

O método de dissipação de calor (*“heat dissipation”*) foi desenvolvido originalmente para medir o fluxo de seiva de espécies florestais, por GRANIER, 1985, que relacionou a velocidade de dissipação de calor, aplicado num ponto do tronco com o fluxo de seiva. O método exige fornecimento de uma pequena quantidade de calor de forma constante através de uma sonda de dissipação térmica inserida num ponto do tronco. A variação temporal da diferença de temperatura entre esse ponto e um ponto abaixo do mesmo (10 cm aproximadamente) corresponde ao transporte convectivo de calor pela seiva. No período de um dia, a diferença máxima de temperatura entre os dois pontos de medida implica que o fluxo de seiva é mínimo ou nulo, a diferença mínima significa uma taxa máxima de fluxo de seiva através dessa área de transporte (RANA & KATERJI, 2000; PAÇO, 2003 e ROJAS, 2003). A máxima diferença de temperatura acontece normalmente cerca do amanhecer, e a mínima às 16 horas aproximadamente (ROJAS, 2003).

GRANIER, 1985 calibrou o método em laboratório, inicialmente com três espécies de plantas lenhosas e posteriormente com seis, verificando que uma única equação de calibração podia ser utilizada para todas as espécies na análise. Assim, propôs que essa equação para ser usada em qualquer planta lenhosa de diâmetro de caule superior a 4 cm (SMITH & ALLEN, 1996, citados por ROJAS, 2003).

Vários autores já testaram este método em condições naturais de campo em numerosas espécies de lenhosas (GRANIER & BRÉDA, 1996 citado por ROJAS, 2003). No entanto, a experiência e a modelação evidenciaram que ao contrário do que tem sido normalmente aceite, os parâmetros da equação (método de Granier) são específicos do local e da espécie, dependem de caso para caso em função das propriedades térmicas da madeira e possivelmente também das propriedades anatómicas da árvore de forma ainda não completamente esclarecida (FERREIRA *et al.*, 2004).

FERREIRA & ZITSCHER, 1996, (citados por ROJAS, 2003), observaram que uma das principais fontes de erro deste método pode ser atribuída ao gradiente natural da temperatura no tronco, principalmente quando o sensor é colocado muito próximo do

solo. GRANIER, 1987 (citado por ROJAS, 2003), já tinha observado uma diferença entre os valores de fluxo de seiva medidos com 3 sensores diferentes, orientados em lados opostos, com 120 graus em volta do tronco e à altura de 1 cm acima do solo. LOUSTAU *et al.*, 1998 (citados por ROJAS, 2003), também observaram discrepâncias entre os valores de fluxo de seiva medidos em duas alturas do caule de uma planta de pinho, 1,5 e 8,5 m, respectivamente, possivelmente devido à existência desse gradiente natural.

O referido gradiente natural é o efeito da radiação e da temperatura do ar e do solo que atuam no caule, afetando o valor da medição térmica do sensor e que por sua vez acaba por afetar significativamente a estimativa do fluxo de seiva (ROJAS, 2003). O modelo implica a determinação da densidade de fluxo de seiva na secção transversal do caule e sua transformação em fluxo de água exige a determinação mais exata possível da área condutiva de seiva no lenho (“xilema efetivo”). A determinação da área efetiva do xilema é uma fonte de erro no método, uma vez que requer a extração de uma amostra do lenho ou a destruição total da planta torna-se por isso, um procedimento desvantajoso em relação ao método de balanço de calor. Outra fonte de erro é representada pelas variações espaciais da densidade de fluxo de seiva de lenho que exige a adequada instalação da sonda (LU *et al.*, 2000 citado por ROJAS, 2003).

Por outro lado, a grande vantagem do método é a facilidade de confecção e instalação do sensor, quando comparado com outros métodos térmicos (BRAUN, 1997 citado por ROJAS, 2003).

DAVID *et al.*, 1997 (citado por ROJAS, 2003) compararam o método de dissipação de calor com a estimativa do modelo de PENMAN-MONTEITH (PM) em cultura de eucalipto e observaram que em boas condições hídricas os resultados eram semelhantes, contudo à medida que o solo ia secando, o modelo de PM sobrestimava a evapotranspiração comparativamente ao método de fluxo de seiva.

TOURNEBIZE & BOISTARD, 1998 (citados por ROJAS, 2003) observaram discrepâncias com o máximo de 10% entre o método de dissipação de calor e o método de balanço de calor, tanto numa escala diária como horária em *Gliricidia sepium*.

O método do fluxo de seiva permite a medição da transpiração, negligência a evaporação do solo, que num clima Mediterrâneo pode constituir cerca de 20% do total da evapotranspiração (RANA & KATERJI, 2000) facto pelo qual é frequentemente utilizado em conjunto com o método das flutuações instantâneas. Em Portugal estes métodos têm sido amplamente utilizados (TAVARES, 1993; TAVARES & FERREIRA, 1994; DAVID, 1995;

FERREIRA & ZITSCHER, 1996; DAVID *et al.*, 1997; FERREIRA *et al.*, 1998; DAVID, 2000; SILVESTRE & FERREIRA, 1998; SILVESTRE *et al.*, 2000 e SILVA, 2002 citados em PAÇO, 2003), apresentam vantagens relativamente a outros métodos na medição da transpiração em árvores individuais, nomeadamente pelo facto de ser facilmente automatizável para períodos longos e com reduzida manutenção. Aliás, segundo WEIBEL & DE VOS, 1994 (citados por ROJAS, 2003), em intervalos de medição inferiores a 30 minutos o erro pode ser de 20%, mas em plantas lenhosas quando as medições são integradas em mais de 24 horas, o erro pode ser inferior a 4% (STEINBERG *et al.*, 1989 citado por ROJAS, 2003).

Como desvantagens, além das já mencionadas acima, constitui um método dispendioso, particularmente se usado em simultâneo com um método micrometeorológico.

#### **4.2.3.1 Porómetro**

A porometria é o estudo da transferência de massas gasosas através dos estomas.

Quando as folhas transpiram, a água evapora-se das paredes das células e escapa para a atmosfera, difundindo-se inicialmente para as cavidades subestomáticas, destas para os poros estomáticos e finalmente através da camada limite para a atmosfera.

Assume-se que para a lâmina da folha, a resistência dos poros dos estomas para um gás particular, depende unicamente da sua geometria, tamanho e espaçamento e a resistência da camada limite depende das dimensões da folha e da velocidade do vento.

A porometria surgiu em 1911 por DARWIN e PERTZ, com porómetros de fluxo de gás, que permitiam medir o fluxo de um determinado gás através das folhas sob uma determinada pressão. Numerosas modificações foram efetuadas, incluindo modelos portáteis, para uso no campo. Contudo, os porómetros de fluxo de gás permitem apenas a medição do processo de difusão, através do fluxo de pressão, e têm o inconveniente de poder provocar o fecho estomático, quando a pressão exercida é demasiado elevada (RASCHKE, 1975, citado por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997; JONES, 1992). Não são passíveis de ser usados em folhas hipoestomáticas (HEATH, 1959 citado por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997).

Estas e outras deficiências levaram ao desenvolvimento dos porómetros de difusão. Estes instrumentos contêm um sensor de humidade ligado a um circuito elétrico que permite medir as alterações de humidade na câmara colocada por cima da folha, por

alguns segundos (KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997). JARVIS, 1981, PERCY *et al.*, 1989 e JONES, 1992 fizeram uma revisão detalhada sobre os diversos porómetros de difusão.

O porómetro por nós usado, para medir a resistência estomática, foi o Delta AP4 que é um porómetro de difusão cíclico. Este porómetro mede o tempo que leva a uma folha a libertar uma quantidade de vapor de água suficiente para alterar a humidade relativa numa pequena câmara com valor constante. Estes valores são comparados com os da placa de calibração de resistências conhecidas, baseadas na teoria de difusão e fornecida pelo fabricante, de forma a poder derivar a resistência ou condutância estomática da folha. Este tipo de porómetro tem como vantagens não necessitar de uma calibração acurada e absoluta do sensor de humidade; o procedimento de calibração empírica da placa de resistências é fácil. Contudo como a calibração é dependente da temperatura, e apesar de fácil, deve ser feita frequentemente no campo quando a temperatura ambiente se altera. O método está bem estabelecido com base teórica (MONTEITH, CAMPBELL & POTTER, 1988, citados por BRAGG *et al.*, 2004).

#### 4.3 O MODELO DE PENMAN – MONTEITH OU FAO-56

O modelo desenvolvido por MONTEITH, 1965, (HOWELL & EVETT, 2004) baseia-se na equação de PENMAN, 1948, designada por equação “combinada” porque junta o balanço energético com uma formula aerodinâmica, como se segue,

$$\lambda E = \frac{[\Delta (Rn - G)] + (\gamma \lambda E a)}{(\Delta + \gamma)} \quad (14)$$

onde,  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente,  $\lambda$  é o calor latente de vaporização ( $\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ ),  $\Delta$  é o declive da curva de pressão de saturação do vapor [ $\Delta e^\circ / \Delta T$ ], onde  $e^\circ$  é a pressão de saturação de vapor (kPa) e  $T$  é a temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) (usualmente a temperatura média diária),  $Rn$  é o fluxo de radiação líquida ( $\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ),  $G$  é o calor sensível do solo ( $\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ),  $\gamma$  é a constante psicométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) ( $\sim 0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ), e  $Ea$  é o fluxo de transporte de vapor ( $\text{mm d}^{-1}$ ).

Teoricamente,  $\Delta$  iguala  $(e_s^\circ - e_a^\circ) / (T_s - T_a)$ , onde  $e^\circ$  é a pressão de vapor saturado (kPa),  $T$  é a temperatura ( $^\circ\text{C}$ ), e o subscrito “s” representa a vegetação e “a” representa o

---

<sup>27</sup> Para  $T=20^\circ\text{C}$

ar. A equação aplica-se apenas nos casos em que  $e_s^\circ$  é a pressão de saturação de vapor ( $e^\circ$ ) à temperatura da superfície ( $T_s$ ) [i.e.,  $e_s^\circ = e^\circ(T_s)$ ] (VAN BAVEL, 1966 citado por HOWELL & EVETT, 2004).

$Ea$  foi definido empiricamente por PENMAN 1948, (HOWELL & EVETT, 2004),

$$Ea = Wf (e^\circ - ea) \quad (15)$$

onde,  $Ea$  está em  $\text{mmd}^{-1}$ ,  $Wf$  é designada por função do vento em  $\text{mm d}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$  (tipicamente expressa como uma função linear da velocidade do vento em  $\text{m s}^{-1}$  ( $uz$ ) à altura de referência ( $z$ ) acima da superfície,  $e^\circ$  é a pressão de saturação de vapor em  $\text{kPa}$  à temperatura média do ar, e  $ea$  é a pressão de vapor média do ambiente em  $\text{kPa}$  à altura de referência acima do solo [ $ea = RH e^\circ$ , onde  $RH$  é humidade relativa média]. A função do vento,  $Wf$ , é tipicamente expressa como função linear da velocidade do vento (e.g.,  $a + b(uz)$ ).

No relatório de 1948, PENMAN denotou que um dos problemas experimentais era a estimativa fiável da média diária da temperatura do termómetro molhado. Este problema conduziu ao desenvolvimento de diferentes versões da equação de PENMAN, com várias funções e métodos para estimar o défice de pressão de vapor médio diário ( $e^\circ - ea$ ) (JENSEN *et al.*, 1990 citado por HOWELL & EVETT, 2004).

O termo aerodinâmico de evaporação  $Ea$  de PENMAN foi também expresso por vários autores (BUSINGER; 1956; PENMAN & LONG, 1960; VON BAVEL, 1966 citados por HOWELL & EVETT, 2004) usando uma equação teórica adiabática para o perfil do vento de forma a definir a resistência aerodinâmica  $r_a$ .

Várias equações que derivaram da equação original de PENMAN incluíam já o termo de resistência superficial (PENMAN, 1953; COVEY, 1959; RIJTEMA, 1965; MONTEITH, 1965 citados por HOWELL & EVETT, 2004; ALLEN *et al.*, 1998).

A equação de PENMANN-MONTEITH, (PM), é o modelo oficial recomendado pela FAO, ICID, ASCE, permite estimativas diárias ou mensais da evapotranspiração,

$$\lambda ETO = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (16)$$

onde,  $R_n$  é a radiação solar líquida ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ),  $G$  é o fluxo de calor do solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ),  $(e_s - e_a)$  representa o déficit de pressão de saturação do ar (kPa),  $\rho$  é a densidade do ar a pressão constante em  $\text{kg m}^{-3}$ ,  $C_p$  é o calor específico ( $\sim 1,013 \cdot 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $\Delta$  representa o declive da curva de relação entre o déficit de pressão de saturação e a temperatura ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $\gamma$  é a constante psicométrica em  $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ , e  $r_s$  e  $r_a$  são as resistências superficial e aerodinâmica, respectivamente, em  $\text{sm}^{-1}$  (ALLEN *et al.*, 1998).

Este modelo é um modelo uni-camada, assume a representação do coberto como uma superfície vegetal contínua densa e homogênea, como uma folha gigante, “*big leaf*”.

A resistência aerodinâmica do vapor de água ( $r_a$ ) pode ser estimada (ALLEN *et al.*, 1989; JENSEN *et al.*, 1990 citados por HOWELL & EVETT, 2004; ALLEN *et al.*, 1998) por,

$$r_a = \left[ \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u} \right] \quad (17)$$

em que,  $r_a$  é a resistência aerodinâmica [ $\text{sm}^{-1}$ ],  $z_m$  é altura de medição da velocidade do vento [m],  $z_h$  é a altura das medições de humidade [m],  $d$  é o plano zero de deslocamento [m],  $z_{om}$  é o comprimento da rugosidade do momento de transferência [m],  $z_{oh}$  é o comprimento da rugosidade do momento de transferência de calor e vapor [m],  $k$  é a constante de VON KARMAN [0,41],  $u$  é a velocidade do vento [ $\text{m s}^{-1}$ ].

A equação (17) restringe-se a condições de estabilidade neutra, i.e., onde a temperatura, a pressão atmosférica e a velocidade do vento seguem uma distribuição adiabática (sem troca de calor). A aplicação desta equação para curtos períodos de tempo (hora ou menos) requer a inclusão de correções para a estabilidade. Contudo, para estimar a  $ET_0$  da superfície de referência e em condições de solo sem déficit hídrico, as trocas de calor são pequenas e por conseguinte não são necessárias correções de estabilidade (ALLEN *et al.*, 1998).

Na equação original de PENMAN, a resistência superficial do solo e da cultura estavam implícitos na função do vento, mas não explicitamente definida. ALLEN *et al.*, 1989, desenvolveu equações para estimar a  $r_s$  baseadas na altura das culturas de relva, alfafa, da cultura de referência e no índice de área foliar, LAI,

$$LAI = 24 hc \quad (18)$$

Esta equação (18) foi desenvolvida para a relva com altura inferior a 0,15 m, e  $hc$ , é a altura da cultura (m). Para a alfafa e culturas de altura similar propôs,

$$LAI = 1,5 \ln(hc) + 5,5 \quad (19)$$

Para a cultura de referência,  $r_s$  seria estimada por,

$$r_s = \frac{100}{(0,5 LAI)} \quad (20)$$

Para relvados de referência, com  $hc = 0,12$  m e alfafa ( $hc = 0,5$  m), os valores resultantes de  $r_s$  são respectivamente  $70 \text{ s m}^{-1}$  e  $45 \text{ s m}^{-1}$ .

Para outras culturas,

$$r_s = \frac{r_i}{LAI} \quad (4)$$

em que,  $r_s$  é a resistência superficial ( $\text{s m}^{-1}$ ),  $r_i$  é a média da resistência estomática de folhas bem iluminadas ( $\text{s m}^{-1}$ ) e LAI representa o índice de área foliar ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ ).

#### 4.3.1 COEFICIENTE CULTURAL

O método de PENMAN-MONTEITH, ou FAO-56, usa dados climáticos padrão, fáceis de medir ou de obter, possibilita a estimativa direta da  $ET_c$ , se conhecidas a resistência aerodinâmica e a resistência superficial (ALVES *et al.*, 1998), ou a estimativa em dois passos, calculando a  $ET_0$  e o coeficiente cultural,  $K_c$ , e obtendo por multiplicação destes dois fatores, o valor de  $ET_c$  (ALLEN *et al.*, 1998).

$$ET_c = ET_0 K_c \quad (21)$$

Os coeficientes culturais,  $K_c$ , representam a integração das características da cultura que a diferenciam da cultura de referência (RANA & KATERJI, 2000), nomeadamente na sua morfologia, nas necessidades hídricas globais (DOORENBOS & PRUITT, 1977, citados por PAÇO, 2003). São valores semi-empíricos adimensionais determinados experimentalmente, usualmente, através do balanço hídrico do solo (RANA & KATERJI, 2000), obtidos através de valores já tabelados pela FAO, ou a partir do rácio entre evapotranspiração da cultura,  $ET_c$  e a  $ET_0$ , quando se conhece experimentalmente o valor da  $ET_c$ .

Os valores de ET<sub>0</sub> obtidos nos lisímetros possibilitam a calibração dos modelos e equações de ET<sub>0</sub>, assim como determinar os coeficientes culturais (K<sub>c</sub>) de cada cultura em estudo, para as condições climáticas e edáficas em que os lisímetros se encontrem.

Os coeficientes culturais, K<sub>c</sub>, dependem de vários fatores, como o grau de desenvolvimento da cultura, grau de cobertura em relação ao solo, da equação usada na determinação da ET<sub>0</sub> (BAKHTIARI *et al.*, 2011), das práticas culturais, (RITCHIE & JOHNSON, 1990, citados por PAÇO, 2003) como a frequência de humedecimento do solo, (JAGTAP & JONES, 1989, citados por PAÇO, 2003), o grau de ligação entre o coberto e a atmosfera decorrentes da altura e rugosidade do coberto e/ou da densidade de plantação (JARVIS & McNAUGHTON, 1986 citados por PAÇO, 2003).

No modelo da FAO-56 existem dois métodos de cálculo da ET<sub>c</sub> a partir da ET<sub>0</sub>, no primeiro assume-se que a cultura em estudo se encontra em condições ótimas, i.e. que tal como a cultura hipotética de referência, se encontra em condições excelentes de crescimento e fertilização, sem doenças e com plena disponibilidade hídrica; no segundo método assume-se que a cultura em estudo poderá sofrer de déficit hídrico, carência de fertilização ou ainda não se encontrar em plenas condições fito-sanitárias, nesta situação além do coeficiente cultural K<sub>c</sub>, é também introduzido um coeficiente de *stress*, K<sub>s</sub>.

Na situação ótima, (partindo do princípio que a cultura em causa não tem doenças, é bem fertilizada e não sofre qualquer déficit hídrico, i.e. não existem limites para o crescimento da vegetação nem para a evapotranspiração) existe ainda, a possibilidade de estimar a ET<sub>c</sub> recorrendo a um coeficiente cultural simples, K<sub>c</sub>, à semelhança do método FAO-24, (equação 21) ou fazer a estimativa da ET<sub>c</sub> com um coeficiente cultural dual, i.e, dividido em dois fatores descrevendo em separado as diferenças em evaporação (K<sub>e</sub>) e transpiração (K<sub>cb</sub>) (ALLEN *et al.*, 1998),

$$K_c = K_e + K_{cb} \quad (22)$$

Na aproximação com o coeficiente cultural simples, K<sub>c</sub>, o coeficiente representa a integração dos efeitos de 4 características que distinguem a cultura da superfície de referência, como a altura da cultura, que influencia a resistência aerodinâmica, r<sub>a</sub>, e a transferência turbulenta do vapor da cultura para a atmosfera, o albedo, que é afetado pela fração de solo coberta pela cultura e pelo grau de humidade do solo, a resistência do copado, que por sua vez é afetada pelo índice de área foliar, LAI, idade das folhas, número de estomas e grau de controlo estomático e evaporação do solo, especialmente quando este está exposto (ALLEN *et al.*, 1998).

Para a estimativa da  $ET_c$  fora das condições ótimas, i.e. em situação de *stress* hídrico, os efeitos de *stress* hídrico do solo são introduzidos através do acréscimo do coeficiente de *stress*  $K_s$ , que se conjuga com o coeficiente cultural dual, ou simples,

$$ET_c = (k_s \times K_{cb} + K_e)ET_0 \quad (23)$$

$$ET_c = (k_s \times K_c)ET_0 \quad (24)$$

Onde  $K_s$  é o coeficiente de *stress*, que em situação de déficit hídrico  $K_s < 1$  e quando não existe limitação hídrica  $K_s = 1$ , a sua determinação exige o conhecimento do balanço hídrico diário (ALLEN *et al.*, 1998).

O valor de  $K_s$  corresponde à razão entre a  $ET$  real e a  $ET$  máxima ( $ET_m$ ) da cultura ( $K_s = ET/ET_m$ ), sendo então a  $ET$  estimada por  $ET = ET_o.K_c.K_s$ .

DENMEAD & SHAW, 1962, (citados por PAÇO, 2003) relacionaram  $K_s$  com a disponibilidade hídrica no solo, tendo estabelecido curvas para diferentes condições. O cálculo de  $K_s$  pode ser efetuado em função do déficit hídrico no solo (ITIER *et al.*, 1990 citado por PAÇO, 2003) ou da resistência estomática ou de outra variável indicadora do déficit hídrico avaliado nas plantas (FERREIRA, 1996 citado por PAÇO, 2003).

#### 4.4. DOS ESTOMAS PARA O COPADO

Os estomas são o maior controle biológico do nosso sistema climático e da química da atmosfera, afetam a troca de gases entre a vegetação e a atmosfera num espectro espacial de escalas, que vão desde o micrão nos estomas, a centímetros nas folhas, a metros na planta, a centenas de metros no copado e a quilómetros na paisagem (BALDOCCHI *et al.*, 1991).

Devido à sua participação nos processos fisiológicos, a área das folhas de uma árvore ou de um conjunto de árvores tem importantes implicações na ecologia das florestas (FOWNES & HARRINGTON, 1990; KOZLOWSKI *et al.*, 1991 citados por KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

Por isso a descrição da estrutura do copado assenta normalmente, na caracterização de parâmetros ligados à área da folha, à densidade e distribuição da folhagem na copa, quer através de modelos de computação, de geometria fractal ou nos mais recentes modelos de digitalização 3D, que usam o processamento de imagem.

A eficiência na interceção da luz direta e a transmissão de luz difusa dentro da copa é na sua globalidade determinada por aspetos topológicos da folhagem, tais como, a proximidade entre os ramos, o ângulo das folhas, a sua orientação e a sobreposição entre as folhas.

O ângulo e orientação da folha, por si só, isto é, sem considerar aspetos como o próprio ensombramento, podem gerar um padrão complexo na interceção diurna da luz (VALLADARES, 1999). Os ângulos de posicionamento das folhas podem ter diferentes efeitos em folhas de diferentes orientações cardeais, e apesar de, ao nível individual da folha se reduzir sempre à interceção da luz, esta redução pode variar, e ser muito limitante em termos de fotossíntese ou negligível, assim como também gerar a máxima interceção da luz a uma determinada hora do dia (VALLADARES, 1999). Por exemplo as folhas verticais projetam área ao sol durante as horas centrais do dia, mas o efeito não é o mesmo para diferentes orientações da folha. As folhas viradas a Este e a Oeste, exibem um aumento de interceção da luz nas primeiras horas da manhã e ao entardecer, respectivamente, com um marcado declínio nas horas centrais do dia.

A distribuição e arranjo de uma folha no espaço ocupado pela copa define a probabilidade de um raio de luz a atravessar, por entre o espaço deixado livre pelas outras folhas. Uma vez que as folhas são pequenas unidades de largas e complexas copas, a influência do ângulo da folha na interceção da luz, deverá ser colocado à escala da totalidade da copa, no entanto o arranjo e distribuição tridimensionais das folhas na copa são de difícil medição.

Devido ao arranjo tridimensional das folhas nas copas das árvores, é frequentemente assumido, em modelos de interceção da luz e nos modelos de fotossíntese que, as folhas estão distribuídas ao acaso no volume do copado (RUSSEL *et al.*, 1989 citado por VALLADARES, 1999).

No início, a interpretação do arranjo tridimensional das folhas com o recurso a fotografias analógicas tornavam o processo de análise bastante moroso e havia dificuldades em distinguir as folhas expostas à luz solar de pequenos intervalos vazios entre a folhagem (“*gaps*”) (CHEN *et al.*, 1991 citados por JONCKHEERE *et al.*, 2004). Mais recentemente, com o advento das câmaras fotográficas digitais, alguns dos problemas existentes com o sistema analógico, foram resolvidos, permitindo diminuir algumas fontes de erro (FRAZER *et al.*, 2001 citado por JONCKHEERE *et al.*, 2004).

No entanto, mesmo com os novos sistemas de fotografia digital, tal como em qualquer método de detecção remota, os erros podem ocorrer em qualquer estágio da aquisição de imagem (e.g. controle da abertura da lente, luminosidade, etc.) ou análise. Revisões detalhadas sobre erros metodológicos mais frequentes foram descritos por OLSSON *et al.*, 1982 e RICH *et al.*, 1993 (citados por JONCKHEERE *et al.*, 2004).

Em qualquer dos sistemas acima descritos, incluindo os sistemas de digitalização 3D, continua também a ser necessário um considerável esforço, de forma efetuar a amostragem de todos os elementos representativos da área do copado (WEISS *et al.*, 2004). Por consequência, o copado é geralmente descrito recorrendo a apenas algumas variáveis, tais como, o Índice de Área Foliar (LAI), a densidade da área foliar (DAF) e a função da distribuição da inclinação das folhas (LIDF) (WEISS *et al.*, 2004).

Destas variáveis, o LAI é a principal variável utilizada nos modelos de fotossíntese e a evapotranspiração. Determina o tamanho da interface planta-atmosfera e desempenha um papel chave na troca de energia e matéria entre o copado e a atmosfera.

Para plantas com um Índice de área foliar, LAI <3, as diferenças no ângulo das folhas têm geralmente um pequeno efeito na interceção da luz e na fotossíntese de toda a planta (DUNCAN, 1971 citado por VALLADARES, 1999).

Contudo, em plantas com folhagem densa, LAI > 3, o ângulo das folhas tem uma forte influência na fotossíntese da planta. Em particular se os ângulos das folhas estiveram distribuídos de forma não aleatória, com as folhas do topo da copa mais verticais que as folhas da base da copa, que é uma forma de maximizar a fotossíntese para a totalidade da planta (HERBERT, 1991, HERBERT & NILSON, 1991 citados por VALLADARES, 1999).

A alteração do ângulo das folhas da base da copa, de mais vertical para mais horizontal, permite uma penetração dos raios solares mais efetiva e uma distribuição da luz mais uniforme. Nestes casos, grandes valores de LAI, podem ser sustentáveis, porque apenas algumas folhas estão saturadas de luz, e as folhas da base da copa recebem uma quantidade de luz suficiente para a fotossíntese (RUSSEL *et al.*, 1989 citados por VALLADARES pp.122-199, 1999).

As diferenças subtis na distribuição da folhagem podem refletir pequenas alterações no microclima (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997). O formato e a disposição das folhas mostram de que modo está adaptado à função de captar a luz.

Em muitas plantas, as folhas dispõem-se de forma a constituírem um mosaico de peças que apresentam uma superfície quase contínua à luz. Em contraste, certas plantas que vivem em climas que propiciam uma luminosidade intensa, apresentam folhas pendentes, de maneira a exporem a menor superfície possível ao sol do meio-dia, conseguindo assim reduzir as perdas de água (KOZLOWSKI & PALLARDY, 1997).

#### 4.4.1 ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR (LAI)

Na vegetação o LAI depende da espécie, do seu genótipo, do estágio de desenvolvimento, das condições de prevalência, e sazonalidade. O LAI é um parâmetro dinâmico: altera-se de dia para dia (mais frequentemente entre a primavera e o outono), e é conduzido pela própria dinâmica da floresta, de ano para ano.

O clima tem uma forte influência tanto no máximo LAI que a floresta pode desenvolver, como na sua taxa de desenvolvimento (MARGOLIS *et al.*, 1995 citado por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997). À medida que a floresta cresce, o LAI aumenta até um valor máximo e depois estabiliza ou decresce (KOZLOWSKI *et al.*, 1991 citados por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997). A soma destes fatores, combinada com os diferentes métodos usados para aceder ao LAI, podem resultar em valores de LAI muito díspares, como aliás é demonstrado na literatura.

Por definição, o índice de área foliar, LAI, é uma variável adimensional e foi inicialmente definida como a área total, considerando uma face do tecido fotossintético da folha, por unidade de superfície de solo (WATSON, 1948, citado em JONCKHEERE *et al.*, 2004).

Para espécies com folhas planas, esta definição aplica-se, uma vez que ambas faces da folha têm a mesma superfície. Contudo, se os elementos da folhagem não forem planos, mas enrugados, curvos ou enrolados, a área de apenas uma face da folha não é suficiente para definir o LAI (WEISS *et al.*, 2004). O mesmo tipo de problema existe nas coníferas, onde as folhas são agulhas de forma cilíndrica ou hemi-cilíndrica (CHEN & BLACK, 1992 citado em JONCKHEERE *et al.*, 2004).

Vários autores propuseram a estimativa do LAI através da projeção da área das folhas, o que permitiria uma melhor aproximação no caso de folhas de forma irregular.

MONTEITH & UNSWORTH, 1990, definiram o LAI como o rácio da projeção da área superficial da folha ou folhas na superfície do solo, tendo em consideração apenas uma face das folhas. A superfície do solo e das folhas são expressos em (m<sup>2</sup>), e portanto o LAI é adimensional, e mede a cobertura proporcionada pelas folhas.

Para além de MONTEITH & UNSWORTH, 1990, outros autores propuseram, também, a estimativa do LAI através da projeção da área das folhas, o que permitiria uma melhor aproximação no caso de folhas de forma irregular (SMITH, 1991; BOLSTAD & GOWER, 1990 citados em JONCKHEERE *et al.*, 2004).

Dentro do contexto da computação, a área total de interceção da radiação por parte dos elementos da planta, baseado nos cálculos dos coeficientes médios de projeção de vários objetos, côncavos e convexos e com diferentes distribuições angulares, LANG *et al.*, 1991, e CHEN & BLACK, 1992 (citados por JONCKHEERE *et al.*, 2004) sugeriram que a metade da área total de interceção por unidade de superfície do solo seria uma definição mais apropriada para o LAI de árvores de folhas não-planas que a definição baseada na área das folhas projetada. Outras definições e interpretações de LAI foram propostas, variando consoante a técnica usada para medir o LAI.

Na literatura atual, e de acordo com a definição de WATSON, 1948, o LAI é definido como metade da área total da folha por unidade de superfície de solo (CHEN & BLACK, 1991; CHEN *et al.*, 1991; FASSNACHT *et al.*, 1994; STENBERG *et al.*, 1994, citados por JONCKHEERE *et al.*, 2004).

É importante denotar que estas diferentes definições podem resultar em valores calculados de LAI significativamente diferentes.

Os valores publicados de LAI nas florestas variam de 0,40, em florestas com densidades muito espaçadas, como no caso de povoamentos de *Quercus petraea* (Matus) Liebl. (Le DANTEC *et al.*, 2000, citado por JONCKHEERE *et al.*, 2004) até 20 em florestas de coníferas, sendo os valores de LAI entre 3 e 6 normalmente identificados nas florestas de caducifólias (WARING & SCHLESINGER, 1985 citados por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997). Em geral, os valores mais elevados referem-se aos das copas de coníferas.

Nas zonas temperadas, os bosques de coníferas atingem o LAI máximo aos 25 até aos 40 anos, enquanto as caducifólias atingem o LAI máximo aos 5 anos (BOND, 1989; WOODWARD, 1995 citados por KOZLOWSKI & PALLARDI, 1997).

SCHULZE, 1982, descobriu que os valores de LAI, para a maioria dos biomas, com a exceção da tundra e do deserto, oscila entre 3 e 19, sendo que os valores mais elevados

reportam às florestas boreais de coníferas. Ocasionalmente aparecem na literatura, valores elevados de LAI, acima de 41,8, para florestas de folha larga sempre-verde (NI *et al.*, 2001, citados por JONCKHEERE *et al.*, 2004). Contudo, estes valores elevados reportados poderão dever-se a simplificações inapropriadas dos métodos usados para medições efetuadas em estudos de larga escala.

Existem dois processos para estimar o LAI: os métodos diretos e indiretos. Revisões completas sobre as diferentes técnicas empregues na aferição direta e indireta do LAI foram realizadas por NORMAN & CAMPBELL, 1989 e JONCKHEERE *et al.*, 2004. Os métodos diretos são mais acurados, mas têm a desvantagem de serem destrutivos e muito demorados no tempo, sendo por isso pouco práticos. Contudo, são sempre necessários para a validação dos métodos indiretos, sendo por isso considerados como métodos de calibração.

Os problemas de precisão, nos métodos diretos, derivam apenas da definição de LAI utilizada, da escala usada, ou da acumulação de erros devido à repetição frequente de medições (JONCKHEERE *et al.*, 2004).

Os métodos indiretos, nos quais a área da folha é inferida através de observações de outra variável, são geralmente mais rápidos, possíveis de automatação, e por conseguinte, permitem obter amostras espacialmente maiores. Na determinação indireta de LAI, a sobreposição das folhas parece ser o principal fator nos erros de estimação do LAI. É implícito que todos os métodos têm problemas específicos e limitações, a decisão do método a utilizar depende de muitos fatores tais como: a precisão necessária, o período de tempo das medições, a escala do estudo, a verba disponível, etc.

#### 4.5 TEMPERATURA DAS PLANTAS E O *STRESS* HÍDRICO

Os estudos sobre a relação entre a temperatura das folhas e o ambiente iniciaram-se no século XX, quando os termopares se tornaram um equipamento padrão. O primeiro relatório com o uso de termopares terá sido o de MILLER e SAUNDERS, 1923, onde verificaram que a temperatura da cultura era a mesma do ambiente circundante, mas em alguns casos inferior em cerca de 1°C (JACKSON *et al.*, 1988).

Vários relatórios se seguiram, onde se constatava que a temperatura das plantas era inferior à temperatura ambiente cerca de 2°C a 4°C (EATON e BELDEN, 1929 citado por JACKSON *et al.*, 1988), mais tarde WALLACE e CLUM, 1938 relataram temperaturas

das folhas inferiores à temperatura ambiente em 7°C. Contudo, estes resultados não foram universalmente aceites. Durante parte do século XX, reinou a controvérsia sobre se as folhas das plantas poderiam ter uma temperatura mais baixa que a verificada no ar circundante. A partir da década de 70, no século XX, com o desenvolvimento dos termómetros de infravermelhos (TIV) passou a ser possível medir a temperatura de grupos de folhas.

Os termómetros de infravermelhos (TIV) tornaram-se pequenos e portáteis, permitindo uma fácil utilização no campo e a possibilidade de medir a temperatura do solo e das plantas. O trabalho de EHRLER, 1973 (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1988) mostrou conclusivamente que as temperaturas das folhas podem ser inferiores e superiores à temperatura do ar, e, que de facto, eram função da pressão de saturação de vapor do ar.

Uma importante consequência do fecho estomático, quando as plantas se encontram sujeitas ao défice hídrico, é o facto da dissipação de energia decrescer, o que leva a que a temperatura das folhas aumente, surgindo então a ideia de usar a temperatura das folhas e do copado como indicador de *stress* hídrico na planta (TANNER, 1963; GATES, 1964; WIEGAN e NAMKEN, 1966 e EHLER, 1973 citados por IDSO *et al.*, 1978; IDSO *et al.*, 1981 citado por IDSO, 1982; JACKSON *et al.*, 1981; WALKER E HATFIELD, 1983).

O uso da temperatura do copado para detectar o *stress* hídrico nas plantas baseia-se no pressuposto de que à medida que a água se torna limitante, a transpiração da planta é reduzida e, por conseguinte a temperatura das folhas aumenta (IDSO, 1982; JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1988). É neste contexto que o uso do TIV ganha propriedade, dado que em sistemas agrícolas, o calendário de rega baseia-se no balanço hidrológico, mas existe cada vez mais interesse no uso de métodos que dependam da resposta da planta ao défice hídrico. E a taxa de crescimento e o fecho estomático são as respostas das plantas que mais sensíveis são ao défice hídrico (JONES, 1999).

Apesar de ser possível medir a condutância e/ou resistência estomática com o porómetro, a amostragem da população de folhas num campo de cultura fazem com que o seu uso para determinação da necessidade hídrica e/ou rega seja restrito (JONES, 1999). A utilização do TIV como instrumento para aferir o *stress* hídrico foi explorado por IDSO *et al.*, 1977 elaborando o conceito de grau de *stress* diário (SDD – *stress degree day*), com o qual a relação entre a temperatura da cultura  $T_c$  e a temperatura do ar  $T_a$  ( $T_c - T_a$ ) permitia aferir se a cultura se encontrava com disponibilidade hídrica ( $T_c - T_a < 0$ ) ou em *stress*

$(T_c - T_a) > 0$ . Contudo, em alguns estudos, esta abordagem revelou-se insuficiente mediante as variações microclimáticas significativas de natureza temporal ou espacial (GARDNER, 1979 e WALKER, 1980 citados por IDSO, 1982).

Assim IDSO *et al.*, 1981 (citado por IDSO, 1982; JACKSON *et al.*, 1988) e JACKSON *et al.*, 1981, desenvolveram um novo índice de *stress* hídrico, conhecido por “*Crop Water Stress Index*”, CWSI, através da relação entre a diferença de temperatura da planta com o ar e o défice de pressão de saturação, que essencialmente normaliza o parâmetro para a variabilidade ambiental do SDD (*stress degree day*) (IDSO, 1982).

O CWSI foi inicialmente proposto sob duas formas, uma empírica (IDSO *et al.*, 1981, citado por JACKSON *et al.*, 1988) e uma teórica (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1988) e mais recentemente existe também uma nova abordagem teórica proposta por ALVES & PEREIRA, 2000.

IDSO *et al.*, 1981, (citado por JACKSON *et al.*, 1988) apresentou um método empírico para quantificar o *stress* hídrico nas culturas, o CWSI, necessitando para tal determinar dois limites, o superior ou máximo e o inferior ou mínimo, i.e. as “linhas baliza”. O limite inferior, ou “linha baliza sem *stress*” (“*non-water-stress baseline*” - NWSB) da cultura, corresponde à diferença de temperatura das folhas e o ar quando a cultura está a transpirar à taxa potencial. De igual forma, a linha de baliza superior, consiste na temperatura máxima suportada pelas folhas da cultura, quando esta não está a transpirar, contudo, o método de determinar esta linha baliza não é direto.

A temperatura do copado é determinada pelo seu estado hídrico e pelas condições meteorológicas do ambiente. O CWSI combina estes fatores e permite medir o *stress* hídrico da planta (JACKSON *et al.*, 1988).

A forma empírica do CWSI foi a que obteve mais atenção por parte da literatura devido à sua simplicidade e ao facto de requerer apenas 3 variáveis, a temperatura da cultura, a temperatura do ar e o défice de pressão de saturação. Recebeu também, pelo mesmo motivo algumas críticas, devido à incapacidade do índice de quantificar alterações de temperatura devido à radiação, velocidade do vento, rugosidade aerodinâmica da cultura e a estimativa do limite superior de temperatura ser ambígua, constatando-se também que as linhas baliza determinadas no período quente diferiam das estimadas em período frio (WALKER E HATFILED, 1983; BUCKS *et al.*, 1985 citados por JACKSON *et al.*, 1988).

O método teórico surgiu pouco depois do método empírico (JACKSON *et al.*, 1981 citado por JACKSON *et al.*, 1988). No método teórico, a determinação do CWSI necessita, para além da temperatura e do défice de pressão de saturação, das variáveis radiação, velocidade do vento e rugosidade aerodinâmica. O modelo teórico do CWSI baseia-se no balanço de energia da superfície, i.e.,

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (25)$$

onde,  $R_n$  é a radiação líquida ( $Wm^{-2}$ ),  $G$  é o fluxo de calor para a superfície ( $Wm^{-2}$ ),  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ), e  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ). Os termos  $H$  e  $\lambda E$  podem ser expressos (MONTEITH, 1973, citado por JACKSON *et al.*, 1981):

$$H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a \quad (26)$$

$$\lambda E = \rho C_p (e_c^* - e_a) / [\gamma (r_a + r_s)] \quad (27)$$

onde,  $\rho$  é a densidade do ar ( $kg\ m^{-3}$ ),  $C_p$  é a capacidade calorífica do ar ( $J\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ ),  $T_c$  a temperatura do copado ( $^\circ C$ ),  $T_a$  a temperatura do ar ( $^\circ C$ ),  $e_c^*$  a pressão de saturação do ar (Pa) à  $T_c$ , e  $e_a$  é a pressão de vapor do ar (Pa),  $\gamma$  a constante psicrométrica (Pa  $^\circ C$ ),  $r_a$  a resistência aerodinâmica,  $r_s$  a resistência do copado ( $s\ m^{-1}$ ) (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1988; JONES, 1999).

Os instrumentos de eleição para determinar o CWSI são os TIV, devido à sua portabilidade e ao fato de se poderem posicionar de forma a abrangerem apenas a vegetação, desta forma a radiação recebida pelo radiómetro provém largamente da vegetação, assumindo-se portanto, que se trata da temperatura do copado.

Um dos pressupostos consiste no fato da resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) representar adequadamente a resistência ao transporte turbulento do calor ( $r_{ah}$ ), vapor de água ( $r_{av}$ ) e *momentum*. Teoricamente os processos de transporte de escalares (i.e. calor, vapor de água,  $CO_2$ , etc.) diferem da transferência de momento nas superfícies de vegetação (THOM, 1962 citado por JACKSON *et al.*, 1988), contudo, MONTEITH, 1973 (citado por JACKSON *et al.*, 1988) mostrou que para um copado preenchido, a diferença entre  $r_a$  e  $r_{ah}$  é relativamente pequena (BRUTSAERT, 1982 citado por JACKSON *et al.*, 1988).

Combinando as equações (26) e (27) e definindo  $\Delta$  como a curva da relação da pressão de saturação de vapor e temperatura, i.e.,  $\Delta = (e_c^* - e_a) / (T_c - T_a)$ , com unidades de  $Pa\ ^\circ C^{-1}$ , obtemos (JACKSON *et al.*, 1981 e JACKSON *et al.*, 1988):

$$T_c - T_a = \frac{r_a (R_n - G)}{\rho C_p} \cdot \frac{\gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} - \frac{e_{a^*} - e_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (28)$$

Que relaciona a diferença de temperaturas entre o copado e o ar com o déficit de pressão de saturação do ar ( $e_{a^*} - e_a$ ), a radiação líquida, e as resistências aerodinâmica e da cultura.

O limite superior (ul) de  $T_c - T_a$  pode ser determinado se considerarmos um aumento da resistência do copado sem limite, i.e.  $r_s \rightarrow \infty$ , e então a equação (28) ficará,

$$(T_c - T_a)_{ul} = r_a (R_n - G) / \rho C_p \quad (29)$$

Quando a cultura não está a transpirar.

O limite inferior (il), pode ser determinado quando  $r_s = 0$  na equação (28),

$$(T_c - T_a)_{il} = \frac{r_a (R_n - G)}{\rho C_p} \cdot \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} - \frac{e_{a^*} - e_a}{\Delta + \gamma} \quad (30)$$

O que corresponde ao caso da cultura atuar como uma superfície livre de água. O limite inferior é uma linha que se estende da interceção em que  $(e_{a^*} - e_a) = 0$  (ar saturado) até ao valor de  $(e_{a^*} - e_a) = e_{a^*}$  (ar completamente seco) (JACKSON *et al.*, 1981). Assumindo-se que as resistências aerodinâmicas das equações (29) e (30) são as mesmas, (o que não é exatamente válido) (CHOUDHURY *et al.*, 1986 citado por JACKSON *et al.*, 1988).

Teoricamente, as equações (29) e (30) traduzem os limites que envolvem as diferenças de temperatura entre o ar e o copado. Contudo, a diferença de temperatura no caso da cultura com plena disponibilidade hídrica será superior ao limite inferior, uma vez que a maioria das culturas exibe alguma resistência, mesmo no caso em que a água não é limitante. Para estas culturas, o limite inferior deverá ser modificado substituindo  $\gamma$  na equação (30) com  $\gamma^* = \gamma(1 + r_{cp}/r_a)$ , onde  $r_{cp}$  é a resistência do copado à transpiração potencial.

$$(T_c - T_a)_{il} = \frac{r_a (R_n - G)}{\rho C_p} \cdot \frac{\gamma(1 + r_{cp}/r_a)}{\Delta + \gamma(1 + r_{cp}/r_a)} - \frac{DPV}{\Delta + \gamma(1 + r_{cp}/r_a)} \quad (31)$$

O CWSI pode ser definido:

$$CWSI = \frac{(T_c - T_a) - (T_c - T_a)_{il}}{(T_c - T_a)_{ul} - (T_c - T_a)_{il}} \quad (32)$$

onde,  $(T_c - T_a)$  corresponde à medição da diferença de temperatura. O objetivo dos limites superior e inferior é criar limites entre os quais as medições de temperatura podem ser normalizados. O limite superior  $(T_c - T_a)_{ul}$  representa uma diferença de temperatura fictícia que ocorreria se o copado fosse instantaneamente dissecado. Isto é, que toda a água lhe fosse retirada sem alteração da arquitetura do copado. O limite inferior  $(T_c - T_a)_{il}$  representa a diferença de temperatura fictícia, que seria obtida se a cultura estivesse em situação de plena disponibilidade de água e sem inibições internas à transpiração, a não ser a da  $r_{cp}$ . Nestas condições a temperatura do copado estaria no seu mínimo para aquelas condições ambientais.

A radiação e a velocidade do vento afetam a diferença de temperatura  $(T_c - T_a)$  na altura da medição (JACKSON *et al.*, 1988). Os limites, superior e inferior devem ser calculados para as mesmas condições que existem na altura de medição. Esta é a maior diferença entre o método empírico e o método teórico, no empírico assume-se que os limites, superior e inferior, são constantes (JACKSON *et al.*, 1988).

A resistência aerodinâmica,  $r_a$ , pode ser calculada pela equação (17) ALLEN *et al.*, 1998). Está limitada a condições de neutralidade<sup>28</sup> e assume valores excessivamente elevados para baixas velocidades do vento, uma vez que quando a velocidade do vento tende para 0, ( $uz \rightarrow 0$ ) a resistência aerodinâmica  $r_a \rightarrow \infty$ , o que levaria a que  $(T_c - T_a) \rightarrow \infty$ , um resultado irrealista.

No modelo teórico proposto por ALVES & PEREIRA, 2000, a linha baliza inferior é determinada a partir do modelo de JACKSON *et al.*, 1981 mas considerando que a temperatura da cultura em situação de transpiração potencial é igual à temperatura do termómetro molhado (YUAN *et al.*, 2004).

O CWSI é sem dúvida o índice de *stress* hídrico mais usado em plantas cultivares, devido aos bons resultados obtidos e á acessibilidade permitida pelo TIV.

As dificuldades deste método residem no facto de a diferença de temperatura entre o copado e o ar poder ser influenciada por diversos fatores, tais como a pressão de vapor do ar, a radiação e o vento, além do estado hídrico da planta, e de não ser muito sensível na deteção de um défice hídrico moderado (HSIAO, 1990 citado por PAÇO, 2003). Para os cobertos lenhosos, dada a maior turbulência existente e, conseqüentemente, a

---

<sup>28</sup> Em condições de não-neutralidade  $r_a$  é uma função não-linear da temperatura (JACKSON *et al.*, 1988)

maior instabilidade de temperaturas, há naturalmente um agravamento destas limitações (FERREIRA, 1996 citado por PAÇO, 2003). O CWSI tem sido raramente usado em árvores.

Contudo, mesmo que não usado diretamente como índice de *stress* hídrico em culturas lenhosas, proporciona uma referência à deficiência hídrica relativa à ETP.

Para além do CWSI, existem outros métodos utilizados na deteção de *stress* hídrico, como a cavitação e a redução do diâmetro do tronco, no entanto o CWSI e o TIV possibilitam inferir o estado hídrico de uma determinada área florestal remotamente.

A cavitação é um exemplo de um potencial indicador do estado hídrico das plantas. Quando a planta se encontra submetida a um défice hídrico, a tensão da água no interior do xilema é elevada e pode ocorrer uma rutura no fluxo, formando-se cavidades ocupadas por ar ou vapor que se expandem, ocupando progressivamente o interior dos vasos e bloqueando o transporte (HSIAO, 1990 citado por PAÇO, 2003). O som que o fenómeno de cavitação provoca pode ser captado, sendo a intensidade do fenómeno tanto maior quanto maior o défice hídrico e, conseqüentemente, maior a tensão no xilema. A dificuldade em usar esta técnica reside no facto de poder ocorrer cavitação em vários tecidos em simultâneo, não apenas no xilema, o que torna difícil a deteção isolada dos sons provenientes deste tecido (JONES, 1992; PAÇO, 2003).

A redução de diâmetro do tronco é um indicador de défice hídrico com potencial interesse, para cobertos lenhosos, consiste na avaliação da variação do diâmetro do tronco através de sensores micromorfométricos (PAÇO, 2003). O diâmetro do tronco apresenta oscilações circadianas, atingindo um valor máximo imediatamente antes do pôr-do-sol e um mínimo durante a tarde. A diferença diária entre o diâmetro máximo e mínimo é designada por *MDS* (*maximum daily shrinkage*) (AMÉGLIO & CRUIZIAT, 1992; HUGUET *et al.*, 1992; GÉNARD & HUGUET, 1996; COHEN *et al.*, 1997 citados por PAÇO, 2003).

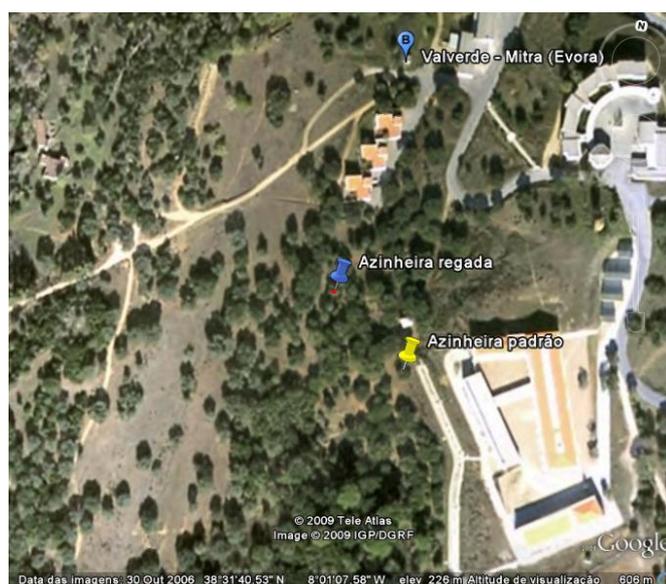
A informação recolhida pode ser tratada em termos relativos, utilizando a razão entre a *MDS* de árvores submetidas a *stress* hídrico e a *MDS* de plantas em conforto hídrico (*RDTS* – *relative daily trunk shrinkage*) (FERREIRA *et al.*, 1996 citado por PAÇO, 2003).

## 5. MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo são descritos os materiais e métodos utilizados no desenvolvimento do trabalho experimental no qual se baseou este estudo. Os materiais utilizados compreendem todo o equipamento necessário à monitorização bioclimática (parâmetros meteorológicos, edáficos e biológicos controlados ao nível da copa das árvores), na área circunscritas às árvores em estudo.

### 5.1 LOCALIZAÇÃO DO ESTUDO

O projeto teve lugar no campo experimental da Herdade da Mitra, situada a  $08^{\circ} 01'$  de longitude W e a  $38^{\circ} 32'$  de latitude N no distrito e concelho de Évora, a aproximadamente 13 km desta cidade.



**Figura 6** - Vista satélite do local de estudo (extraída do Google earth, 2007)

A Herdade tem uma área de 268 ha, e apresenta um coberto florestal predominantemente constituído por montado de sobro e azinho (com predominância da azinheira), um pinhal e um olival.

## 5.2 CARACTERIZAÇÃO EDÁFICA

### 5.2.1 LITOLOGIA E GÉNESE PEDOLÓGICA

O substrato litológico dos solos da parcela experimental enquadra-se no complexo de Litossolos dos Climas de Regime Xérico de Gnaisses e de Solos Litólicos Não Húmicos Pouco Insaturados Normais de Gnaisses (NUNES, 1998).

São solos pouco evoluídos de perfil AC ou A B C, sem horizonte A<sub>1</sub> húmico, formados a partir de rochas não calcárias, de grande representação a sul do rio Tejo [7]. O solo da área em estudo pertence à família Pg, sendo um solo Litólico não Húmico de granitos ou rochas afins (Pg), cujos horizontes pedológicos se caracterizam:

*Horizonte Ap - 15 a 25 cm; pardo, pardo-pálido, pardo-claro ou pardo-amarelado; arenoso; sem agregados; solto; pH 4,5 a 5,5. Transição gradual para,*

*Horizonte AC ou B - 10 a 40 cm; idêntico ao anterior mas ligeiramente mais claro. Transição gradual para,*

*Horizonte C - Material originário de cor mais clara do que a da camada superior (em regra pardo-claro), de espessura superior a 10 cm, arenoso ou franco-arenoso e com alguns fragmentos de rocha em meteorização; com a profundidade tornam-se cada vez mais evidentes os componentes minerais da rocha-mãe, que é um granito ou uma rocha afim.*

Os Solos Litólicos Não Húmicos são quase sempre de textura ligeira resultante da natureza de material originário ou da sua relativamente reduzida alteração. Também o seu teor orgânico é bastante reduzido, poucas vezes excedendo 1 % [7].

Na sua caracterização físico-química, estes solos apresentam normalmente, relações C/N baixas, indicadoras de uma decomposição rápida. Os valores do ferro livre não são, no geral, elevados; aumentam, porém, com a profundidade, o que mostra haver uma certa lavagem para as camadas inferiores. Na realidade muitos destes solos revelam alguns sintomas de podzolização [7].

A capacidade de troca catiónica é baixa, raramente excedendo 10 m.e./100g, sobretudo devido à falta de colóides minerais. O catião dominante é o cálcio. Nalguns solos

o teor de magnésio é muito baixo, reduzindo-se até a vestígios (Par, Pg, Pgn e Vts); Os valores de potássio de troca, com algumas exceções, parecem medianos, os de sódio são quase sempre elevados. O grau de saturação oscila entre 50 e 100% e o pH indica acidez moderada ou neutralidade. A ideia até certo ponto generalizada da grande acidez de muitos dos solos de textura ligeira do Sul do País não é assim confirmada [Z].

A expansibilidade destes solos é muito baixa ou nula e a permeabilidade é muito rápida. O cálculo da água disponível nos primeiros 50 cm de solo, [Z], revela que uma quantidade entre 65 mm e 120 mm de água pode ser utilizada pelas plantas, o que indica uma elevada capacidade utilizável, devido aos baixos valores a pF 4,2.

### 5.2.2 CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

A mancha de solos da área em estudo encontra-se descrita na Carta de Solos de Portugal escala 1: 50 000, folha 40-A, com textura do tipo franco-arenoso (diagrama de texturas de M. PEREIRA GOMES & A. ANTUNES da SILVA (BOTELHO da COSTA, 1995).

No âmbito deste estudo realizaram-se análises de solo nas proximidades das azinheiras (ver quadro 5, 6 e 7).

**Quadro 5 – Caracterização do solo**

<i>Areia Grossa (%)</i>	<i>Areia Fina (%)</i>	<i>Limo (%)</i>	<i>Argila (%)</i>	<i>Matéria Orgânica (%)</i>	<i>Pedregosidade<sup>29</sup> (%)</i>	<i>Dap</i>	<i>pH<sup>30</sup>(H<sub>2</sub>O)</i>	<i>pH (KCl)</i>
40.5	36.1	10.6	12.8	1.74 – 1.77	2	1.18	6.94	6.25

**Quadro 6 – Capacidade de armazenamento de água do solo**

<i>% pF 0.4</i>	<i>% pF 2</i>	<i>%pF 2.5</i>	<i>% pF 4.2</i>	<i>Taxa de Infiltração<sup>31</sup> (mm/h)</i>
35	17.75	13.66	8.2	10.3

**Quadro 7 – Composição do solo - nutrientes principais assimiláveis e troca catiónica**

<i>Parâmetro</i>	<i>C(%)</i>	<i>N(%)</i>	<i>C/N</i>	<i>pH (H<sub>2</sub>O)</i>	<i>pH (KCl)</i>	<i>P (ppm)</i>	<i>N (ppm)</i>	<i>K (ppm)</i>	<i>C.T. (meq/100g)<sup>32</sup></i>
Solo	1.02	0.088	11.6	6.94	6.25	404	64	228	7.9

<i>Parâmetro</i>	<i>K (meq/100g)</i>	<i>Ca (meq/100g)</i>	<i>Mg (meq/100g)</i>	<i>Na (meq/100g)</i>	<i>GS (%)<sup>33</sup></i>
Solo	0.41 <sup>32</sup>	5.86 <sup>32</sup>	1.25 <sup>32</sup>	0.17 <sup>32</sup>	98

<sup>29</sup> A pedregosidade é reportada ao “top soil” – horizonte A; os outros parâmetros são reportados à terra fina

<sup>30</sup> O pH vem em unidades potenciométricas (Nerwst-Sörensen).

<sup>31</sup> A taxa de infiltração é reportada ao “top soil” – horizonte A; os outros parâmetros são reportados à terra fina

<sup>32</sup> na terra fina

<sup>33</sup> GS Grau de saturação em catiões básicos

Em relação à capacidade de armazenamento de água no solo a % pF0.4 corresponde ao estado de saturação do solo, a % pF 2 ao solo na capacidade de campo e a % pF4.2 ao coeficiente de emurchecimento.

### 5.3 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

O clima é mediterrânico, na classificação de Köppen do tipo Csb, com verão quente e seco. Na região em estudo, a média de precipitação para o período de 30 anos 1951-1980 foi de 665 mm por ano (90% dos quais ocorrem do outono até à primavera), a evaporação numa superfície livre de água é de 1750 mm por ano (INMG, 1991), a temperatura média anual é de 15°C, com média de 8.6°C em janeiro e de 23.1°C em agosto. Durante o período experimental, que decorreu de setembro de 2001 a setembro de 2002, a precipitação total foi de 825,5 mm. O total de precipitação de 2001 foi de 759 mm e em 2002 de 717.8 mm sendo portanto, a média de precipitação anual dos dois anos 10% superior à média do período 1950-1980.

### 5.4 CARACTERIZAÇÃO ESPECÍFICA DAS AZINHEIRAS

O ensaio decorreu durante um ano, de setembro de 2001 a agosto de 2002, num montado de sobro e azinho com uma densidade arbórea de cerca de 40 árvores/ha localizado na herdade da Mitra, polo da Universidade de Évora.

Neste montado, foram selecionadas duas azinheiras com base no grau de isolamento relativamente ao restante montado e que estivessem relativamente perto uma da outra, de forma a facilitar as medições a efetuar.

#### 5.4.1 AZINHEIRA REGADA

A seleção da azinheira para rega deveu-se sobretudo à planimetria geral do terreno, à distância ao acesso do ponto de água e ao grau de isolamento relativamente às outras árvores (ver figura 7).

A azinheira selecionada para rega, encontra-se a 226 metros de elevação (z) relativamente ao nível médio do mar, com as coordenadas 38° 31' 40,69" N e 8° 01' 07,87" W, (ver figura 7).



**Figura 7** – Azinheira regada

A azinheira regada tem 0,8 metros de Diâmetro à Altura do Peito (DAP) e uma altura (h) de 5,67 metros. A altura das azinheiras foi estimada através do comprimento das suas sombras projetadas no solo (MONTEITH & UNSWORTH, 1998) e da determinação do ângulo e elevação do sol ( $\theta$ ) no dia e hora em que foram efetuadas as medições das respectivas sombras projetadas (ALLEN *et al.*, 1998; SILVA, 2006). Tendo em conta que através da tangente desse ângulo, juntamente com o comprimento da sombra (c), poderíamos estimar a altura das árvores.

Para determinar o valor de ( $\theta$ ) necessitamos, no entanto, de calcular:

- a) O ângulo de declinação do sol ( $\delta$ ) (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\delta = 0,409 \text{ sen}[2\pi(J)/365 - 1,39], \quad (33)$$

Sendo J o número do dia do ano, neste caso igual a 184.

Este ângulo, ( $\delta$ ), o ângulo de declinação do sol, depende do movimento de rotação e translação da terra, (solstícios ou equinócios), que fazem a terra estar mais ou menos perpendicular aos raios solares;

b) o ângulo zenital do sol ( $\Psi$ ) (SILVA, 2006). Para o cálculo de ( $\Psi$ ), calculamos o cosseno ( $\Psi$ ), [e posteriormente através da função arccosseno ficamos a conhecer o valor de ( $\Psi$ )]:

$$\cos (\Psi) = \cos (\varphi) \cos (\delta) \cos (\eta) + \operatorname{sen} (\varphi) \operatorname{sen} (\delta) \quad (34)$$

Sendo ( $\varphi$ ), a latitude e ( $\eta$ ) o ângulo horário (SCHOFFELL & VOLPE, 2001).

c) conhecido ( $\Psi$ ), ( $\theta$ ) é obtido através da relação ( $\theta$ ) = 90 - ( $\Psi$ ) (SILVA, 2006).

$$(\theta) = 90 - (\Psi) \quad (35)$$

d) E por sua vez, a  $\operatorname{tg} (\theta)$  = altura da azinheira (h)/comprimento da sombra (c),

$$\operatorname{tg} (\theta) = h/c \quad (36)$$

#### 5.4.2 AZINHEIRA PADRÃO

A azinheira selecionada como padrão, (ver figura 8), está a 228 metros de elevação (z), e a 38° 31' 39,25" N de latitude e a 8° 01' 05,71" W de longitude. Têm um DAP de 1,20 m e altura (h) igual a 6,80 metros, tendo sido a altura determinada também pelo método da projeção da sombra no solo (MONTEITH & UNSWORTH, 1998) e da determinação do ângulo e elevação do sol ( $\theta$ ) no dia e hora em que foram efetuadas as medições das sombras (ALLEN *et al.*, 1998; SILVA, 2006; SCHOFFELL & VOLPE, 2001), tal como descrito acima para a azinheira regada.



**Figura 8** – Azinheira padrão

#### 5.4.3 ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR LAI

O índice de área foliar, LAI, é uma variável adimensional, definido como a área total, considerando uma face do tecido fotossintético da folha, por unidade de superfície de solo (WATSON, 1948, citado em JONCKHEERE *et al.*, 2004).

Neste trabalho assumimos a definição de LAI proposta por MONTEITH & UNSWORTH, 1990, que o definiram, como o rácio da projeção da área superficial da folha ou folhas na superfície do solo, tendo em consideração apenas uma face das folhas. Tanto a superfície do solo como a das folhas são expressos em (m<sup>2</sup>), e portanto o LAI é adimensional, e mede a cobertura proporcionada pelas folhas.

Assumimos, para melhor análise, a forma geométrica de uma esfera para ambas azinheiras.

Utilizamos por conseguinte a área de projeção das sombras e a área da esfera correspondente, para calcularmos o LAI de cada uma das azinheiras. O padrão de inclinação das folhas na copa foi também assumido com distribuição esférica, onde os dois lados da folha poderão ser iluminados (MONTEITH & UNSWORTH, 1990), facto que aliás foi observado no campo de ensaios.

A maioria das folhas da azinheira e do sobreiro encontram-se distribuídas numa camada periférica da copa, com espessura relativamente reduzida, onde praticamente

todas as folhas estão expostas às condições abióticas (PEREIRA, 2009), nomeadamente à radiação e por conseguinte, a projecção da sombra permitirá uma boa estimativa do LAI.

A seleção deste método, para estimar o LAI, deveu-se ao facto de não termos tido orçamento para os sistemas de digitalização, hoje mais usados. A utilização de um método directo envolveria o abate das árvores e por conseguinte, além de dispendioso não seria opção.

Outra abordagem seria considerar a copa da azinheira como uma semiesfera de eixo sensivelmente vertical. A área da semiesfera é o dobro da área do círculo, que é a sua projecção horizontal, assim, assumindo uma distribuição “ideal” das folhas, o LAI efetivo teria o valor de 2, que é um valor próximo do valor por nós obtido.

O método por nós usado poderá ter levado a uma sobrestimação do valor de LAI, contudo os valores por nós estimados (ver quadro 8 e 9), parecem estar em uniformidade com os aferidos através de métodos directos, para a mesma espécie na mesma região e em povoamentos de idade semelhante por David *et al.*, 2004, e também com os aferidos por LHOMME *et al.*, 2001 em povoamentos de *Q. ilex.*, em Puechabon, França.

#### 5.4.3.1 Cálculo do Índice de Área Foliar LAI – Azinheira regada

O cálculo do índice da área foliar (LAI) baseou-se, na definição desenvolvida por MONTEITH & UNSWORTH, 1990, como já referido, assumindo para a azinheira, a forma que melhor se lhe aproxima, neste caso a forma geométrica esférica. No quadro 8 disponibilizamos os valores encontrados para cada uma das variáveis que levaram à estimativa do LAI.

Todos os ângulos calculados para determinação do ângulo de declinação solar ( $\theta$ ) estão em radianos, por maior facilidade. Para a determinação da área da sombra projetada ( $A_s$ ) em árvores de copa esférica a formula usada foi (MONTEITH & UNSWORTH, 1990; SILVA, 2006):

$$A_s = \pi r^2 / \sin \theta \quad (37)$$

onde,  $A_s$  é a área da sombra projetada,  $r$  é o raio da copa (m).

O comprimento da sombra é:

$$c = 2r / \sin \theta \quad (38)$$

O valor de  $c$  foi medido pela projeção das sombras, permitindo através inversão da fórmula o cálculo direto de  $r$  (raio).

**Quadro 8** – Índice de área foliar LAI azinheira regada

Azinheira regada	$\theta$ (rad)	sen ( $\theta$ ) (rad)	tg ( $\theta$ )	$c$ (m)	$h$ (m)	$r$ (m)	$As$	$A$	LAI
	0,647218	0,6029690	0,75	7,5	5,66	2,26	26,64	64,25	2,412

#### 5.4.3.2 Cálculo do Índice de Área Foliar LAI – Azinheira padrão

A estimativa do valor do LAI para a azinheira padrão, foi estabelecido da mesma forma que a referida para a azinheira regada. No quadro 9 constam os valores das variáveis que permitiram esse cálculo, usando para tal, as formulas também já descritas anteriormente para a azinheira regada.

**Quadro 9** – Índice de área foliar LAI azinheira padrão

Azinheira padrão	$\theta$ (rad)	sen ( $\theta$ ) (rad)	tg ( $\theta$ )	$c$ (m)	$h$ (m)	$r$ (m)	$As$	$A$	LAI
	0,647217	0,6029689	0,75	9,0	6,80	2,71	38,36	92,52	2,411

## 5.5 CALCULO EVAPOTRANSPIRAÇÃO REFERÊNCIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DAS AZINHEIRAS

Neste ensaio usamos o modelo de PENMAN-MONTEITH para estimar as necessidades hídricas da azinheira.

Diferentes aproximações do modelo de PENMAN-MONTEITH têm sido usadas para estimar a transpiração em árvores isoladas, uma vez que é um modelo unidimensional, ou “*big leaf*”. Uma das propostas é considerar a “*big leaf*” dividida proporcionalmente assumindo que uma fração da área das folhas está uniformemente iluminada e recebe o total da radiação líquida e outra fração está à sombra e recebe apenas radiação difusa, com a velocidade do vento, temperatura do ar e pressão do vapor medidos numa posição correspondente ao meio da copa (GREEN, 1993; GREEN & MCNAUGHTON, 1997; GREEN *et al.*, 2003 citados por PEREIRA *et al.*, 2006).

Outra proposta é assumir que o copado da árvore absorve a mesma quantidade de radiação que uma superfície plana horizontal equivalente à área que o copado projeta no solo, medindo-se a radiação líquida com um único sensor imediatamente acima da árvore e multiplicando o déficit de pressão de vapor pela área da área foliar do copado (CASPARI *et al.*, 1993 citado por PEREIRA *et al.*, 2006).

A terceira aproximação combina medições dos elementos meteorológicos obtidos a partir de uma estação meteorológica mais próxima do local com medições da resistência estomática das folhas (EDWARDS & WARWICK, 1984; ZHANG *et al.*, 1997 citados por PEREIRA *et al.*, 2006). Para ZHANG *et al.*, 1997 citados por PEREIRA *et al.*, 2006 a radiação líquida por unidade de área da folha assume-se como igual a 50% da radiação líquida de uma superfície de relva, sendo o resultado da equação de PM multiplicado pela área foliar do copado. Para EDWARDS & WARWICK, 1984, (citados por PEREIRA *et al.*, 2006) a radiação líquida incidente no copado é igual à radiação líquida incidente num relvado multiplicada pela área foliar do copado.

As comparações dos resultados obtidos por estas aproximações com o modelo de PM e medições por fluxo de seiva deram resultados satisfatórios (PEREIRA *et al.*, 2006).

Neste ensaio combinamos medições dos elementos meteorológicos obtidos a partir de uma estação meteorológica mais próxima do local com medições da resistência estomática das folhas. Como a maioria das folhas da azinheira se encontra distribuída numa camada periférica da copa, com uma espessura relativamente reduzida, assumimos que praticamente todas as folhas ficarão expostas à radiação líquida.

Neste ensaio a caracterização da necessidade hídrica é realizada com uma base mensal. A evapotranspiração potencial (ETP) correspondente à azinheira regada e a evapotranspiração real ou actual (ETR) da azinheira padrão são estimadas através dos valores de transpiração, por nós aferidos com a equação de PENMAN-MONTEITH, corrigidos com a perda por interceptação,  $I_c$ , esta obtida recorrendo à taxa determinada por DAVID, 2002, em *Quercus rotundifolia* num montado na mesma área geográfica deste ensaio, pelo que julgamos que o erro cometido será pequeno.

DAVID, 2002, estimou  $I_c$  em cerca de 28% da evapotranspiração e em cerca de 20,7% da precipitação bruta no inverno, em 43,1% no outono, 33,6% na primavera e em 2,6% no verão, em *Quercus rotundifolia* num montado na mesma área geográfica deste ensaio.

O cálculo da evapotranspiração de referência (equação 16) foi realizado de acordo com a equação de PENMAN-MONTEITH que consta no paper 56 da FAO (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\lambda ET_0 = \frac{\Delta(Rn-G) + \rho C_p \frac{(es-ea)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (16)$$

Na evapotranspiração de referência, usaram-se os parâmetros de ambas azinheiras, i.e., efetuaram-se os cálculos para duas evapotranspirações de referência, a primeira com a altimetria e latitude da azinheira regada e a segunda com os parâmetros, altimetria e latitude correspondentes à azinheira padrão.

Assim, poderíamos estabelecer se necessário a comparação individual de cada azinheira com a evapotranspiração de referência tendo por base exatamente os mesmos parâmetros.

A evapotranspiração foi estimada, corrigindo com a taxa da perda por interceptação,  $I_c$ , o valor da transpiração das azinheiras determinada com base na equação de PENMAN-MONTEITH (ALLEN *et al.*, 1998), usando para tal os valores de  $r_s$  e  $r_a$  calculados para cada uma das azinheiras:

$$\lambda ET = [\Delta (Rn - G) + \rho c_p (es - ea)/r_a] / \Delta + \gamma (1 + r_s/r_a) \quad (39)$$

Onde,  $Rn$  é a radiação líquida,  $G$  é o fluxo de calor do solo,  $(es - ea)$  representam o déficit de pressão de vapor do ar,  $\rho$  é a densidade média do ar a pressão constante,  $c_p$  é o calor específico do ar,  $\Delta$  representa o declive da curva da relação entre a pressão de saturação de vapor e a temperatura,  $\gamma$  é a constante psicrométrica, e  $r_s$  e  $r_a$  são as resistências de superfície e aerodinâmica respectivamente.

A maioria dos parâmetros é medida, ou calculada a partir de dados meteorológicos (ALLEN *et al.*, 1998) da estação meteorológica da Mitra.

A resistência superficial ( $r_s$ ) e aerodinâmica ( $r_a$ ) são específicas de cada azinheira.

Os valores de evapotranspiração das azinheiras são mensais, uma vez que não foi possível obter valores de resistência superficial diariamente nos meses em estudo, algumas vezes por não estarem reunidas as condições meteorológicas, outras por avarias do porómetro.

O cálculo da evapotranspiração de referência e das azinheiras foi efetuado com base nos valores e parâmetros meteorológicos diários, e também com os valores médios destes mesmos parâmetros para comparação com os valores obtidos de evapotranspiração nas azinheiras.

Segundo ALLEN *et al.*, 1998, o valor da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>), calculada com base nos valores médios mensais dos dados meteorológicos são muito semelhantes à média da ET<sub>0</sub> diária com valores calculados com as médias diárias dos parâmetros meteorológicos do mês em causa.

### 5.5.1 PARÂMETROS FÍSICOS E EDAFO-BIO-CLIMÁTICOS

Os métodos para calcular a evapotranspiração e a transpiração a partir de dados meteorológicos requerem vários parâmetros físicos e climatológicos. Parte desta informação é obtida diretamente nas estações meteorológicas, outros parâmetros estão relacionados com os dados medidos e podem ser derivados através de relação direta ou empírica com esses dados (ALLEN *et al.*, 1998). Os parâmetros biológicos, i.e., as resistências estomáticas foram aferidas diretamente.

#### 5.5.1.1 Parâmetros atmosféricos

##### 5.5.1.1.1 Pressão atmosférica

A pressão atmosférica ( $P_a$ ) foi calculada com a equação (ALLEN *et al.*, 1998):

$$P_a = 101,3 (293 - 0,0065 Z/293)^{5,26} \quad (41)$$

onde,  $P_a$  é a pressão atmosférica [kPa], e  $Z$  é a elevação acima do nível do mar [m].

##### 5.5.1.1.2 Calor latente de vaporização ( $\lambda$ )

O calor latente de vaporização ( $\lambda$ ), expressa a energia necessária para alterar do estado líquido para o gasoso uma unidade de massa de água, em pressão e temperatura constante. O valor do calor latente de vaporização varia como função da temperatura.

Quanto mais elevada for a temperatura, menos energia será requerida para a vaporização, quanto mais baixa for a temperatura mais energia será necessária. Como  $\lambda$  varia apenas ligeiramente dentro de limites normais de temperatura, a simplificação da equação da FAO de PENMAN-MONTEITH considera um único valor de  $\lambda$  igual a 2,45 MJ kg<sup>-1</sup>, que é o valor desta variável para temperatura de cerca de 20°C (ALLEN *et al.*, 1998).

#### 5.5.1.1.3 Constante psicrométrica ( $\gamma$ )

A constante psicrométrica foi calculada pela equação (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\gamma = C_p P_a / \varepsilon \lambda = 0,655 \times 10^{-3} P_a \quad (42)$$

onde,  $\gamma$  é a constante psicrométrica [kPa °C<sup>-1</sup>],  $P_a$  é a pressão atmosférica [kPa],  $\lambda$  o calor latente de vaporização, 2,45 [MJ kg<sup>-1</sup>],  $C_p$  o calor específico a pressão constante 1,013 × 10<sup>-3</sup> [MJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>] e  $\varepsilon$  é o rácio entre o peso molecular do vapor de água e o ar seco (0,622).

O calor específico a pressão constante é a quantidade de energia requerida para aumentar a temperatura de uma massa de ar por um grau a pressão constante. Este valor depende da composição do ar, i.e., da sua humidade. Em condições atmosféricas médias o valor de  $C_p = 1,013 \times 10^{-3}$  [MJ kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>] pode ser usado (ALLEN *et al.*, 1998).

#### 5.5.1.1.4 Densidade atmosférica ( $\rho$ )

Considerando a lei dos gases ideais para a densidade atmosférica (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\rho = P_a / T_{kv} R \quad (43)$$

$$T_{kv} = 1,01 (T + 273) \quad (44)$$

Sendo,  $\rho$  a densidade atmosférica [kg m<sup>-3</sup>],  $T_{kv}$  a temperatura virtual [k], T a temperatura média do ar [°C], R é a constante específica dos gases ideais = 0, 287 [J kg<sup>-1</sup>k<sup>-1</sup>].

### 5.5.1.2 Temperatura do ar

No cálculo da ET<sub>0</sub> de referência diária a temperatura média do ar ( $T_{\text{média } ^\circ\text{C}}$ ) foi calculada a partir dos valores de temperatura máxima diária ( $T_{\text{max } ^\circ\text{C}}$ ) e temperatura mínima diária ( $T_{\text{min } ^\circ\text{C}}$ ), sendo estes valores obtidos pelo Centro Geofísica de Évora ([www.cge.uevora.pt](http://www.cge.uevora.pt)), estação meteorológica da Mitra, através da equação (ALLEN *et al.*, 1998):

$$T_{\text{ar}} = (T_{\text{max}} + T_{\text{min}})/2 \quad (45)$$

onde,  $T_{\text{ar}}$  é a temperatura média do ar [ $^\circ\text{C}$ ],  $T_{\text{max}}$ , é a temperatura máxima diária [ $^\circ\text{C}$ ],  $T_{\text{min}}$ , é a temperatura mínima diária [ $^\circ\text{C}$ ].

Para a transpiração das azinheiras e ET<sub>0</sub> mensal, a  $T_{\text{ar}}$  foi calculada, também através da equação (45), mas usando a média dos valores de  $T_{\text{max}}$  e  $T_{\text{min}}$  para cada mês em análise neste estudo (ALLEN *et al.*, 1998).

### 5.5.1.3 Humidade do ar

#### 5.5.1.3.1 Pressão de saturação de vapor

O vapor de água é um gás e como tal, contribui para a pressão atmosférica total. A quantidade de água no ar está diretamente relacionada com a pressão parcial exercida pelo vapor de água no ar e é por isso uma medida direta do conteúdo de água no ar (ALLEN *et al.*, 1998).

No momento em que é atingido um equilíbrio entre as moléculas de água que saem e retornam ao reservatório de água ou superfície evaporante diz-se que o ar se encontra saturado. E a correspondente pressão designa-se por pressão de saturação ( $e^\circ(T)$ ). O número de moléculas de água que podem ser armazenadas no ar depende da temperatura, quanto mais elevada esta for, maior será a capacidade de armazenamento do ar, e por conseguinte maior será a pressão de saturação de vapor. A relação entre a pressão de saturação de vapor e a temperatura é expressa (ALLEN *et al.*, 1998):

$$e^\circ(T) = 0,6108 \exp^{[17,27 T/T + 237,3]} \quad (46)$$

onde,  $e^{\circ}(T)$  é a pressão de saturação de vapor à temperatura do ar  $T$  [kPa],  $T$  é a temperatura do ar [°C],  $\exp$  é a base natural do logaritmo natural [2,7183...] elevado à potência.

Devido à não-linearidade da equação (46), dever-se-á preferencialmente usar a média da pressão de saturação ( $e_s$ ), para cálculos diários, semanais ou mensais, sendo esta a média entre, a pressão de saturação da temperatura máxima diária e a pressão de saturação da temperatura mínima diária (ALLEN *et al.*, 1998):

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \quad (47)$$

No cálculo da transpiração das azinheiras e da ET<sub>0</sub> mensal,  $e_s$  foi calculado com base na equação (47), mas com os valores médios mensais de  $T_{max}$  e  $T_{min}$  (ALLEN *et al.*, 1998).

#### 5.5.1.3.2 Declive da curva de saturação de vapor ( $\Delta$ )

O declive da curva de relação entre a pressão de saturação de vapor e a temperatura ( $\Delta$ ) é um parâmetro importante na descrição da vaporização e claro, nas equações de cálculo da transpiração e da evapotranspiração, a partir de dados climáticos, sendo calculado a partir da equação (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\Delta = 4098 [0,6108 \exp (17,27 T/T + 237,3)] / (T + 237,3)^2 \quad (48)$$

onde,  $\Delta$  é o declive da curva da pressão de saturação de vapor à temperatura  $T$  [kPa],  $T$  é a temperatura média do ar [°C] (com base na temperatura máxima e mínima, diárias, no caso da ET<sub>0</sub> diária, e mensais no caso da transpiração das azinheiras),  $\exp$  é a base natural do logaritmo natural [2,7183...] elevado à potência.

#### 5.5.1.3.3 Humidade Relativa (RH)

A humidade relativa foi medida pelo Centro Geofísica de Évora ([www.cge.uevora.pt](http://www.cge.uevora.pt)).

A humidade relativa (RH) expressa o grau de saturação do ar como o rácio entre a pressão atual de vapor ( $e_a$ ) e a pressão de saturação de vapor ( $e^\circ(T)$ ) à mesma temperatura (T), podendo ser expressa (ALLEN *et al.*, 1998):

$$RH = 100 e_a/e^\circ(T) \quad (49)$$

#### 5.5.1.3.4 Pressão atual de vapor ( $e_a$ )

A pressão de vapor atual ( $e_a$ ) é a pressão exercida pela água no ar. Quando o ar não está saturado, a pressão atual de vapor será menor que a pressão de saturação de vapor. Não é possível medir diretamente a pressão atual de vapor, sendo normalmente estimada a partir da humidade relativa do ar (RH) ou a partir da temperatura de orvalho ( $T_w$ ).

Neste estudo foi estimada a partir da humidade relativa (RH) média (ALLEN *et al.*, 1998):

$$e_a = RH \text{ média} / 100 [(e^\circ (T_{\max}) + e^\circ (T_{\min})) / 2] \quad (50)$$

#### 5.5.1.3.5 Déficit de Pressão de vapor ( $e_s - e_a$ ) DPV

A diferença entre a pressão de saturação de vapor e a pressão atual, num determinado intervalo de tempo, é designada por déficit de pressão de vapor ou déficit de saturação, DPV, e é um acurado indicador da capacidade evaporativa atual do ar (ALLEN *et al.*, 1998).

### 5.5.1.4 Radiação solar

A radiação potencial a atingir uma superfície evaporante é determinada pela sua localização e estação do ano. Devido a diferenças de posição do sol, a radiação potencial difere dependendo da latitude e das diferentes estações do ano. Depende também, da turbidez da atmosfera, da presença ou ausência de nuvens que refletem ou absorvem parte da radiação.

Para calcular a radiação líquida ( $R_n$ ) da equação de PENMAN-MONTEITH, necessitamos de calcular primeiro as suas componentes, i.e., a radiação de curto comprimento de onda, a radiação de longo comprimento de onda, radiação extraterrestre ( $R_a$ ).

#### 5.5.1.4.1 Radiação extraterrestre ( $R_a$ )

A radiação que atinge uma superfície perpendicular aos raios solares no topo da atmosfera, é designada por constante solar, com o valor de cerca de  $0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ . A intensidade da radiação no local é no entanto, determinada pelo ângulo entre a direção dos raios solares e a normal à superfície da atmosfera. Este ângulo varia durante o dia e será diferente consoante a latitude e a estação do ano.

A radiação solar recebida no topo da atmosfera terrestre numa superfície horizontal é chamada radiação solar extraterrestre ( $R_a$ ). Esta radiação é, portanto, função da latitude, data e hora do dia.

A  $R_a$  pode ser estimada, para cada dia do ano e para diferentes latitudes a partir da constante solar, da declinação do sol e do dia do ano.

O cálculo da radiação extraterrestre para períodos diários,  $R_a$ , foi efetuado com base no relatório 56 da FAO<sup>34</sup> (ALLEN *et al.* 1998):

$$R_a = 24(60)/\pi G_{sc} dr [ws \sin(\varphi) \text{seno}(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \text{sen}(ws)] \quad (51)$$

onde,  $R_a$  é a radiação extraterrestre [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ],  $G_{sc}$  é a constante solar ( $0,0820$ ) [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ],  $dr$  é o inverso da distância relativa entre o Sol e a Terra,  $ws$  é o ângulo horário ao pôr do sol [rad],  $\varphi$  é a latitude [rad] e  $\delta$  é o ângulo de declinação solar [rad].

Sendo  $dr$  dado pela equação:

$$dr = 1 + 0,033 \cos(2\pi (J)/365) \quad (52)$$

onde,  $J$  é o número do dia do ano entre 1 de Janeiro e 365 ou 366 (31 Dezembro).

---

<sup>34</sup> Algumas das fórmulas necessárias para o cálculo de  $R_a$  já foram anteriormente descritas no cálculo do LAI, repetem-se aqui para maior facilidade da leitura.

A declinação solar obtida pela equação:

$$\delta = 0,409 \text{ sen}[(2\pi (J)/365) - 1,39] \quad (53)$$

E o ângulo horário ao pôr-do-sol pela equação:

$$ws = \arccos[-\tan(\varphi)\tan(\delta)] \quad (54)$$

#### 5.5.1.4.2 Radiação solar ( $R_s$ )

A radiação solar foi medida pelo centro de Geofísica da Universidade de Évora, ([www.cge.uevora.pt](http://www.cge.uevora.pt)), na estação meteorológica da Mitra, cujos valores originais se encontram em  $\text{w/m}^2$ , os quais convertemos<sup>35</sup> em  $\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ .

Para o cálculo da evapotranspiração e transpiração mensal utilizámos o valor médio mensal da radiação medida (ALLEN *et al.*, 1998).

#### 5.5.1.4.3 Radiação solar em céu limpo ( $R_{so}$ )

Esta radiação é calculada para se conseguir obter a radiação de longo comprimento de onda, que por sua vez nos permite calcular a radiação solar líquida. Os valores de radiação em condições de céu limpo foram calculados a partir da formula específica indicada no relatório 56 da FAO (ALLEN *et al.*, 1998) para quando não existem os valores das variáveis  $a_s$  e  $b_s$  da fórmula de Angstrom, para a fração da radiação extraterrestre que atinge a superfície da terra em dias de céu limpo:

$$R_{so} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a \quad (55)^{36}$$

---

<sup>35</sup>  $1 \text{ w/m}^2 = 0,0864 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  (ALLEN *et al.*, 1998)

<sup>36</sup> Esta formula é a utilizada quando os valores de  $a_s$  e  $b_s$  não estão disponíveis, nem calibrados (ALLEN *et al.*, 1998), em que  $a_s$  é constante de regressão, que expressa a fracção de radiação extraterrestre que atinge a Terra em dias nublados ( $n=0$ ), e  $a_s + b_s$  fracção de radiação extraterrestre que atinge a Terra em dias de céu limpo ( $n=N$ ). Onde,  $n$  é a duração do dia [hora] e  $N$  duração máxima de céu limpo durante o dia [hora] e  $n/N$  é a duração relativa de horas com céu limpo [hora].

onde,  $R_{so}$  é a radiação solar em céu limpo,  $z$  é a elevação a partir do nível médio do mar, no caso deste estudo, temos, 226 metros de elevação para a evapotranspiração de referência tendo por base a azinheira regada e 228 metros de elevação para a evapotranspiração de referência tendo por base a azinheira padrão, e  $R_a$  é a radiação extraterrestre.

#### 5.5.1.4.4 Radiação solar líquida de curto comprimento de onda ( $R_{ns}$ )

A radiação líquida de curto comprimento de onda resulta do balanço entre a radiação total recebida e a radiação refletida (ALLEN *et al.*, 1998):

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s \quad (56)$$

onde,  $R_{ns}$  é a radiação líquida de curto comprimento de onda [ $MJ\ m^{-2}dia^{-1}$ ],  $\alpha$  é o albedo, ou coeficiente de reflexão da vegetação, que no caso do cálculo da evapotranspiração de referência assume o valor de 0,23, do relvado hipotético de referência [adimensional] e  $R_s$  é a radiação solar recebida [ $MJ\ m^{-2}dia^{-1}$ ].

#### 5.5.1.4.5 Albedo ( $\alpha$ ) e a radiação solar líquida ( $R_{ns}$ )

A fração da radiação solar líquida que é refletida por uma superfície é conhecida como albedo ( $\alpha$ ). A vegetação verde herbácea tem geralmente um albedo entre 0,20 e 0,25.

Para a relva hipotética da cultura de referência da FAO no modelo de PENMAN-MONTEITH o albedo assume o valor de 0,23.

No caso das azinheiras deste trabalho, assumimos o albedo  $\alpha = 0,3$  valor indicado por GATES, 1980 para azinheiras (citado por MONTEITH & UNSWORTH, 1990).

#### 5.5.1.4.6 Radiação solar líquida de longo comprimento de onda ( $R_{nl}$ )

A taxa de energia de longo comprimento de onda emitida é proporcional à temperatura absoluta da superfície elevada à quarta potência. Esta relação é expressa quantitativamente pela Lei de Stefan-Boltzmann.

O fluxo de energia que sai da superfície terrestre é contido, menor que a energia emitida e que nos é dada pela lei de Stefan-Boltzmann devido à absorção e à radiação descendente da atmosfera (ALLEN *et al.*, 1998). O vapor de água, as nuvens, o dióxido de carbono e a poeira absorvem e emitem radiação de longo comprimento de onda. As suas concentrações são consideradas constantes no cálculo do fluxo líquido de radiação de longo comprimento de onda (ALLEN *et al.*, 1998).

A humidade e as nuvens desempenham um importante papel, e assim a Lei de Stefan-Boltzmann é corrigida por esses dois fatores quando estimada:

$$R_{nl} = \sigma [(T_{max}K^4 + T_{min}K^4)/2] (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) [1,35 R_s/R_{so} - 0,35] \quad (57)$$

onde,  $R_{nl}$  é a radiação de longo comprimento de onda emitida [ $MJ m^{-2}dia^{-1}$ ];  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann [ $4,903 \cdot 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2}dia^{-1}$ ];  $T_{max},K$  temperatura máxima absoluta durante o período de 24 horas [ $K=^{\circ}C + 273,16$ ];  $T_{min},K$  temperatura mínima absoluta durante o período de 24 horas [ $K=^{\circ}C + 273,16$ ];  $e_a$  pressão de vapor atual [kPa];  $R_s$ , radiação medida [ $MJ m^{-2}dia^{-1}$ ];  $R_{so}$ , radiação calculada [ $MJ m^{-2}dia^{-1}$ ]; o termo  $(0,34 - 0,14 \sqrt{e_a})$  expressa a correção para a humidade do ar, e será tanto menor quanto maior for a humidade do ar. O efeito de nebulosidade é estimado por  $[1,35 R_s/R_{so} - 0,35]$ , que será menor à medida que a nebulosidade aumentar.  $R_s/R_{so}$  radiação relativa de curto comprimento de onda está limitada para que,  $R_s/R_{so} \leq 1$  (ALLEN *et al.*, 1998).

#### 5.5.1.4.7 Radiação solar líquida ( $R_n$ )

A radiação líquida ( $R_n$ ) é a diferença entre a radiação recebida de curto comprimento de onda e a emitida de longo comprimento de onda, calculada pela equação (ALLEN *et al.*, 1998):

$$R_n = (R_{ns} - R_{nl}) \quad (58),$$

No cálculo da evapotranspiração e da transpiração mensal, usou-se a média dos valores diários de  $R_n$  (ALLEN *et al.*, 1998).

### 5.5.1.5 Fluxo de calor do solo (G)

O fluxo de calor do solo (G) é normalmente ignorado, devido à baixa magnitude do seu valor, principalmente em cálculos de evapotranspiração diários, no entanto, optamos por o considerar, calculando (G) a partir da equação (ALLEN *et al.*, 1998):

$$G = C_s (T_i - T_{i-1})\Delta_z/\Delta t \quad (59)$$

onde, G é o fluxo de calor do solo [MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>], C<sub>s</sub> é a capacidade calorífica do solo [MJ m<sup>-3</sup> °C<sup>-1</sup>], T<sub>i</sub> é a Temperatura do ar no tempo i [°C], T<sub>i-1</sub> é a temperatura do ar no tempo i-1 [°C], Δt é o intervalo de tempo [dia] e Δ<sub>z</sub> é a profundidade efetiva do solo [m].

Assumimos para tal a capacidade calorífica do solo (C<sub>s</sub>) constante igual a 2,1 MJ m<sup>-3</sup> °C<sup>-1</sup> (ALLEN *et al.*, 1998). Reconhecemos, no entanto, que ao assumirmos C<sub>s</sub> constante, estaremos também a considerar iguais as condições de solo para ambas azinheiras, apesar de uma ser regada e a outra mantida em condições padrão.

A profundidade do solo, considerada foi de 0,20 m para o cálculo da evapotranspiração de referência diário (ALLEN *et al.*, 1998).

No caso da evapotranspiração de referência mensal e da transpiração das azinheiras, como o cálculo é mensal, a equação considerada foi (ALLEN *et al.*, 1998):

$$G_{\text{mês}, i} = 0,07 (T_{\text{mês } i+1} - T_{\text{mês } i-1}) \quad (60)$$

onde, G<sub>mês, i</sub> é o fluxo de calor do solo do mês i [MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>], T<sub>mês i+1</sub> é a Temperatura do ar no mês i+1 [°C] e T<sub>mês i-1</sub> – temperatura do ar no mês i-1 [°C].

### 5.5.1.6 Vento (u)

Os valores de velocidade do vento foram obtidos pelo Centro Geofísica de Évora ([www.cge.uevora.pt](http://www.cge.uevora.pt)) a 3 metros de altura.

A estimativa dos valores de velocidade do vento, para 2 e 10 metros, necessária para utilização no cálculo da evapotranspiração de referência e da transpiração das azinheiras, foi realizada a partir da equação (THOMPSON *et al.*, 1981; ALLEN *et al.*, 1989 citados por ALLEN *et al.*, 1994):

$$u_2 = u_z \ln ((z_2-d)/z_{om}) / \ln((z_m-d)/z_{om}) \quad (61)$$

onde,  $u_2$  é a velocidade do vento a 2 metros da superfície do solo [ $m s^{-1}$ ];  $u_z$  é a velocidade do vento a  $z$  metros da superfície do solo [ $m s^{-1}$ ],  $d$  é o plano zero de deslocamento [m],

$$d = 2/3 hc \quad (\text{ALLEN } et al., 1994; \text{ALLEN } et al., 1998) \quad (62)$$

$z_m$  - altura das medições acima da superfície do solo [m];  $z_2$  - 2 metros acima da superfície do solo [m];  $z_{om}$  é o comprimento da rugosidade do *momentum* de transferência [m],

$$z_{om} = 0,123 hc \quad (\text{ALLEN } et al., 1994; \text{ALLEN } et al., 1998) \quad (63),$$

$hc$  - a altura da vegetação

$$u_{10} = u_z \ln ((z_{10}-d)/z_{om}) / \ln((z_m-d)/z_{om}) \quad (64),$$

$u_{10}$  - velocidade do vento a 10 metros da superfície do solo [ $m s^{-1}$ ];

$z_{10}$  - 10 metros acima da superfície do solo [m]

A estimativa da velocidade do vento para 2 metros de altura através da equação (61) é aconselhada no relatório 56 da FAO para o uso da equação de PENMAN-MONTEITH.

Para extrapolar a velocidade do vento para 10 metros, ( $u_{10}$ ), necessária para o cálculo da resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) das azinheiras, confrontamo-nos com o problema de na realidade termos dois possíveis valores de  $d$  e de  $z_{om}$ , uma vez que temos a vegetação herbácea na vizinhança das azinheiras e as azinheiras. Contudo, na equação (64), (THOMPSON *et al.*, 1981; ALLEN *et al.*, 1989 citados por ALLEN *et al.*, 1994), para que o logaritmo do denominador não seja negativo, os valores de  $d$  e  $z_{om}$  terão de ser necessariamente os da vegetação herbácea.

Como alternativa poderíamos usar a fórmula de DOORENBOS & PRUITT, 1977, com coeficientes empíricos, usada para extrapolar a velocidade do vento em superfícies próximas da altura do solo:

$$u_2 = u_1 [z_2/z_1]^a \quad (65),$$

onde  $u_2$  é a estimativa da velocidade do vento à altura  $z_2$ ,  $u_1$  é a velocidade do vento à altura  $z_1$  acima do solo ou à altura da vegetação, o expoente  $a$  varia entre 0 e 1 e varia com a estabilidade atmosférica e a rugosidade do solo. Segundo DOORENBOS & PRUITT, 1977,  $a$  deverá ser igual a 0,17 quando  $z_1$  é maior que  $z_2$  e 0,22 quando  $z_1$  é menor que  $z_2$ .

Ou a equação de PASQUILL, 1949 (citado por MUNOZ & GARCIA, 2008), também com a utilização de coeficientes empíricos:

$$u_{10}/u_2 = (z_{10}/z_2)^{0,143} \quad (66),$$

em que  $u_{10}$  e  $u_2$  são as velocidades do vento para as alturas  $z_{10}$  (10 metros) e  $z_2$  (2 metros), respectivamente.

Ou ainda, a expressão semi-logritmica de MONTEITH & UNSWORTH, 1990 (citados por INFANTE *et al.*, 1997):

$$u_z = A \ln [(z-d)/z_{om}] \quad (\text{MONTEITH \& UNSWORTH, 1990}) \quad (67),$$

Onde,  $u_z$  é a velocidade do vento à altura  $z$  e  $A$  é o rácio entre  $d$  e  $z_{om}$ .

Os valores obtidos para  $u_{10}$ , usando a equação (64), (65) e (66) são semelhantes, mas as velocidades obtidas através da equação (67) não são consistentes com os valores obtidos nas restantes equações, nem com os valores normalmente observados a essa altura, tendo por esse fato sido descartada.

Depois destas considerações, optamos neste estudo pelo uso da equação (64), pelo facto de não se basear em coeficientes empíricos, como nas equações (65) e (66) e não se tratar de uma equação apenas para elevações próximas do solo como a equação (65) e ainda por ser a mesma usada para estimar a velocidade a 2 metros.

Na obtenção deste perfil de velocidade do vento, consideramos a vegetação herbácea rasteira com a mesma altura do relvado hipotético,  $h_c = 0,12$  m.

#### 5.5.1.6.1 As variáveis $d$ , $z_{om}$ e $z_{oh}$

Na parametrização dos processos de transporte turbulento de calor e massa de ar imediatamente acima de vegetação é fundamental conhecer o valor da rugosidade aerodinâmica da superfície (LYRA *et al.*, 2007). A rugosidade é descrita pelo comprimento de rugosidade do *momentum* ( $z_{om}$ ), pelo comprimento da rugosidade de transferência de vapor e calor ( $z_{oh}$ ) e através do plano zero de deslocamento ( $d$ ) (LYRA *et al.*, 2007; ALLEN *et al.*, 1989).

BRUTSAERT, 1973 (citado por ALLEN *et al.*, 1989) sugeriu que o parâmetro de rugosidade de superfície está relacionado com a altura da vegetação pela relação:

$$z_{om}/hc = 3 e \quad (68),$$

onde,  $e$  é o número natural ou número de Euler.

Baseado nesta relação, os parâmetros de rugosidade para a transferência aerodinâmica de *momentum* e de calor para uma determinada cultura pode ser estimada:

$$z_{om} = 0,123 hc \quad (69)$$

$$z_{oh} = 0,0123 hc \text{ ou } z_{oh} = 0,1 z_{om} \quad (70)$$

Algebricamente, os parâmetros  $d$  e  $z_{om}$  são constantes de integração do perfil vertical da velocidade horizontal do vento acima de uma superfície com obstáculos de porte alto e sob condições adiabáticas (LYRA *et al.*, 2007), aparentemente independentes da velocidade do vento e dependentes das características da superfície (ABTEW *et al.*, 1989).

Assim, o parâmetro  $z_{om}$  corresponde á altura em que a velocidade horizontal do vento tende para zero, e  $d$  é um escalar empírico para compensar o deslocamento vertical da dissipação de *momentum* pela superfície com obstáculos (LYRA *et al.*, 2007).

Estes parâmetros são influenciados pela estrutura física da vegetação, i.e. altura, forma e flexibilidade das plantas; tamanho e arranjo dos ramos e folhas e pela sua distribuição espacial e pela área (SHAW e PEREIRA, 1982 citados por LYRA *et al.*, 2007).

Existem valores de  $d$  e  $z_{om}$  parametrizados para floresta de coníferas (JARVIS *et al.*, 1976 citado por JONES, 1992) e (HATTORY, 1985 citado por MURAKAMI *et al.*, 2000):

$$d = 0,78 hc \quad (71)$$

$$z_{om} = 0,075 hc \quad (72)$$

Contudo, os valores de altura, a forma das árvores e a densidade por hectare, que nestas florestas assumem valores da ordem 800-3000 árvores/hectare, são necessariamente diferentes das de um montado, contribuindo assim para uma parametrização que seria necessariamente diferente para as azinheiras.

Temos presente que as variáveis  $d$  e  $z_{om}$ , podem ser estimadas (e.g. BRUTSAERT, 1982; PERRIER, 1982; SHAW e PEREIRA, 1982; ABTEW *et al.*, 1989), contudo, não tivemos

acesso a alguns parâmetros de que necessitaríamos para tal, (e.g. a velocidade de fricção do vento, e/ou estimativa da fração de superfície coberta, raio de curvatura do copado, distância do solo até ao centro de curvatura, etc.).

Em INFANTE *et al.*, 1997, constatamos a utilização em montado de *Quercus ilex* L. da aproximação proposta por ABTEW *et al.*, 1989 para árvores de cultura em linha, de folha caduca e com forma esférica.

Para caracterizar ao parâmetros  $d$ ,  $z_{om}$  e  $z_{oh}$  aplicamos as equações (62), (63) e (70), respectivamente. Estes valores foram também utilizados por VILLALOBOS *et al.*, 2000 em olival, cuja densidade e estrutura de povoamento se aproxima das do montado.

### 5.5.1.7 Resistência aerodinâmica

A transferência de calor e de vapor de água da superfície evaporante para o ar acima da copa é determinado pela resistência aerodinâmica (ALLEN *et al.*, 1998):

$$ra = \left[ \frac{\ln\left(\frac{z_m-d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h-d}{z_{oh}}\right)}{k^2 u z} \right] \quad (18)$$

onde,  $r_a$  é a resistência aerodinâmica [ $s\ m^{-1}$ ];  $z_m$  é a altura de medições do vento [m];  $z_h$  é a altura de medições de humidade [m];  $d$  corresponde ao plano zero de deslocamento [m];

$$d = 2/3 hc \quad (\text{ALLEN } et al., 1994; \text{ALLEN } et al., 1998) \quad (62)$$

sendo  $hc$  a altura da cultura [m]; que no caso do relvado hipotético para o cálculo da ET<sub>0</sub>, assume o valor  $hc=0,12$  m, no caso da azinheira regada  $hc=5,66$  m e na azinheira padrão  $hc= 6,8$  m;

$z_{om}$  é o comprimento da rugosidade do *momentum* de transferência [m],

$$z_{om} = 0,123 hc \quad (\text{ALLEN } et al., 1994; \text{ALLEN } et al., 1998) \quad (63),$$

$z_{oh}$  é o comprimento da rugosidade da transferência de calor e vapor de água [m],

$$z_{oh} = 0,1 z_{om} \quad (\text{ALLEN } et al., 1994; \text{ALLEN } et al., 1998) \quad (70),$$

$k$  é a constante de VON KARMAN 0,41,

$u_z$  é a velocidade do vento à altura  $z$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]

Sendo os parâmetros desta equação determinados segundo os modelos e equações desenvolvidos por BRUTSAERT, 1975, MONTEITH, 1981, BRUTSAERT, 1982, ALLEN *et al.*, 1989 (citados por ALLEN *et al.*, 1989; ALLEN *et al.*, 1994; ALLEN *et al.*, 1998).

Esta equação está restrita a condições de estabilidade neutras, i.e., onde a distribuição da temperatura, da pressão atmosférica e a velocidade do vento seguem condições aproximadamente adiabáticas (sem troca de calor) (ALLEN *et al.*, 1998).

### 5.5.1.8 Resistência superficial

A resistência superficial descreve a resistência oferecida ao fluxo de vapor de água pela vegetação transpirante (ALLEN *et al.*, 1998). A aproximação da FAO para a resistência superficial da vegetação é (ALLEN *et al.*, 1998):

$$r_s = \frac{r_i}{LAI} \quad (4)$$

onde  $r_s$  é a resistência superficial [ $\text{s m}^{-1}$ ];  $r_i$  é a resistência estomática média da folha bem iluminada [ $\text{s m}^{-1}$ ];  $LAI_{\text{active}}$  é o índice de área foliar [ $\text{m}^2$  (área da folha)  $\text{m}^{-2}$  (área do solo)] que ativamente contribui para a transferência de vapor e calor da superfície da folha (ALLEN *et al.*, 1998).

### 5.5.1.9 Resistência estomática ( $r_i$ ) - porómetro

A resistência estomática  $r_i$  ( $\text{s cm}^{-1}$ ) foi medida com um porómetro  $\Delta AP_4$  (Delta-T Devices, Inc., 1990, UK) previamente calibrado com uma folha de papel de filtro humedecida com água destilada, interposta entre uma placa de calibração de origem, com seis séries de orifícios circulares, de diâmetro constante por série, mas crescente entre séries. A curva de calibração é um ajustamento, por minimização da variância, entre a resistência do orifício (abscissa) e o tempo decorrido no percurso (“*transit time*”) do vapor de água, desde a sua fonte até ao sensor de humidade da câmara de medição.

O porómetro opera em “*steady-state*” e é autocompensante em relação à variação de temperatura no seu interior (MONTEITH *et al.*, 1988).

Este aparelho mede ainda a radiação fotossinteticamente ativa (PAR), a temperatura do ar e da folha e a pressão barométrica na câmara.

A resistência estomática da copa foi estimada com base na média das resistências estomáticas das folhas. As medições foram estabelecidas em três períodos diurnos, manhã, meio-dia e ocaso de setembro de 2001 a agosto de 2002. Em cada um destes períodos os valores de resistência foram determinados em seis ramos, e em cada ramo as medições foram obtidas em 5 folhas.

Dado que as folhas da azinheira são hipoestomáticas, *i.e.*, com estomas localizados apenas na face abaxial, a resistência estomática da folha individual é só função da resistência estomática da face abaxial. De forma a minimizar erros devido à alteração do ambiente de luz, tentamos assegurar que as medições se realizassem respeitando a orientação natural das folhas.

No período de março a fins de maio de 2002, as medições foram interrompidas devido a uma avaria do porómetro, retomando-se as medições em junho. Desta forma foi considerado como período de verão, as medições estabelecidas em setembro e outubro de 2001 e junho, julho e agosto de 2002 e como período de inverno as medições dos meses de novembro e dezembro de 2001 e janeiro e fevereiro de 2002. O número de medições completas estabelecidas em cada período diurno é de cerca de 640 medições em cada período sazonal (verão-inverno) ver Quadro 10.

**QUADRO 10-** Número de medições efetuadas no período de Verão e Inverno ao longo do dia

<b>Período</b>	<b>VERÃO (SET-OUT-JUN-JULH-AGOS)</b>	<b>INVERNO (NOV-DEZ-JAN-FEV)</b>
<b>Diurno</b>		
<b>Manhã</b>	22dias×6 ramos×5folhas=660	22dias×6 ramos×5folhas=660
<b>Meio-dia</b>	22dias×6 ramos×5folhas=660	20dias×6 ramos×5folhas=600
<b>ocaso</b>	20dias×6 ramos×5folhas=600	21dias×6 ramos×5folhas=630

#### 5.5.1.9.1 Relações entre o regime estomático ( $r_i$ ) e as variáveis ambientais

Para estudarmos a relação entre a resistência estomática, na azinheira regada e na azinheira padrão, com as variáveis ambientais, como o défice de pressão de vapor, a radiação solar e a temperatura, recorreremos à estrutura do modelo não-linear de JARVIS,

1976 (citado por INFANTE *et al.*, 1997; L'HOMME *et al.*, 1998). Assumindo que com este modelo se ignoram interações entre as variáveis.

A análise da relação entre o regime estomático da azinheira regada e padrão com o DPV foi estabelecida utilizando os valores de temperatura e humidade medidos no campo com a sonda portátil, do instituto de meteorologia, a partir dos quais estimámos o DPV, e os valores médios de resistência estomática de cada período diurno, i.e., manhã, meio-dia e ocaso, distribuídos pelas duas estações do ano mais extremas, verão e inverno.

Para o estudo da relação entre o regime estomático e a radiação, usamos os valores de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) aferida com o porómetro e os respectivos valores de resistência estomática, de cada azinheira, regada e padrão, distribuídos também entre o verão e o inverno e para cada período diurno de medição. Dada a grande variação da luz, adotámos o critério de correção recomendado por ABTEW *et al.*, 1995, de forma a reduzir a variância, através da ponderação da resistência por um fator de luz associado ao efeito da extinção da luz e de erros experimentais no grau de abertura estomática,

$$r_i \text{ ponderada} = \text{PAR} * r_i / \text{PAR média} \quad (73)$$

onde,  $r_i$  ponderada é a resistência estomática ponderada, PAR é a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) no ponto de medição, PAR média, é a média da radiação PAR em cada sessão, i.e., manhã, meio-dia e ocaso.

Na análise das relações entre o regime estomático e as variáveis ambientais, DPV e radiação solar, tentamos também aferir a possibilidade de estimar as relações entre o regime estomático das azinheiras e as variáveis ambientais, utilizando valores de radiação  $R_s$  e DPV obtidos pela estação meteorológica da Mitra (CGE).

### 5.5.2 CÁLCULO DO COEFICIENTE CULTURAL – $K_c$

Os métodos de cálculo baseiam-se na informação meteorológica, nos parâmetros biofísicos e nos dados medidos referentes às árvores em estudo.

Para determinar o coeficiente cultural da azinheira utilizámos a equação (22)  $ET_c = ET_0 K_c$  do relatório 56 da FAO, situação na qual a azinheira dispõe de plena disponibilidade hídrica e os valores obtidos de  $ET_0$  e de  $ET_c$ .

Em situações ambientais normais, (i.e. sem rega) como no caso da azinheira padrão, assumimos que o coeficiente cultural é igualmente  $K_c$ , mas ajustado por um coeficiente de *stress*  $K_s$ , seguindo a equação:

$$ET_c = (k_s \times K_c)ET_0 \quad (25)$$

## 5.6 BALANÇO HÍDRICO

Inicialmente tínhamos previsto determinar o balanço hídrico em cada uma das azinheiras recorrendo aos valores de precipitação do centro geofísico de Évora, à quantidade de água usada na rega, no caso da azinheira regada, à evapotranspiração por nós estimada, e determinar o armazenamento de água no solo com sonda de neutrões. No entanto a compra da sonda foi apenas possível depois de o ensaio ter terminado, e o recurso ao método gravimétrico também não foi possível porque coincidiu com uma época de sobrecarga de trabalho do laboratório.

A técnica mais divulgada e usual para o cálculo do balanço hidrológico é a de THORNTHWAITE-MATHER, 1955 (LENCASTRE & FRANCO, 1984), foi também a usada neste trabalho, cuja equação é representada:

$$P - (ET_e + \Delta S_{so}) = E_s + \Delta S_s + D + \Delta S_{sso} \quad (73)$$

em que,  $P$  é a precipitação;  $ET_e$  a evapotranspiração efetiva;  $E_s$  o escoamento superficial;  $D$  é a drenagem;  $\Delta S_s$ ,  $\Delta S_{so}$  e  $\Delta S_{sso}$  as variações de armazenamento de água, respectivamente, à superfície, no solo arável e no subsolo. Todos os termos são expressos nas mesmas unidades de volume ou de altura de água (volume/área) e referentes ao mesmo intervalo de tempo (LENCASTRE, & FRANCO, 1984).

A evapotranspiração efetiva,  $ET_e$  será igual à evapotranspiração potencial  $ETP$  quando não existem limitações de água. Quando existem limitações hídricas  $ET_e = P - \Delta S_{so}$ ; (casos em que  $\Delta S_{so} < 0$ ).

O armazenamento de água no solo  $S_{so}$  e conseqüentemente a sua variação  $\Delta S_{so}$  serão limitados pela respectiva capacidade utilizável  $CU$ .

Na aplicação da equação distinguem-se dois intervalos de tempo, um em que  $P \geq ETP$  e por conseguinte existe um superavit hídrico  $SH$ ; ( $\Delta S_{so} \geq 0$ ), o conjunto de intervalos de

tempo com superavit é definido por período húmido; e outro em que existe um déficit hídrico, DH, com  $P \leq ETP$ ; ( $\Delta S_{so} \leq 0$ ), cujo conjunto de intervalos de tempo é designado por período seco (LENCASTRE, & FRANCO, 1984).

De acordo com esta metodologia, admite-se simplificadaamente que durante o período húmido o aumento do armazenamento de água no solo é igual ao excesso da precipitação sobre a evapotranspiração,  $\Delta S_{so} = P - ETP$ , até ao limite da capacidade utilizável,  $S_{so} = CU$ . No período seco a diminuição do armazenamento não é linear, devido ao aumento das forças de retenção da água no solo, e THORNTHWAIT-MATHER, 1955 propuseram a equação:

$$S_{so} = CU e^{L/CU} \quad (74)$$

Em que  $S_{so}$  é o armazenamento de água que fica num solo de capacidade utilizável CU, quando sujeito a uma perda potencial de água L. Esta perda é obtida em cada intervalo de tempo do período seco (em que  $P < ETP$ ) por:

$$L(i) = \sum_{j=1}^i [P(j) - ETP(j)]; L < 0 \quad (75)$$

Em que i é o número de ordem do intervalo em causa, desde o início do período seco e j o de qualquer intervalo dentro do mesmo período seco (LENCASTRE, & FRANCO, 1984).

A variação do armazenamento ocorrida em cada intervalo em que haja déficit será portanto obtida da seguinte forma:

$$\Delta S_{so}(i) = S_{so}(i) - S_{so}(i-1) = CU e^{L/CU} - S_{so}(i-1) \quad (76)$$

### 5.6.1 A REGA

Durante o período de verão a rega foi estabelecida de 4 em 4 dias, partindo do princípio que 25 mm, i.e. 25 l/m<sup>2</sup> da água, seriam suficientes para cobrir a evapotranspiração máxima da azinheira nesse período de tempo<sup>37</sup>.

---

<sup>37</sup> [http://www.icb.ufmg.br/~rmcp/cecologia/Sala\\_de\\_aula/modulo3/md3\\_a1.htm](http://www.icb.ufmg.br/~rmcp/cecologia/Sala_de_aula/modulo3/md3_a1.htm) - A radiação líquida, na maior parte da biosfera, entre os paralelos 40N-40S (continentes) fica geralmente entre 600 cal cm<sup>-2</sup>dia<sup>-1</sup>. Considerando que apenas dois terços dessa energia são aproveitados para promover a evaporação, e um terço

Assumindo-se que a transpiração máxima diária para este ecossistema de clima semiárido, poderá corresponder a 6 mm/dia (ALLEN *et al.*, 1998).

No período de inverno a rega efetuada na azinheira foi também realizada de 4 em 4 dias, mas apenas com metade da quantidade de água aplica no verão, correspondendo portanto a 3 mm/dia.

A área a ser regada foi estabelecida em função da área de projeção horizontal da copa da azinheira e de uma área de influência para as raízes, que se estimou em aproximadamente 100 m<sup>2</sup>.

## 5.7 TERMÓMETRO DE INFARVERMELHOS TIV

A temperatura do copado (T<sub>c</sub>) e a diferença de temperatura (T<sub>c</sub> - T<sub>a</sub>) foi determinada com o termómetro de infravermelhos (TIV), com 3° graus de ângulo de visão, resposta espectral de 8 - 14 µm na largura de banda (modelo 112 da Everest Interscience Surface Thermometry). A emissividade do TIV foi fixa a 0,98. Baseamo-nos no fato das folhas das plantas terem emissividade entre 0,97-0,98 (IDSO *et al.*, 1969 citado por JACKSON *et al.*, 1981; JALALI-FARAHANI, *et al.*, 1994).

As medições com o TIV foram efetuadas no topo e à volta da árvore em cerca de 8 posições diferentes à volta da árvore, correspondendo sensivelmente aos pontos cardeais, em ramos iluminados, sensivelmente no horário e direção das medições realizadas com o porómetro, em situação de céu limpo e à distância de 1,5 m das árvores, de forma a apontar a folhagem.

---

é usado para aquecimento, radiação e convecção, tem-se:  $600 \times 2/3 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1} = 400 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ . Transformando essa energia em unidades de evaporação equivalente (considerando que 1mm = 0,0171 cal/cm<sup>2</sup>), tem-se:  $400 \times 0,0171 = 6,8 \text{ mm/dia}$ ; esta seria a evapotranspiração potencial diária.



**Figura 9** – Posicionamento nas medições com o TIV

Simultaneamente recolheram-se também dados de humidade relativa, velocidade do vento e temperatura do ar com a sonda do Instituto de Meteorologia (IM) à altura de 2 m.

LIMA *et al.* 1996 mostrou a possibilidade da aplicação do TIV, como um porómetro, capaz de medir a resistência estomática e a possibilidade de no diagrama do *Crop Water Stress Index*, CWSI, se poderem traçar linhas convergentes com as linhas baliza superior e inferior. Com base nesta possibilidade, procuramos graduar o TIV em unidades de resistência estomático-cuticular balizadas entre as linhas convergentes do diagrama do CWSI, para a azinheira. Esta graduação do TIV permitirá aferir remotamente o valor da resistência superficial do copado e por conseguinte uma aplicação direta da teoria PM, sem necessidade de medir as resistências localmente.

O TIV é, na nossa perspectiva, também um evaporómetro<sup>38</sup>, uma vez que ao medir a diferença de temperatura entre o copado e o ar circundante resultante da evaporação ao nível das folhas, permite aferir directamente o fluxo de calor sensível (H). E por conseguinte, conhecendo a radiação e o fluxo de calor do solo, indirectamente podemos aferir a taxa de transpiração  $\lambda E$ .

Conceptualmente, partindo da equação do balanço de energia e conhecendo a radiação líquida, o fluxo de calor do solo e a resistência aerodinâmica do copado,  $r_a$ , o TIV permite aferir o calor sensível, H,

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (25)$$

---

<sup>38</sup> Não usamos a palavra evaporímetro por esta estar imediatamente associada ao evaporímetro de Piche

onde,  $R_n$  é a radiação líquida ( $Wm^{-2}$ ),  $G$  é o fluxo de calor para a superfície ( $Wm^{-2}$ ),  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ), e  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ). O termo  $H$  pode ser expresso (MONTEITH, 1973, citado por JACKSON *et al.*, 1981),

$$H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a \quad (26)$$

onde,  $\rho$  é a densidade do ar ( $kg\ m^{-3}$ ),  $C_p$  é a capacidade calorífica do ar ( $J\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ ),  $T_c$  a temperatura do copado ( $^\circ C$ ),  $T_a$  a temperatura do ar ( $^\circ C$ ).

## 5.8 CÁLCULO DO “CROP WATER STRESS INDEX” CWSI

Procurámos calcular as linhas baliza do CWSI com base teórica (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1988).

Para a abordagem teórica à determinação das linhas baliza superior e inferior foi realizada segundo JACKSON *et al.*, 1981 e JACKSON *et al.*, 1988.

A linha baliza superior, i.e.  $(T_c - T_a)_{ul}$  foi determinada segundo a (equação 29 capítulo 4.5) (que colocamos aqui novamente):

$$(T_c - T_a)_{ul} = r_a (R_n - G) / \rho C_p \quad (29)$$

Os valores usados reportam ao mês de setembro, uma vez que foi também o mês usado para a linha inferior.

**Quadro 11** – Valores para a determinação da  $(T_c - T_a)_{ul}$

	$r_a$	$R_n(az)(Wm^{-2})$	$G (Wm^{-2})$	$(T_c - T_a)_{ul}$
Az regada	25,61	95,49	-6,00	2,24
Az padrão	18,95	95,49	-6,00	1,66

Para a linha baliza inferior, i.e.  $(T_c - T_a)_{il}$ , consideramos os valores do mês de setembro, uma vez que foi o mês de verão com a menores resistências estomáticas ( $r_i$ ) e superficiais ( $r_s$ ), e por conseguinte o que preenchia o requisito teórico. O valor de  $r_{cp}$  corresponde ao valor mínimo de  $r_i$  observado no período de verão dividido pelo LAI (SCEIZ & LONG, 1969 citados em FARAHANI *et al.*, 1994).

Para a sua determinação da linha baliza inferior (JACKSON *et al.*, 1988) seguimos a equação (31):

$$(T_c - T_a)_{il} = \frac{r_a (R_n - G)}{\rho C_p} \cdot \frac{\gamma(1+r_{cp}/r_a)}{\Delta + \gamma(1+r_{cp}/r_a)} - \frac{DPV}{\Delta + \gamma(1+r_{cp}/r_a)} \quad (31)$$

Para o cálculo do  $\Delta$  da equação (31) usamos a equação (48) (ALLEN *et al.*, 1998):

$$\Delta = 4098 \frac{0,6108 \exp \frac{17,27 T}{T+237,3}}{(T+237,3)^2} \quad (48)$$

No cálculo de  $\Delta$  do CWSI, T corresponde à média das temperaturas do copado e do ar  $(T_c+T_a)/2$  em °C e  $\exp [2,7183\dots]$  é a base do logaritmo natural.

Teoricamente, as equações (29) e (31) traduzem os limites que envolvem as diferenças de temperatura entre o ar e o copado.

Se considerarmos na equação (31) o declive e a intercepção temos de forma abreviada  $(T_c - T_a)_{il} = a - b \times DPV$ , cujos parâmetros de cálculo estão no quadro 12.

**Quadro 12** – Valores para a determinação da  $(T_c - T_a)_{il}$

	<b>ra</b>	<b>Rn (az)(Wm<sup>-2</sup>)</b>	<b>r<sub>cp</sub> (sm<sup>-1</sup>)</b>	<b>Δ</b>	<b>a</b>	<b>b</b>
<b>Az regada</b>	25,61	95,49	28,19	0,20	0,93	-2,99
<b>Az padrão</b>	18,95	95,49	40,63	0,20	0,85	-2,47

O CWSI é definido por (JACKSON *et al.*, 1981 e JACKSON *et al.*, 1988):

$$CWSI = \frac{(T_c - T_a) - (T_c - T_a)_{il}}{(T_c - T_a)_{ul} - (T_c - T_a)_{il}} \quad (32)$$

## 6. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 6.1 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Contrariamente à hipótese colocada inicialmente neste projeto, i.e., que as espécies esclerófilas teriam *a priori* uma evapotranspiração menor que as espécies canônicas de referência, verificamos que os valores obtidos na evapotranspiração de ambas azinheiras são semelhantes aos valores obtidos para a evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>) (ver quadro 13).

Na análise de variância não se verificaram diferenças significativas entre a ET<sub>0</sub> e a ET<sub>azinheira regada</sub>, nem entre a ET<sub>0</sub> e a ET<sub>azinheira padrão</sub> (95%;  $\alpha=0,05$  e 99%  $\alpha = 0,01$ ).

Entre as duas azinheiras, os valores de evapotranspiração mais elevados verificam-se na azinheira regada, (ver quadro 13), o que seria de esperar uma vez que esta árvore disponha de mais água que a azinheira padrão.

**Quadro 13** – Valores obtidos de evapotranspiração de referência, evapotranspiração da azinheira regada e azinheira padrão (mm/dia), precipitação (mm/dia)

Mês	ET <sub>0</sub>	ET <sub>c az reg</sub>	ET <sub>c az padrão</sub>	Precipitação	Precipitação + rega
Set	6,41	9,54	6,21	3,67	9,67
Out	3,68	5,99	4,29	2,95	8,95
Nov	3,47	3,46	2,69	1,28	4,28
Dez	2,28	3,67	3,04	1,21	4,21
Jan	2,03	2,95	2,41	1,63	4,63
Fev	3,16	3,76	2,77	1,08	4,08
Mar	3,87			3,48	
Abril	5,31			3,09	
Mai	6,74			0,79	
Jun	8,99	10,40	7,55	0,29	6,29
Jul	11,58	12,24	9,79	0,63	6,63
Agost	9,52	10,27	9,52	2,71	8,71
Set	5,28			4,32	
min	2,03	2,95	2,41	0,29	4,08
max	11,58	12,24	9,79	4,32	9,67
media	5,56	6,92	5,36	2,09	4,79

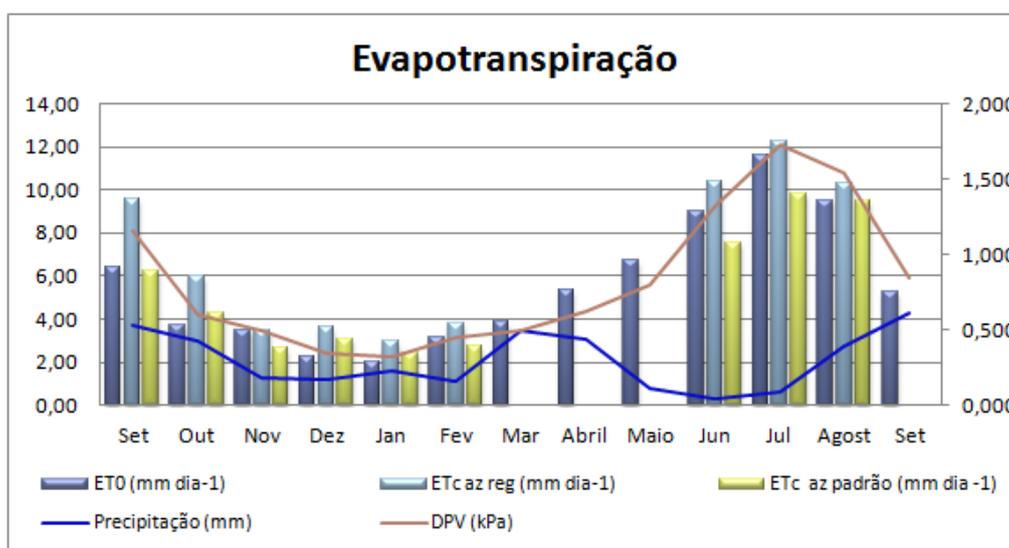
No entanto, apesar da maior disponibilidade hídrica proporcionada pela rega, os valores de evapotranspiração entre as duas azinheiras não diferem significativamente (95%;  $\alpha=0,05$ ).

Na análise do quadro 13, a comparação dos valores de precipitação e rega com os valores obtidos de evapotranspiração na azinheira regada permite constatar que, em princípio (i.e., assumindo que toda, ou quase toda, a água da precipitação e da rega se encontra disponível às raízes da azinheira), a água proporcionada à azinheira, parece adequada durante todo o período de inverno (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro) e no período de verão de 2001 (setembro e outubro). No período de verão de 2002 (junho, julho e agosto) a água da precipitação e rega é deficiente em relação à evapotranspiração estimada. Na azinheira padrão a água de precipitação, mesmo assumindo que toda a água precipitada estaria disponível às raízes, é ao longo de todo o período experimental inferior aos valores de evapotranspiração estimados (ver o balanço hídrico).

Coloca-se por conseguinte a hipótese da existência de um aquífero que permita às azinheiras as taxas de evapotranspiração verificadas.

Partindo do princípio que a disponibilidade hídrica associada à azinheira regada foi adequada (precipitação, rega e aquífero), temos teoricamente, nos valores de evapotranspiração desta azinheira, os valores correspondentes à evapotranspiração máxima (ET<sub>max</sub>).

Partindo deste pressuposto temos então que, neste caso, não existe diferença significativa entre a evapotranspiração máxima e real (ET<sub>c</sub> az padrão) nas azinheiras em estudo.



**Figura 10** – Variação da evapotranspiração, DPV e Precipitação ao longo do ensaio

Estes valores de evapotranspiração obtidos nas duas azinheiras são semelhantes aos valores medidos por INFANTE *et al.*, 1997, na evapotranspiração das folhas *Quercus ilex* L.<sup>39</sup>.

Em montado de sobro não regado na região de Lisboa, no vale do rio Tejo entre o Montijo e Palmela, FERREIRA *et al.*, 2004, utilizando o método micrometeorológico das flutuações instantâneas ou correlações turbulentas (*eddy covariance*), registaram valores de evapotranspiração em maio de 4 mmdia<sup>-1</sup>, decrescendo para 2 mmdia<sup>-1</sup> em junho e para 1 mmdia<sup>-1</sup> em agosto e setembro. Estes valores são semelhantes aos obtidos por nós no inverno, o que mais uma vez sugere a existência de um aquífero de forma a permitir os elevados valores de evapotranspiração por nós obtidos nos meses de verão.

Nos valores de evapotranspiração em pomares de oliveira regada (LAI <1) ao longo de 3 anos (1998, 1999 e 2000) estimados por TESTI *et al.*, 2004, 2006<sup>40</sup>, apenas os referentes ao verão do ano 2000 são idênticos aos das azinheiras no inverno, e muito inferiores aos valores de verão das azinheiras. O facto de apenas no ano 2000 os valores se aproximarem poderá dever-se ao facto da rega efetuada em TESTI *et al.*, 2004, 2006, ter aumentado no ano 2000<sup>41</sup> comparativamente aos outros anos, sendo no entanto inferior à praticada na azinheira regada, e também ao facto do LAI das oliveiras ter aumentado de 0,01 para 1.

Segundo FERREIRA *et al.*, 2004, a evapotranspiração dos cobertos regados segue a tendência da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>), deixando de existir essa relativa proporcionalidade em cobertos não regados e sujeitos a condições de seca estival.

No nosso trabalho porém, (apesar dos métodos de aferição da evapotranspiração diferirem dos autores acima), os valores da azinheira padrão, apesar de inferiores aos da azinheira regada seguem também de perto os da evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>).

Os valores de evapotranspiração de verão, quer da azinheira regada, quer da azinheira padrão, diferem significativamente ( $\alpha = 0,05$ ) dos valores de inverno.

---

<sup>39</sup> Em INFANTE *et al.*, 1997, os valores medidos para a evapotranspiração nas folhas de *Quercus ilex* variam entre 1,6 a 7,4 mmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, que convertidos para mm dia<sup>-1</sup>, segundo GEANKOPOLIS, 1993 (e considerando o calor latente de vaporização a 25°C), variam entre 2,48 a 11,493 mm dia<sup>-1</sup>.

<sup>40</sup> Os valores de evapotranspiração médios não excedem 2,8 mmdia<sup>-1</sup> (“eddy covariance technique”).

<sup>41</sup> De 6,5 para 10 mm por semana

Em relação à questão, (quase mítica), da evapotranspiração do eucalipto ser ou não superior à de outras espécies, nomeadamente à da azinheira, a análise de trabalhos em eucalipto de alguns autores, (LIMA & FREIRE, 1976; DYE, 1987; CARNEIRO *et al.*, 2008; MENEZES *et al.*, 2011) permite afirmar (*lato senso*)<sup>42</sup> com base nos resultados obtidos neste trabalho, que a evapotranspiração da azinheira, quer a regada, quer a azinheira mantida em situação padrão foi superior à verificada em plantações de eucaliptos nos trabalhos analisados.

LIMA & FREIRE, 1976, estimaram a evapotranspiração média de *Eucalyptus saligna* Smith<sup>43</sup> em 1,2 mmdia<sup>-1</sup> em Piracicaba, Brasil, região de clima mesotérmico, com precipitação de 1280 a 1000 mm/ano e temperatura média anual de 20°C.

DYE, 1987, verificou uma variação na taxa de evapotranspiração de *Eucalytus grandis* com 22 m de altura de 2,4 a 8,6 mmdia<sup>-1</sup>. FACCO, 2004, (citado por MENEZES, 2011) observou valores médios entre 2,9 mmdia<sup>-1</sup> e 3,4 mmdia<sup>-1</sup> (em plantações com idade entre os 2 e os 4 anos).

CARNEIRO *et al.*, 2008, verificaram taxas de evapotranspiração máximas de 8,6 mmdia<sup>-1</sup> em eucaliptos regados e de 6,17 mmdia<sup>-1</sup> em não regados em Belo Oriente, Minas gerais, região brasileira de clima tropical.

MENEZES *et al.*, 2011, estimaram taxas de evapotranspiração em eucalipto de 6,7 mmdia<sup>-1</sup> em plantações com idades compreendidas entre os 2 e os 5 anos numa região de clima tropical (Santa Barbara, Brasil).

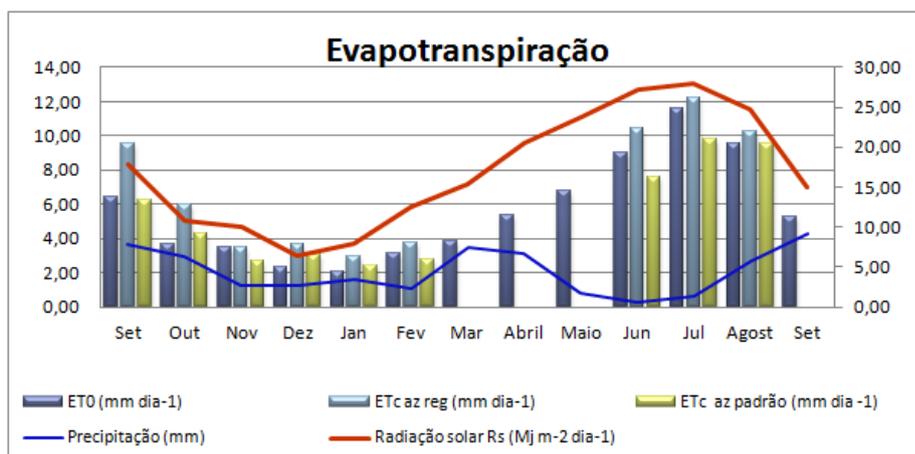
### 6.1.1 PADRÃO SAZONAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração das azinheiras, quer a regada, quer padrão parece seguir um padrão sinusoidal, e acompanhar de perto a radiação solar (ver figura 11) e o défice de pressão de vapor, DPV (ver figuras 10).

---

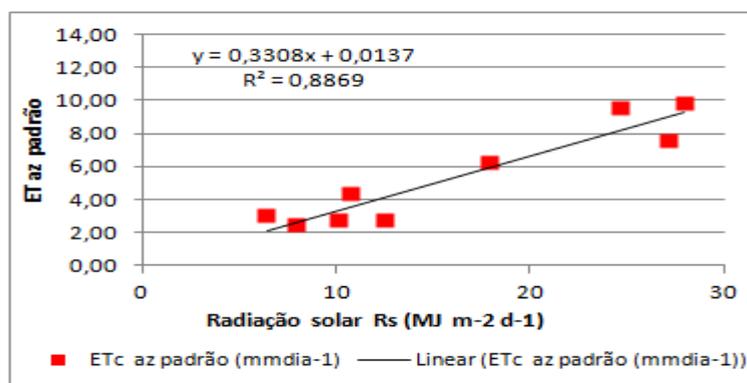
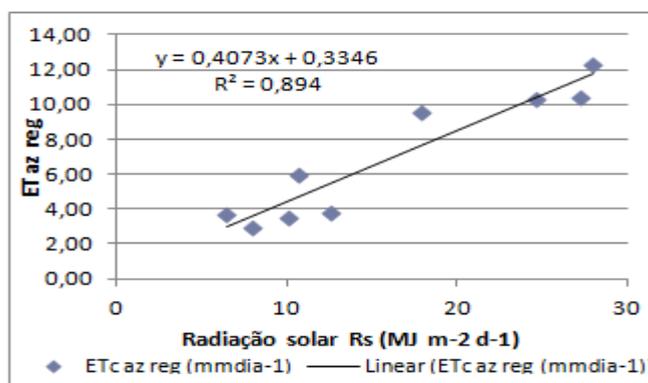
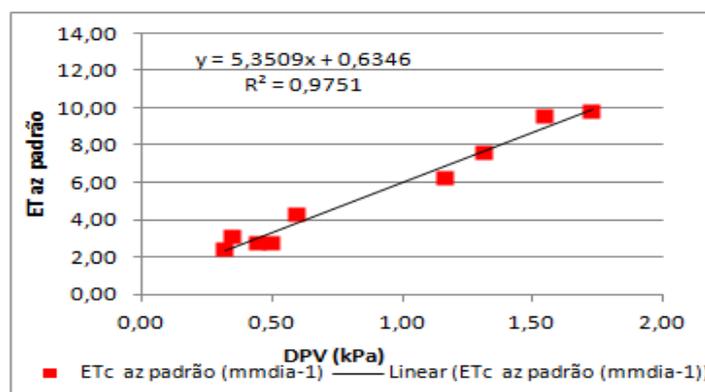
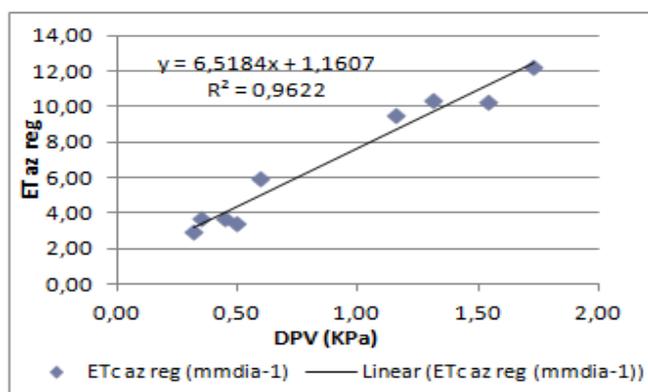
<sup>42</sup> Comparação de grosso modo, uma vez que as condições edafo-climáticas são diferentes, assim como a altura das espécies, a idade e a densidade dos povoamentos serão também diferentes.

<sup>43</sup> Plantação com altura média de 13,5 metros.



**Figura 11** - Evapotranspiração de referência e das azinheiras, precipitação e radiação solar

Este facto é evidenciado pelas curvas de relação entre a evapotranspiração da azinheira regada e o défice de pressão de vapor ( $r^2= 0,96$ ), assim como entre esta e a radiação solar ( $r^2= 0,89$ ). Relação que também se confirma para a evapotranspiração da azinheira padrão e o défice de pressão ( $r^2=0,97$ ) e entre esta e a radiação solar ( $r^2=0,88$ ) (ver figura 12).



**Figura 12** - Relação entre a evapotranspiração das azinheiras, o défice de pressão de vapor e a radiação solar

O que sugere que a evapotranspiração de ambas azinheiras foi determinada ao longo do ano pelo poder evaporativo da atmosfera, o que se verifica também no trabalho de DAVID *et al.*, 2002, para a mesma espécie e na mesma região.

Ao contrário do que se esperava, a azinheira padrão não apresentou restrições à evapotranspiração apesar da precipitação e do armazenamento de água do solo terem sido muito inferiores à solicitação evaporativa da atmosfera durante todo o período experimental.

### 6.1.2 RESISTÊNCIA AERODINÂMICA

Os valores de  $r_a$  estimados na azinheira regada variam entre 15,31 a 23,78  $\text{sm}^{-1}$  e oscilam entre 12,20 e 18,96  $\text{sm}^{-1}$  na azinheira padrão.

Estes valores são semelhantes aos encontrados no trabalho de INFANTE *et al.*, 1998, apesar do cálculo do parâmetro  $d$ , plano zero de deslocamento, ter sido efetuado de forma diferente.

### 6.1.3 COEFICIENTE CULTURAL

Para o cálculo do coeficiente cultural seguimos o modelo da FAO-56. Consideramos a azinheira regada como uma cultura em condição ótima, i.e. que tal como a cultura hipotética de referência, se encontra em condições excelentes de crescimento e fertilização, sem doenças e com plena disponibilidade hídrica, e por conseguinte a estimativa do coeficiente cultural baseou-se na fórmula (ALLEN *et al.*, 1998):

$$ET_c = ETO K_c \quad (22)$$

Não existem no relatório da FAO 56 valores tabelados para a azinheira nem para sobreiro. Das esclerofilas mediterrânicas apenas consta a oliveira.

**Quadro 14** – Coeficiente cultural da azinheira regada

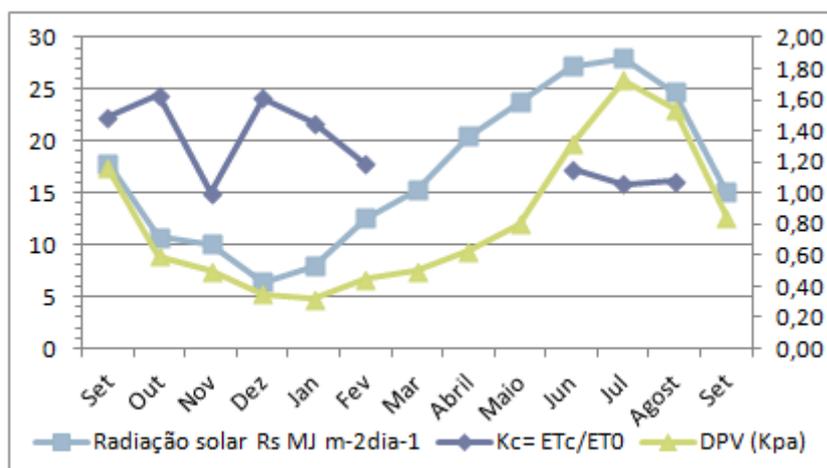
Mês	ETO	ETc az reg	Kc=ETc/ETO
Set	6,41	9,54	1,49
Out	3,68	5,99	1,63
Nov	3,47	3,46	1,00
Dez	2,28	3,67	1,61
Jan	2,03	2,95	1,45
Fev	3,16	3,76	1,19
Mar	3,87		
Abril	5,31		
Mai	6,74		
Jun	8,99	10,40	1,16
Jul	11,58	12,24	1,06
Agost	9,52	10,27	1,08
Set	5,28		
<b>Valor médio</b>			<b>1,29</b>

Em condições de plena disponibilidade hídrica o coeficiente cultural (Kc) estimado para a azinheira varia ao longo do ano entre um mínimo de 1,00, correspondendo este valor ao mês de novembro, e um máximo de 1,63 em setembro. O valor médio anual de Kc para a azinheira é de 1,29, superior ao valor tabelado no relatório FAO-56 para a esclerófila oliveira (0,70) e ao valor médio anual (0,62) estimado por VILLALOBOS *et al.*, 2000 em oliveiras regadas<sup>44</sup> recorrendo também à equação de PENMAN-MONTEITH, superior também aos valores tabelados para as árvores de fruto, e dentro dos valores estimados para as culturas anuais (1,0 e 1,2) (DOORENBOS & PRUITT, 1977; ALLEN *et al.*, 1998).

A variação anual do coeficiente cultural não parece estar diretamente relacionada nem com a variação anual da radiação solar nem com a variação do déficit de pressão de vapor (ver figura 13).

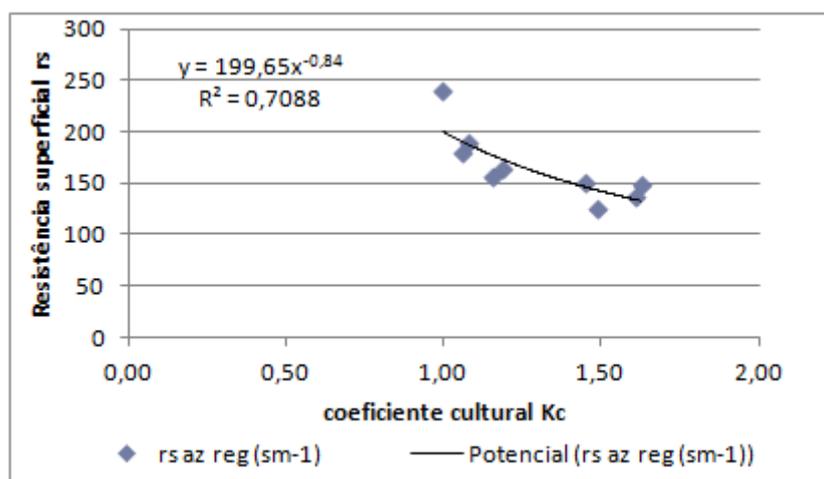
---

<sup>44</sup> Contudo no ensaio de VILLALOBOS *et al.*, 2000 o LAI das oliveiras era de 1,5 em 1996 e de 1,2 em 1997, e a altura média das árvores de 4 m, valores inferiores aos das azinheiras.



**Figura 13** – Variação anual do coeficiente cultural Kc, radiação solar e DPV

A resistência superficial  $r_s$  parece explicar 71% da variabilidade do coeficiente cultural Kc (ver figura 14).



**Figura 14** – Relação entre o coeficiente cultural Kc e a resistência superficial da azinheira regada

A variabilidade anual do Kc parece depender da resistência superficial e possivelmente de fatores fisiológicos, dado que o valor mínimo se verifica em novembro, época de amadurecimento do fruto.

A média de Kc poderá permitir aferir as necessidades hídricas da azinheira, desde que se tenha em conta o padrão sazonal da resistência superficial, uma vez que defendemos que estas necessidades estão controladas em grande medida pela resistência superficial, o que se confirmou no coeficiente de determinação obtido ( $R^2=0,71$ ).

No entanto, dado tratar-se de uma espécie é muito resistente à seca, a aferição das necessidades hídricas através do coeficiente cultural implicará o conhecimento de  $K_s$  (coeficiente de *stress*) para situações em que o abastecimento hídrico se limita à precipitação e ao armazenamento do solo.

Neste ensaio verificaram-se taxas de evapotranspiração superiores à precipitação e ao armazenamento de água no solo, na azinheira padrão, possivelmente devido à existência de algum aquífero, motivo pelo qual não calculamos o  $K_s$ .

#### 6.1.4 BALANÇO HÍDRICO

Para a estimativa do balanço hídrico segundo o método de THORNTHWAITE-MATHER, 1955, consideramos o armazenamento de água do solo na camada arável  $\Delta S_o$  e estipulamos a capacidade utilizável do solo (CU) em 100 mm, dado que para este tipo de solo a água disponível nos primeiros 50 cm de solo, [7], foi estimada entre 65 mm e 120 mm de água, o que indica uma elevada capacidade utilizável.

Durante o período experimental, que decorreu de setembro de 2001 a agosto de 2002, a precipitação total foi de 825,5 mm. O total de precipitação de 2001 foi de 759 mm e em 2002 de 717,8 mm sendo portanto, a média de precipitação anual dos dois anos 10% superior à média do período 1950-1980 de 665 mm.

A  $ET_0$  total estimada para o período de setembro de 2001 a setembro de 2002 foi de 2598,8 mm.

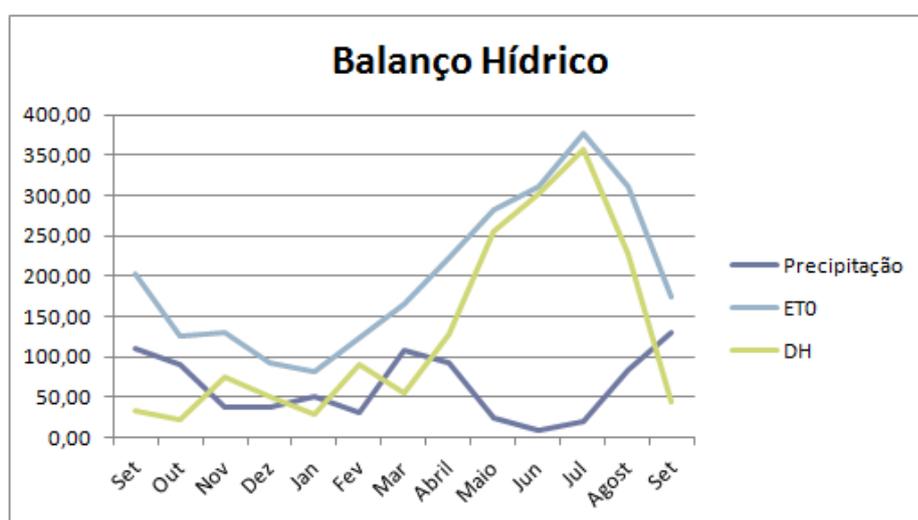
Apesar de 2001 e 2002 serem considerados anos húmidos, considerando a média de 1950-1980, ao longo do tempo em que decorreu o ensaio, de setembro de 2001 a setembro de 2002, a precipitação,  $P$  nunca excedeu a  $ET_0$ , e não há nenhum mês com superavit hídrico (SH). Todo o ensaio decorreu com o solo em condições de défice hídrico DH (ver quadro 15 e figura 15).

Não se verificando também o reabastecimento do armazenamento do solo ao longo do tempo em que decorreu o trabalho experimental. Assumimos no balanço hídrico que em setembro de 2001 o solo se encontrava com a capacidade utilizável a 100 mm.

**Quadro 15** – Balanço Hídrico THORNTHWAITE-MATHER, 1955 (adaptado a partir de LENCASTRE & FRANCO, 1984)

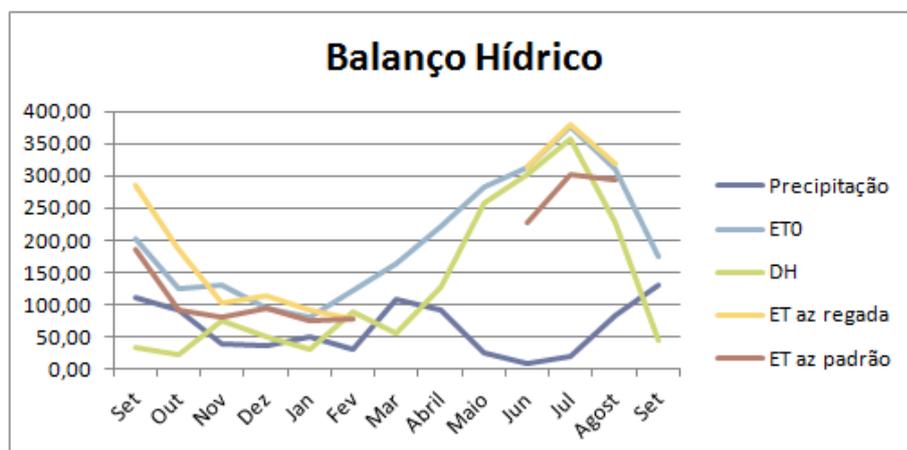
BALANÇO HÍDRICO THORNTHWAITE-MATHER (valores mensais)													
Mês	Set-01	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abril	Mai	Jun	Jul	Agos	Set-02
<b>P</b>	110,2	91,6	38,5	37,6	50,5	30,3	107,8	92,6	24,5	8,8	19,6	84,0	129,5
<b>ET0</b>	203,3	125,1	129,5	93,6	82,0	123,3	164,6	222,2	281,4	312,1	376,9	311,0	173,8
<b>P-ET0</b>	<b>-93,1</b>	<b>-33,5</b>	<b>-91,0</b>	<b>-56,0</b>	<b>-31,5</b>	<b>-93,0</b>	<b>-56,8</b>	<b>-129,6</b>	<b>-256,9</b>	<b>-303,3</b>	<b>-357,3</b>	<b>-227,0</b>	<b>-44,3</b>
<b>L</b>	-93,1	-126,6	-217,6	-273,6	-305,1	-398	-454,9	-584,5	-841,5	-1144,8	-1502	-1729	-1773
<b>Sso</b>	<b>39,4</b>	<b>28,2</b>	<b>11,3</b>	<b>6,5</b>	<b>4,7</b>	<b>1,9</b>	<b>1,1</b>	<b>0,3</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
<b>ΔSso</b>	-60,6	-11,2	-16,9	-4,9	-1,7	-2,9	-0,8	-0,8	-0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>ETe</b>	170,8	102,8	55,4	42,5	52,2	33,2	108,6	93,4	24,8	8,8	19,6	84,0	129,5
<b>DH</b>	32,5	22,3	74,2	51,1	29,7	90,2	56,0	128,9	256,7	303,3	357,3	227,0	44,3
<b>SH</b>													

Legenda do quadro: CU = 100 mm; P - Precipitação; ET0 - evapotranspiração de referência; L - perda potencial de água; ETe - evapotranspiração efetiva; Sso - armazenamento de água no solo; ΔSso - variação do armazenamento de água no solo (O armazenamento de água no solo Sso e conseqüentemente a sua variação ΔSso serão limitados pela respectiva capacidade utilizável CU); SH - superavit hídrico ( $P \geq ETP$ ;  $\Delta S_{so} \geq 0$ ); DH - Déficit hídrico ( $P \leq ETP$ ;  $\Delta S_{so} \leq 0$ );



**Figura 15** – Balanço hídrico (mm/mês)

Contudo, apesar do elevado déficit hídrico, a evapotranspiração da azinheira padrão foi próxima da evapotranspiração de referência e da azinheira regada (ver figura 16).



**Figura 16** – Balanço hídrico (mm/mês) e evapotranspiração das azinheiras

A elevada evapotranspiração da azinheira padrão apesar do elevado défice hídrico registado durante o período experimental, faz-nos suspeitar, como já referido, da existência de algum aquífero a que as raízes da azinheira teriam acesso.

O período experimental caracterizou-se por um elevado défice hídrico, apesar de 2001-2002 serem considerados anos húmidos relativamente à série de 1950-1980. É de referir que em 2001 a Oscilação Norte Atlântica (NAO) foi predominantemente negativa<sup>45</sup> e sendo assim a depressão do anticiclone dos Açores implica geralmente o aumento de precipitação<sup>46</sup> nas regiões do sul da Europa, mas o ano de 2002-2003 foi um ano de El niño de intensidade moderada<sup>47</sup>.

## 6.2 PADRÃO SAZONAL DIÁRIO DO REGIME ESTOMÁTICO

De forma a conhecer melhor o regime estomático, do qual depende a transpiração e evapotranspiração, procuramos analisar os padrões de resistência estomática nas duas estações climáticas mediterrânicas mais extremas, o verão e o inverno e a sua evolução ao longo do dia, (manhã, meio-dia e ocaso), na azinheira regada e na azinheira padrão.

<sup>45</sup> [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao\\_ts.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml)

<sup>46</sup> <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>

<sup>47</sup> [http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2003/14mar\\_elnino2002/](http://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2003/14mar_elnino2002/)

Existem poucos trabalhos relativos à azinheira (*Q. ilex*) (DAMESIN *et al.*, 1998; LARCHER, 2000; MEDIAVILLA E ESCUDERO, 2004), e menos ainda no caso da espécie *Q. rotundifolia*, não se tendo encontrado nenhum trabalho referente à variação do regime estomático entre uma situação padrão (em condições climáticas naturais) e quando a espécie é sujeita a rega.

Sobre esta espécie, e com resultados relativos à condutância e/ou resistência estomática, encontramos dois trabalhos, um realizado em Salamanca (MEDIAVILLA E ESCUDERO, 2004) e o outro em Portugal (DAVID, *et al.*, 2004). No primeiro realizado em 1996-1997, comparam-se as respostas estomáticas na resistência à seca, de duas espécies, *Q. rotundifolia* e *Q. faginea* em árvores adultas e em jovens, no segundo, realizado em Portugal, num período de dois anos (1996-1998) avaliam-se as restrições à transpiração. Em ambos trabalhos, os autores apresentam valores de condutância estomática, o que tornou possível a comparação com os nossos valores de resistência estomática<sup>48</sup>.

Em relação a outras espécies Mediterrânicas, existem extensivos trabalhos publicados relativos às trocas de fluxos de vapor de água nas espécies Mediterrânicas (LOSCH *et al.*, 1982; TRAMBOUZE E VOLTZ, 2001; SCHILLER *et al.*, 2003), contudo, são trabalhos que se limitam a um curto período de tempo sob condições muito específicas, nomeadamente em situações de *stress* hídrico. Mais recentemente, foi publicado um trabalho sobre as variações de condutância das copas de oliveiras regadas e geridas como um pomar, (TESTI *et al.*, 2004 e TESTI *et al.*, 2006), os quais também comparámos com os nossos valores de resistência estomática.

### 6.2.1 ANÁLISE DAS RESISTÊNCIAS ESTOMÁTICAS NO PERÍODO DE VERÃO

Durante o período de verão as resistências estomáticas da árvore regada foram significativamente diferentes<sup>49</sup>, (99%;  $\alpha=0,01$ ) da árvore padrão, apresentando sempre o dobro da abertura estomática. Verificando-se esta relação ao longo dos três períodos de medição diários, manhã, meio-dia e ocaso, e ainda dentro de cada intervalo de tempo considerado como um período ( $\alpha = 0,01$ ; probabilidade de 99%).

---

<sup>48</sup> Admitimos que os valores de temperatura e pressão são idênticos aos nossos.

<sup>49</sup> Tratamento estatístico realizado através da Análise de Variância ANOVA

Ambas árvores seguem ao longo do dia, uma curva de potência, com um máximo de resistência no ocaso (ver Quadro 16 e Figura 17).

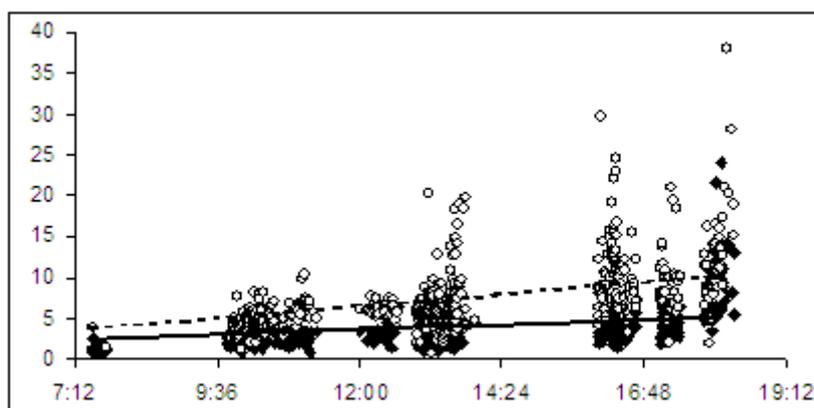
**Quadro 16** – Médias e desvio padrão das resistências estomáticas no período de verão

<b>RESISTÊNCIA média e Desvio padrão de VERÃO (SET-OUT-JUN-JUL-AGOS)</b>								
	ri (scm-1) média				Desvio Padrão			
	média DIA	manhã <sup>50</sup>	12:00 <sup>51</sup>	ocaso <sup>52</sup>	stdv dia	manhã	12:00	ocaso
<b>Azinheira regada</b>	3,47	2,22	3,28	5,19	2,33	0,98	1,38	3,22
<b>Azinheira padrão</b>	6,50	3,78	6,02	10,33	4,31	1,84	2,95	5,05

Segundo MONTEITH & UNSWORTH, 1990, os típicos valores de resistência estomática mínima nas mesófitas variam entre 1 e 2 s cm<sup>-1</sup>, verificando-se também valores mínimos entre 0,5-4,8 s cm<sup>-1</sup>, para as espécies xerófitas os valores de resistência estomática mínima são superiores a 30 s cm<sup>-1</sup>. Assim, os valores mínimos de resistência estomática por nós obtidos, enquadram as azinheiras no grupo das mesófitas (ver quadro 17).

**Quadro 17** – Valores mínimos e máximos das resistências estomáticas no período de verão

<b>RESISTÊNCIA mínima e máxima de VERÃO (SET-OUT-JUN-JUL-AGOS)</b>								
	ri (scm <sup>-1</sup> ) mínima				ri (s cm <sup>-1</sup> ) max			
	Min DIA	manhã <sup>53</sup>	12:00 <sup>54</sup>	ocaso <sup>55</sup>	Max DIA	manhã	12:00	ocaso
<b>Azinheira regada</b>	0,68	0,68	0,91	1,32	24	6,4	8,8	24
<b>Azinheira padrão</b>	0,98	0,98	1,62	1,87	38	10,3	20,2	38



**Figura 17** – Resistência estomática (s cm<sup>-1</sup>) observada no período de verão ao longo do dia. (◇ Azinheira padrão; ◆ Azinheira regada; --- curva de tendência da resistência estomática média ao longo do dia da azinheira padrão com r<sup>2</sup>= 0,99; — curva de tendência da resistência estomática média ao longo do dia da azinheira regada com r<sup>2</sup>=0,98)

<sup>50</sup> Média correspondente a 660 medições

<sup>51</sup> Média correspondente a 660 medições

<sup>52</sup> Média correspondente a 600 medições

<sup>53</sup> Média correspondente a 660 medições

<sup>54</sup> Média correspondente a 660 medições

<sup>55</sup> Média correspondente a 600 medições

Ainda na Figura 17 e Quadro 16, observam-se uns picos elevados de resistência estomática ao meio-dia solar na azinheira padrão, correspondendo possivelmente ao designado “midday-closure”. Este acentuado aumento de resistência não se verifica na azinheira regada.

Na análise de variância realizada em cada azinheira para os valores de resistência obtidos em cada período diário, verificou-se que em ambas azinheiras as resistências estomático-cuticulares da manhã diferem significativamente, (para uma probabilidade de 95% e também para 99%), das do meio-dia e das do ocaso e ainda que as do meio-dia diferem das do ocaso.

### *6.2.2 ANÁLISE DAS RESISTÊNCIAS ESTOMÁTICAS NO PERÍODO DE INVERNO*

No inverno <sup>56</sup> as diferenças nas resistências estomáticas entre a azinheira regada e a padrão são significativas (a 99%). Verificando-se uma alteração no padrão diário das resistências que seguem uma curva bimodal ( $r^2=1$ ) com o pico máximo ao meio-dia, evidenciando-se o provável “midday-closure” (ver Quadro 18 e Figura 18). Apesar dos valores de resistência estomática da azinheira padrão ao meio-dia serem superiores no verão, o possível “midday-closure” é mais perceptível graficamente no inverno devido aos valores inferiores de resistência observados no ocaso. Contudo, é de salientar o provável “midday-closure” também no verão (ver quadros 16 e 18).

Na azinheira regada, apesar da resistência máxima se verificar também ao meio-dia, a diferença para o período da manhã e ocaso não é muito pronunciada (como aliás se confirmou na análise de variância).

Os resultados estatísticos entre as duas azinheiras mostraram que existem diferenças significativas, entre os períodos: da manhã e meio-dia, do meio-dia e ocaso, a 99% (alfa=0,01), e não se verificaram diferenças significativas entre o período da manhã e o ocaso.

---

<sup>56</sup> Período correspondente a novembro e dezembro 2001, janeiro e fevereiro 2002

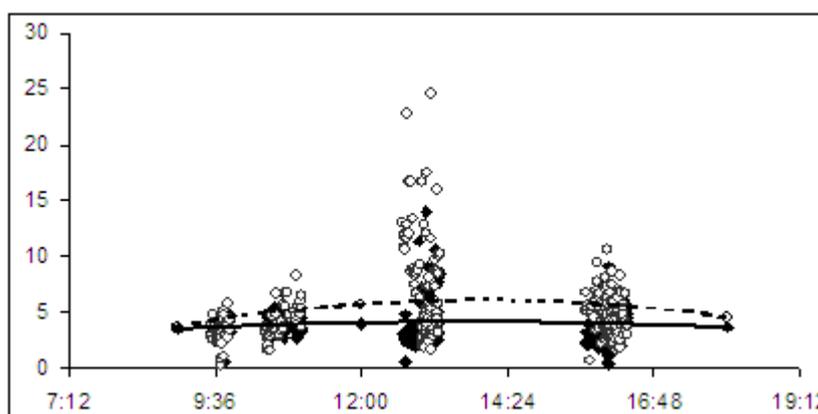
**Quadro 18** – Médias e desvio padrão da resistência estomática no período de Inverno

<b>RESISTÊNCIA média e Desvio padrão de INVERNO (NOV-DEZ-JAN-FEV)</b>								
	ri (scm-1) média				Desvio Padrão			
	média DIA	manhã <sup>57</sup>	12:00 <sup>58</sup>	ocaso <sup>59</sup>	stdv dia	manhã	12:00	ocaso
<b>Azinheira regada</b>	3,74	3,57	4,03	3,62	0,2627	0,974	2,405	1,454
<b>Azinheira padrão</b>	4,63	3,72	5,66	4,52	0,9843	1,420	4,815	1,773

Os valores de resistência estomática mínima de inverno das azinheiras enquadram-se também dentro do intervalo de valores de resistência mínima indicados MONTEITH & UNSWORTH, 1990, para espécies mesófitas (ver quadro 19).

**Quadro 19** – Valores mínimos e máximos da resistência estomática no período de inverno

<b>RESISTÊNCIA mínima e máxima de INVERNO (NOV-DEZ-JAN-FEV)</b>								
	ri (scm <sup>-1</sup> ) mínima				ri (s cm <sup>-1</sup> ) max			
	Min DIA <sup>60</sup>	manhã	12:00	ocaso	Max DIA	manhã	12:00	ocaso
<b>Azinheira Regada</b>	0,30	0,43	0,55	0,30	14,0	6,70	14,0	9,00
<b>Azinheira Padrão</b>	0,59	0,78	1,72	0,59	24,6	8,30	24,6	10,50



**Figura 18** – Resistência estomática (s cm<sup>-1</sup>) observada no período de Inverno ao longo do dia. (◇ Azinheira padrão; ◆ Azinheira regada; ---- curva de tendência da resistência estomática média ao longo do dia da azinheira padrão com r<sup>2</sup>= 1; — curva de tendência da resistência estomática média ao longo do dia da azinheira regada com r<sup>2</sup>=1)

<sup>57</sup> Média correspondente a 660 medições

<sup>58</sup> Média correspondente a 660 medições

<sup>59</sup> Média correspondente a 630 medições

<sup>60</sup> Aqui DIA tem a conotação de se referir à totalidade do período diário, i.e., conjunto de valores obtidos no inverno nos períodos: manhã, 12:00 e ocaso.

Na análise estatística efetuada para os períodos diários de medição da azinheira padrão verificamos que as resistências estomáticas do período da manhã diferem significativamente (com  $\alpha= 0,05$  e com  $\alpha= 0,01$ ) das resistências do meio-dia; que as resistências medidas ao meio-dia diferem significativamente das do ocaso (para  $\alpha=0,05$  e com  $\alpha= 0,01$ ), mas que entre as resistências da manhã e as do ocaso não existem diferenças significativas.

Na azinheira regada não se verificam diferenças significativas nos valores de resistência estomática medidos em qualquer dos períodos considerados.

### 6.2.3 ANÁLISE COMPARADA DAS RESISTÊNCIAS ESTOMÁTICAS ENTRE VERÃO E INVERNO

Durante o período de verão ambas azinheiras seguem uma curva de potência relativamente à amplitude do fecho estomático, com o pico de resistência máximo no ocaso. Contudo, apesar da semelhança de comportamento, uma análise detalhada à Figura 17 e ao Quadro 17 parece evidenciar o início do fecho estomático na azinheira padrão às 12:00h (“midday-closure”) com resistência de  $6 \text{ s cm}^{-1}$ , aumentando progressivamente até ao ocaso, o que não se verifica na azinheira regada, que só apresenta o possível fecho estomático no ocaso.

Os valores de resistência estomática obtidos no período de verão com a azinheira regada assemelham-se, depois de convertidos ( $g_i=1/r_i^{61}$ ) aos valores de condutância estomática obtidos por DAVID, *et al.*, 2004, contudo apesar de esse trabalho ter sido conduzido durante dois anos (1996-1998), é apenas apresentada a evolução diária da condutância estomática num único dia de verão (25-08-1998).

A proximidade entre os valores deve-se, provavelmente ao fato da azinheira em estudo, pelos autores acima referidos, não apresentar sinais de *stress* hídrico no período estival, tendo mesmo sido encontrado um aquífero a 13 metros de profundidade, onde as raízes da árvore se iriam abastecer, tendo talvez por isso, um desempenho semelhante à nossa azinheira regada.

---

<sup>61</sup>  $g_i$ =conductância estomática

Comparativamente a outras espécies esclerófitas, o trabalho de LEUNING *et al.*, 1991, para *Eucalyptus resinifera*, revela valores de condutância máxima<sup>62</sup> para o verão, que convertidos em resistência mínima são superiores aos valores mínimos diários de resistência estomática no verão em ambas azinheiras (ver quadro 17).

Em trabalhos realizados sobre a resposta estomática à seca, encontramos o trabalho de MEDIÁVILLA *et al.*, 2004, realizado em *Q rotundifolia* Lam. e *Q faginea* no qual, depois de converter a condutância estomática<sup>63</sup> de  $\text{mmolm}^{-2}\text{s}^{-1}$  para resistência<sup>64</sup> em  $\text{scm}^{-1}$ , verificamos que os valores de resistência, por nós obtidos para a azinheira padrão são cerca de metade dos obtidos por os autores acima referidos. Porém, há que referir que no estudo de MEDIÁVILLA *et al.*, 2004, realizado de 1996 a 1997, a precipitação anual foi de apenas 465 mm, sendo no nosso caso de 825,5 mm. Por conseguinte, a nossa azinheira padrão, apesar de não se ter comparado a capacidade de armazenamento de água do solo, terá tido menos restrições à transpiração, o que por sua vez poderá explicar esta diferença de valores.

No verão, o comportamento das azinheiras estudadas denota assim um eficiente uso da água, sendo que o provável “midday-closure” só se parece verificar na azinheira padrão, onde o acesso à água é mais limitado.

Na azinheira padrão, durante o verão, os estomas parecem iniciar o fecho a partir do meio-dia e perpetuarem-no até ao ocaso, o que possivelmente se deve ao facto das temperaturas e da radiação continuarem elevadas e por conseguinte a solicitação evaporativa do ar, tornar proibitiva a absorção de  $\text{CO}_2$ .

Na azinheira regada, a disponibilidade de água de que dispõem artificialmente, permite-lhe manter os estomas mais abertos e praticamente durante todo o dia<sup>65</sup>, não se evidenciando o “midday-closure”. Apesar de não se terem feito medições de fotossíntese, a disponibilidade hídrica da azinheira regada permite-lhe possivelmente um melhor rendimento fotossintético relativamente à azinheira padrão, uma vez que esta evidencia um progressivo decréscimo na capacidade de absorção de  $\text{CO}_2$  ao longo do dia.

---

<sup>62</sup>  $g_{\text{max}}$  *E. resinifera* a variar entre 4 e 8  $\text{mms}^{-1}$  (sensivelmente  $r_{\text{min}} = 250 \text{ sm}^{-1}$  e  $125 \text{ sm}^{-1}$  respectivamente), (únicos valores apresentados no trabalho acima descrito).

<sup>63</sup> É apenas apresentado um valor médio dos valores diários obtidos.

<sup>64</sup> Assumindo condições de pressão e temperatura constantes

<sup>65</sup> Dia entendido como o período de luz solar

No período de inverno demarca-se graficamente um provável “midday-closure”. O que coincide, com o período diurno em que as temperaturas e o déficit de pressão de vapor são mais elevados. Neste período, a rega efetuada na azinheira foi de 3 mm dia<sup>-1</sup>, o que aparentemente poderá não ser suficiente para cobrir a necessidade hídrica, uma vez que a resistência estomática às 12:00h é superior à verificada no verão.

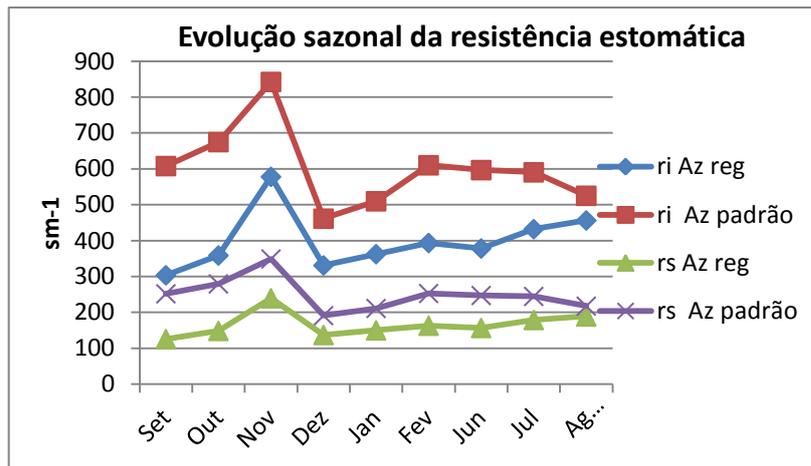
No ocaso a resistência estomática da azinheira regada e da azinheira padrão é inferior à verificada no mesmo período diurno no verão, possivelmente devido à menor solicitação evaporativa do ar durante o ocaso de inverno, permitindo uma abertura estomática superior à observada ao meio-dia.

### 6.3 PADRÃO SAZONAL ANUAL DA RESISTÊNCIA ESTOMÁTICA E DA RESISTÊNCIA SUPERFICIAL

As resistências estomáticas são sempre mais elevadas na azinheira padrão, quer ao nível da folha, quer ao nível do copado. Na análise estatística do regime estomático sazonal anual, verificamos que as resistências estomáticas da azinheira regada diferem significativamente (95% e 99%) das da azinheira padrão, quer ao nível da folha ( $r_i$ ) quer ao nível da árvore, i.e. da resistência estomática superficial ( $r_s$ ).

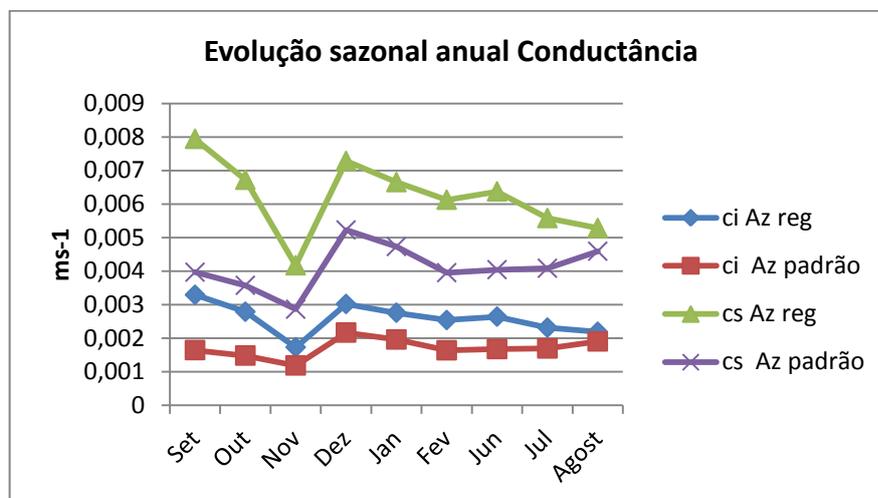
Contudo, numa análise detalhada, onde separamos os valores estimados para verão e inverno, verificamos que no verão os valores de resistência estomática ( $r_i$ ) e superficial ( $r_s$ ) da azinheira regada diferem significativamente (95% e 99%) dos valores da azinheira padrão, mas no período de inverno não existem diferenças significativas ao nível do copado ( $r_s$ ).

Ao longo do ano parece existir um padrão sazonal na resistência estomática e superficial, que se verifica em ambas azinheiras com um pico elevado no período de inverno, mais concretamente em novembro, quer ao nível da folha, quer ao nível do copado (ver figura 19). Este período de elevada resistência estomática e superficial coincide com a época de amadurecimento da bolota na azinheira.



**Figura 19** – Evolução da resistência estomática ri e superficial rs ao longo do ano

O período sazonal com resistências mais baixas, e consequentemente de condutância mais elevada, quer ao nível estomático, quer ao nível do copado, parece incidir, em ambas azinheiras, em agosto e setembro (ver figura 20).



**Figura 20** – Evolução da condutância estomática ci e superficial cs ao longo do ano

Comparativamente a outras esclerófitas encontramos o trabalho de TESTI *et al.*, 2006, com oliveiras em que se verifica também um padrão sazonal, com valores elevados

de condutância<sup>66;67</sup> do copado em julho, correspondendo ao período de verão, tal como no caso da azinheira. Em relação aos valores mais baixos de condutância e por conseguinte mais elevados de resistência, estes autores não têm dados ou informação relativos aos meses de outubro, novembro, dezembro e janeiro e poucas medições em fevereiro, pelo que não foi possível estabelecer mais comparações.

Estes picos de condutância e resistência parecem estar de alguma forma relacionados com a fenologia das espécies.

#### 6.4 RELAÇÕES ENTRE O REGIME ESTOMÁTICO E AS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS

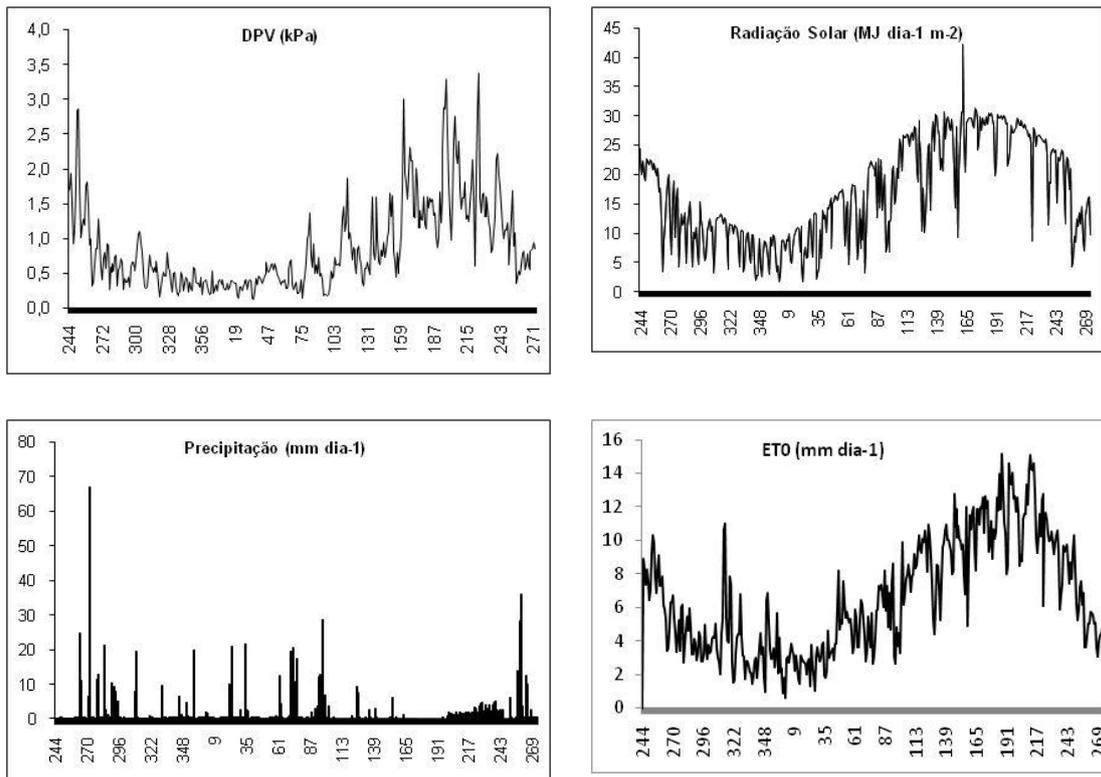
Vários modelos sobre a relação entre o controle estomático e as variáveis climáticas têm sido descritos na literatura. JARVIS, 1976, (citado por INFANTE *et al.*, 1997; L'HOMME *et al.*, 1998) equacionou a forma geral de um modelo não-linear, no qual a resistência estomática é relacionada com cada variável climática, e representa a resposta estomática a uma variável, quando as outras não são limitantes. Contudo, com este tipo de modelo ignoram-se as interações entre variáveis.

De forma a tentar compreender melhor o regime estomático da azinheira e a influência da rega, relacionámo-lo com algumas variáveis climáticas (ver figura 21), déficit de pressão de saturação, radiação solar e temperatura.

---

<sup>66</sup> Valores máximos de condutância estomática do copado  $G_s=1,5 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ ;  $G_s=2,5 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$  e  $G_s=4,5 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$  para os anos de 1998, 1999 e 2000 respectivamente.

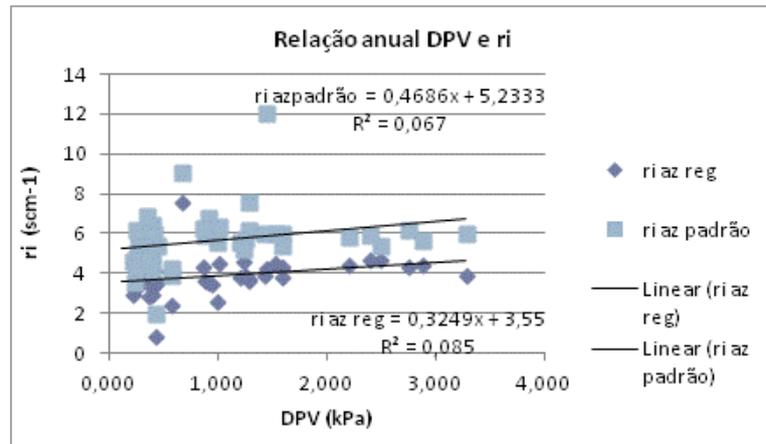
<sup>67</sup> A comparação foi estabelecida apenas com base no fenómeno sazonal e não através dos valores quantitativos, uma vez que, os valores máximos de condutância obtidos por estes autores são em valor aproximados aos nossos mínimos, possivelmente porque as oliveiras jovens tinham LAI < 1.



**Figura 21** – Variáveis climáticas, DPV, radiação solar, precipitação e evapotranspiração de referência (ETO) ao longo dos dias do ano.

#### 6.4.1 RESPOSTA ESTOMÁTICA E O DÉFICE DE PRESSÃO DE SATURAÇÃO (DPV)

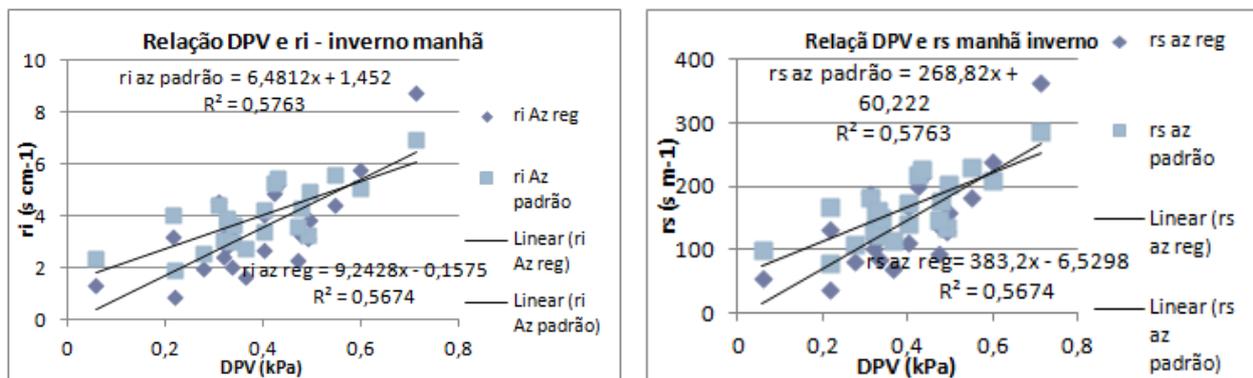
Na análise da resposta estomática com o DPV, nas duas principais estações do ano, verão e inverno, utilizando os valores de temperatura e humidade da estação meteorológica da Mitra, CGE, e as médias totais diurnas dos valores medidos de resistência estomática, não parece existir uma relação entre as variáveis em ambas azinheiras (ver figura 22).



**Figura 22** – Relação anual (inverno e verão) entre a resistência estomática ri e o DPV

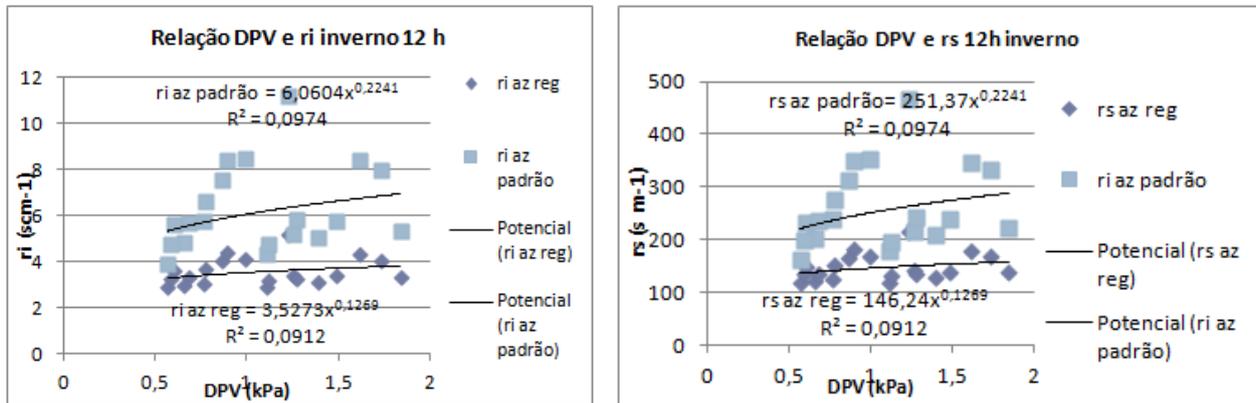
Para uma melhor acuracidade e percepção da relação entre a resistência estomática e o déficit de pressão de saturação, separamos a análise pelas estações climáticas e pelos períodos diurnos de medição das resistências estomáticas. Estabelecendo estas relações a partir dos valores de déficit de pressão de saturação estimados com os valores de temperatura e humidade aferidos no campo, aquando das medições dos valores de resistência estomática, manhã, meio-dia e ocaso.

Assim, nas manhãs de inverno existe uma razoável relação linear entre a resistência estomática e o déficit de pressão de saturação em ambas azinheiras, regada e padrão que se mantem ao nível da copa (ver figura 23). O déficit de pressão explica em cerca 58% a resistência estomática na azinheira padrão e em cerca de 57% a resistência estomática da azinheira regada.



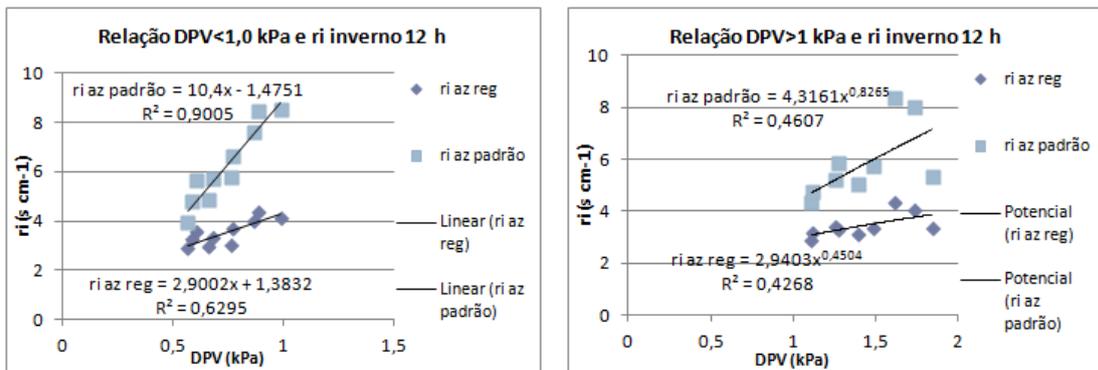
**Figura 23** – Relação entre a resistência estomática ri e superficial rs e o DPV, inverno, manhã.

Nos valores obtidos ao meio-dia durante o inverno não parece existir uma relação entre a resistência estomática e superficial com o DPV, contudo a curva com melhor ajuste parece ser a potencial (ver figura 24). Uma observação mais detalhada à figura 24 sugere existir uma relação linear até DPV < 1,0 (kPa), valor a partir do qual parece deixar de ser linear.



**Figura 24** – Relação entre a resistência estomática ri e superficial rs e o DPV, inverno, meio-dia

Procedemos a uma análise mais detalhada dos valores obtidos ao meio-dia durante o inverno separando-os de acordo com o déficit de pressão de saturação de vapor em DPV < 1,0 kPa ou DPV > 1,0 kPa (ver figura 25).

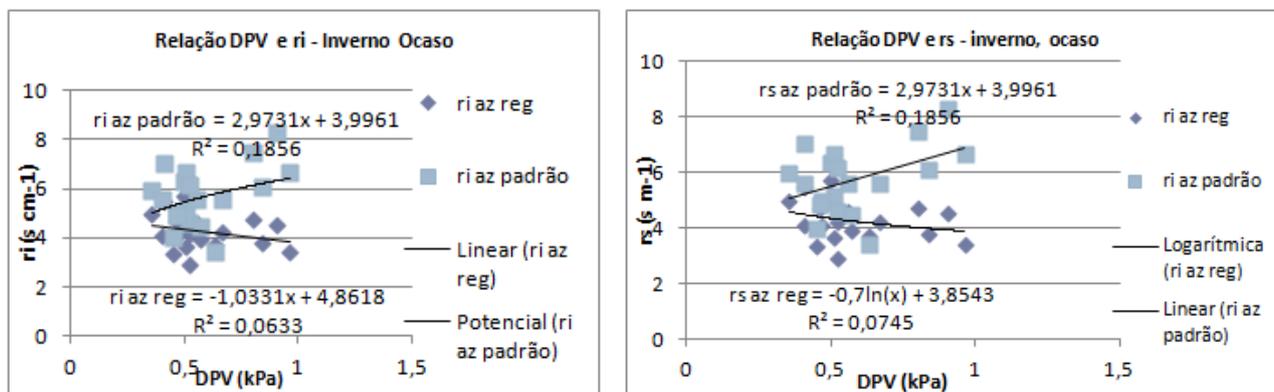


**Figura 25** – Relação entre a resistência estomática ri e o DPV, inverno, meio-dia, para DPV < 1,0 kPa e DPV > 1,0 kPa

Durante o inverno o déficit de pressão de saturação de vapor, DPV, parece explicar 90% da resistência estomática na azinheira padrão para situações em que o DPV ≤ 1,0 (kPa) e 63% na azinheira regada (ver figura 25). Para valores de DPV > 1,0 (kPa) os valores

de resistência estomática de ambas azinheiras estão fracamente relacionados com o DPV (ver figura 25).

No ocaso durante o inverno não parece existir relação entre os valores de DPV e as resistências estomáticas de ambas azinheiras (ver figura 26).

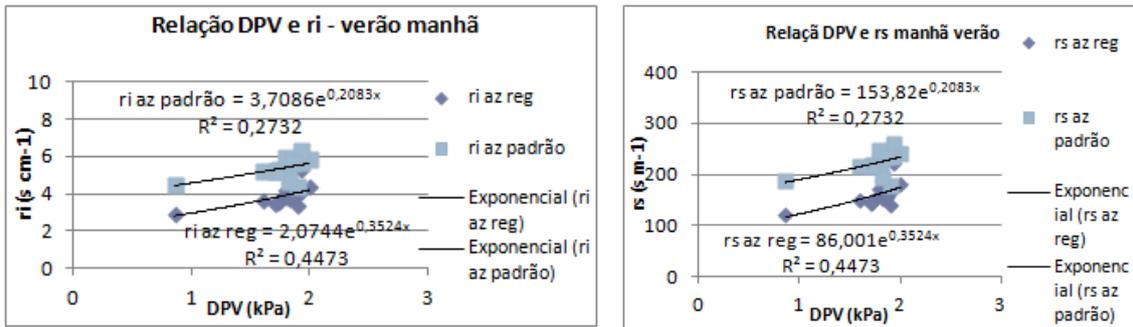


**Figura 26** – Relação entre a resistência estomática ri e superficial e o DPV, inverno, ocaso

Alguns autores afirmam que a relação entre o DPV e a resposta estomática pode ser linear ou não linear (FARQUHAR, 1978; JONES, 1992 citados por INFANTE *et al.*, 1997; TAGAKI *et al.*, 1998). Durante o inverno verificamos existir uma relação linear entre a resposta estomática e o DPV, para valores de DPV < 1,0 (kPa), particularmente na azinheira padrão.

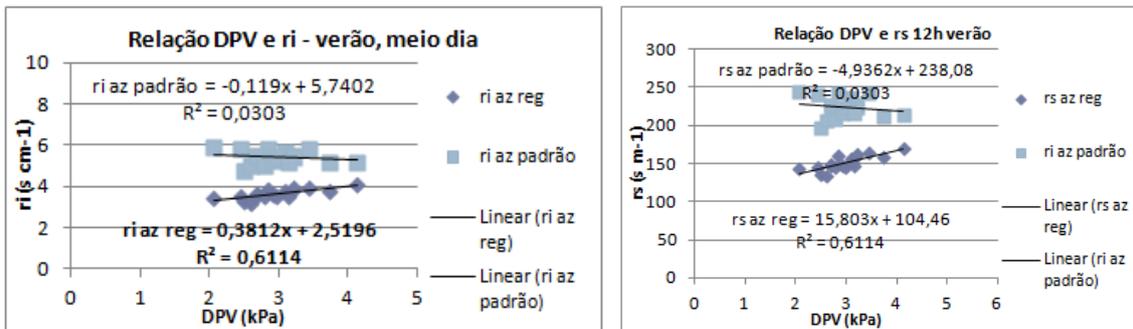
A comparação dos resultados obtidos no período de inverno com outros autores foi difícil, uma vez que normalmente os resultados publicados, (pelo menos os consultados por nós) referem-se apenas ao período estival, onde o déficit hídrico no mediterrâneo se pode tornar crítico. Contudo, TESTI *et al.*, 2006, verificou existir uma relação linear positiva entre a resposta estomática e o DPV, em oliveiras regadas em Espanha, na primavera.

Nas manhãs de verão não encontramos relação entre o DPV e a resposta estomática (ver figura 27), no entanto as curvas que proporcionariam um melhor ajuste seriam do tipo exponencial.



**Figura 27** – Relação entre a resistência estomática ri e superficial rs e o DPV, verão, manhã

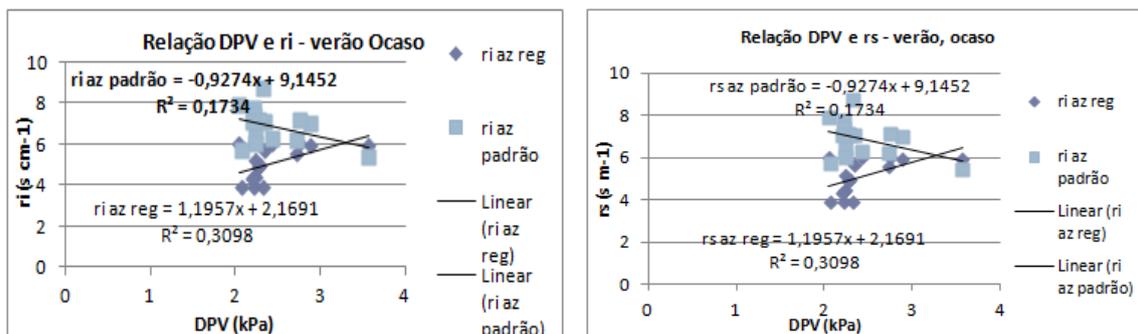
No período do meio-dia durante o verão não existe relação entre a resposta estomática e o DPV na azinheira padrão, mas verifica-se que o DPV permite explicar em 61% a resposta estomática da azinheira regada (ver figura 28).



**Figura 28** – Relação entre a resistência estomática ri e superficial rs e o DPV, verão, meio-dia

É interessante denotar que apesar de não se verificar uma relação entre a resposta estomática e o DPV na azinheira padrão, a partir de DPV > 2 (kPa) a resistência estomática mantém-se constante, e para sensivelmente valores de DPV > 3,0 (kPa) os valores de resistência estomática decrescem.

No ocaso durante o verão não existe uma relação entre o DPV e a resposta estomática em ambas azinheiras (ver figura 29).



**Figura 29** – Relação entre a resistência estomática ri e superficial rs e o DPV, verão, ocaso

No entanto, apesar da inexistência de relação entre o DPV e a resposta estomática no ocaso é mais notória a inflexão dos valores de resistência estomática da azinheira padrão comparativamente à azinheira regada para valores crescentes de DPV.

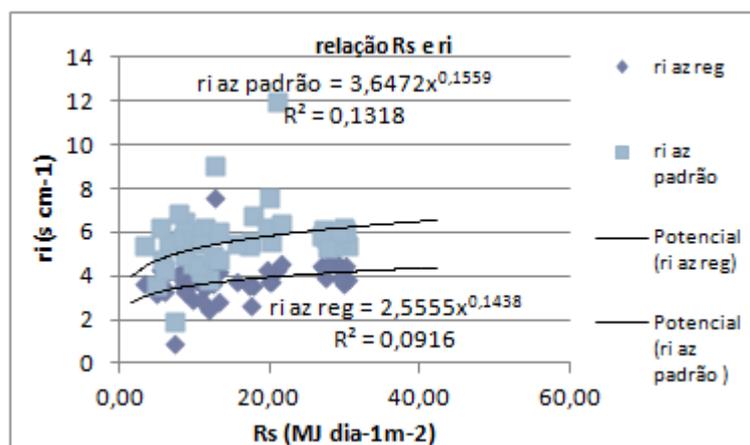
No período de verão ao meio-dia, os valores de resistência estomática e a relação do tipo linear positiva por nós obtida na azinheira regada são semelhantes aos de DAVID *et al.*, 2004, e tal como com estes autores, esta relação linear verifica-se em valores de DPV superiores a 1,5 (kPa). A relação linear positiva entre resposta estomática e o DPV verifica-se também em oliveiras regadas em TESTI *et al.*, 2006.

Em INFANTE *et al.*, 1997, a relação entre o DPV e a resposta estomática (*Quercus ilex*) no verão foi do tipo exponencial negativo.

Na azinheira padrão o facto da resposta estomática inflectir para valores de DPV superiores 3,0 kPa, no verão, poderá dever-se a um mecanismo de proteção para a temperatura atingida pelas folhas, contudo, a evapotranspiração é inferior à da azinheira regada. Em trabalhos futuros seria interessante analisar este fenómeno comparando os valores de potencial hídrico no solo e nas folhas das duas azinheiras.

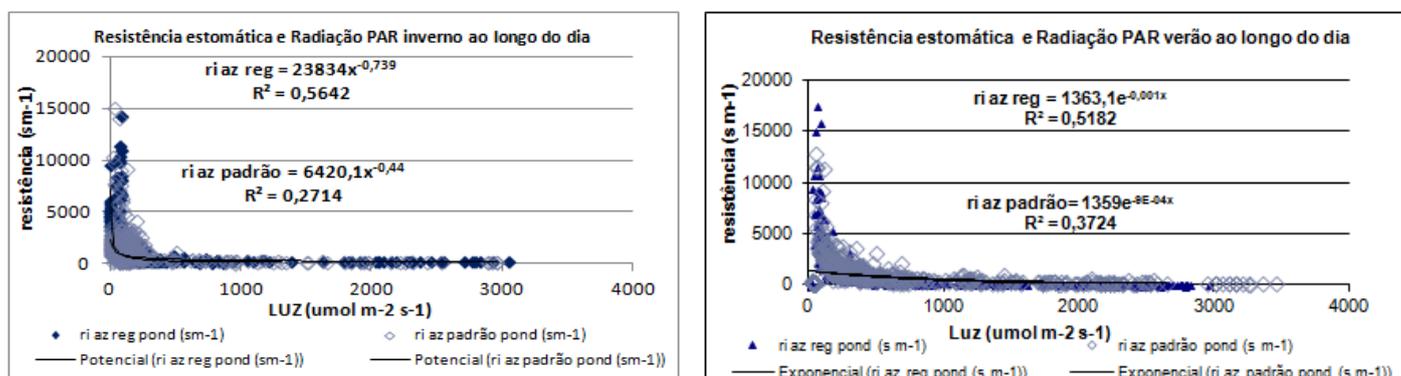
#### 6.4.2 RESPOSTA ESTOMÁTICA E RADIAÇÃO SOLAR

Na análise da totalidade do período experimental, entre as médias diárias de resistência estomática de ambas azinheiras e a radiação solar (Rs) medida pela estação meteorológica da Mitra CGE, parece não existir uma relação evidente (ver figura 30).



**Figura 30** – Relação entre a resistência estomática  $r_i$  e a radiação solar  $R_s$  (CGE)

Na relação entre o regime estomático e a radiação PAR, quer ao longo do inverno, quer ao longo do verão, verificamos existir uma moderada relação entre a radiação PAR e a resistência estomática na azinheira regada, mas não parece existir uma relação entre a radiação PAR e a azinheira padrão (ver figura 31).

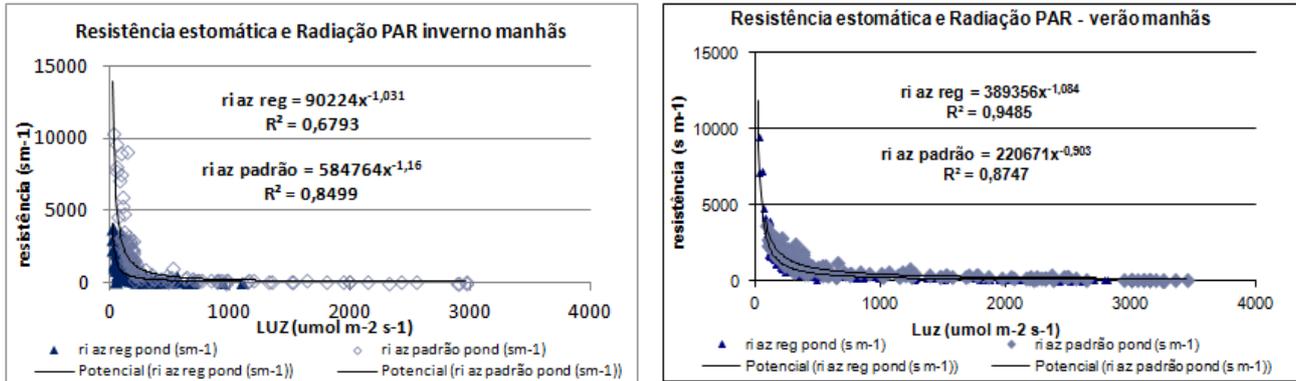


**Figura 31** – Relações entre a resistência estomática  $r_i$  e a radiação PAR no inverno e no verão ao longo do dia

Na análise do período matinal, podemos constatar que tanto no inverno, como no verão a relação entre a radiação PAR e o regime estomático segue uma distribuição do tipo potencial negativo, i.e., quanto maior a intensidade da luz maior a abertura estomática.

Na azinheira padrão o coeficiente de determinação é semelhante nas duas estações climáticas, mas com um valor mais acentuado no verão ( $R^2 = 0,87$ ) (ver figura 32).

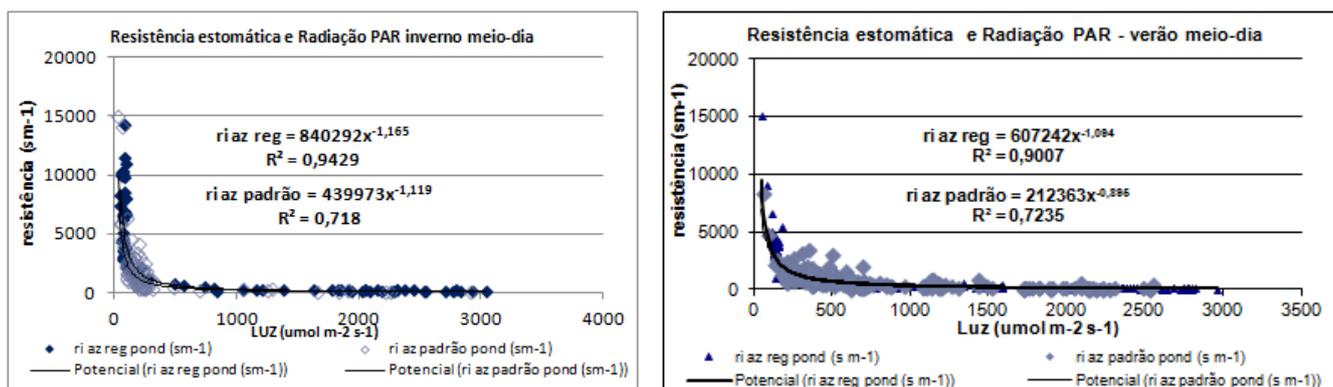
Na azinheira regada a intensidade da luz nos estomas parece explicar a sua abertura em 95% no verão. No inverno, apesar da resistência estomática ser inferior à verificada na azinheira padrão, (indicando portanto estomas mais abertos na azinheira regada), esta relação é 68%.



**Figura 32** – Relação entre a resistência estomática  $r_i$  e a radiação PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) no inverno e no verão no período matinal

Pensamos que este inferior coeficiente de determinação na azinheira regada no inverno, se possa dever ao facto da intensidade da luz ser inferior à verificada no verão, para a mesma hora, e ainda ao facto das medições se iniciarem na azinheira regada, o que como a operação é realizada manualmente e disponhamos de apenas um porómetro, significa que apesar das medições se realizarem sensivelmente á mesma hora em ambas azinheiras, existe entre elas um pequeno desfasamento que no inverno poderá ser significativo.

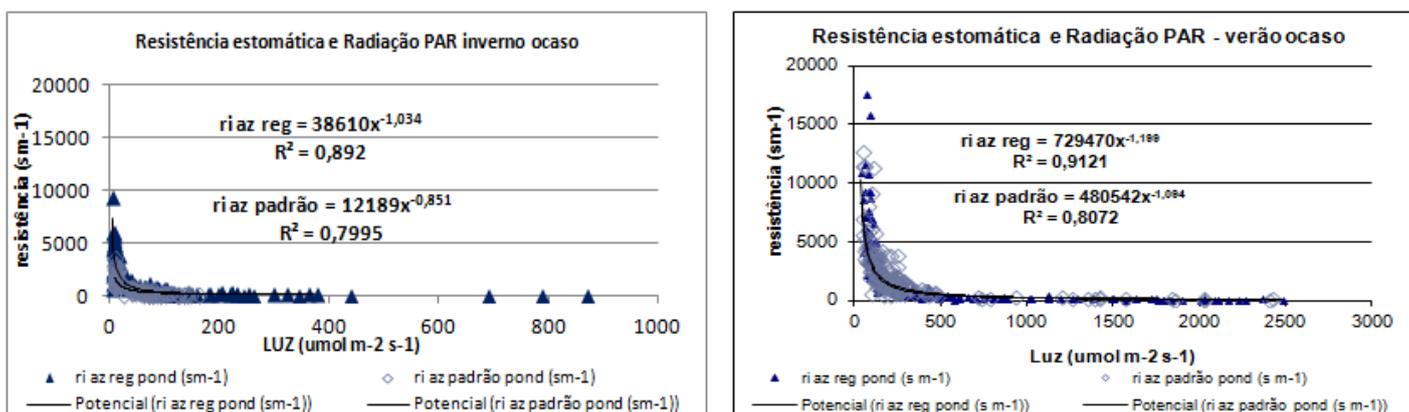
Ao meio-dia a relação entre o regime estomático e a radiação PAR é elevada em ambas azinheiras nas duas estações climáticas, contudo é mais determinante no caso da azinheira regada, e particularmente no inverno, onde  $R^2=0,94$ , comparativamente á azinheira padrão onde a radiação PAR explica a abertura estomática em 71 a 72%, respectivamente no inverno e no verão (ver figura 33).



**Figura 33** – Relação entre a resistência estomática  $r_i$  e a radiação PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) no inverno e no verão no período meio-dia

Comparativamente ao período matinal constata-se que a relação com a luz aumenta no caso da azinheira regada e diminui no caso da azinheira padrão, o que dadas as mesmas condições ambientais, com a exceção do regime hídrico, pensamos dever-se à maior disponibilidade hídrica da azinheira regada.

No ocaso a relação entre o regime estomático e a luz continua elevada, (com  $R^2= 90\%$  na azinheira regada e  $R^2= 80\%$  na azinheira padrão), tanto no inverno como no verão. No entanto, numa análise comparada entre o período do meio-dia e o ocaso constatamos um ligeiro aumento da relação entre a radiação PAR e a azinheira padrão.



**Figura 34** – Relação entre a resistência estomática  $r_i$  e a radiação PAR ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) no inverno e no verão no período ocaso

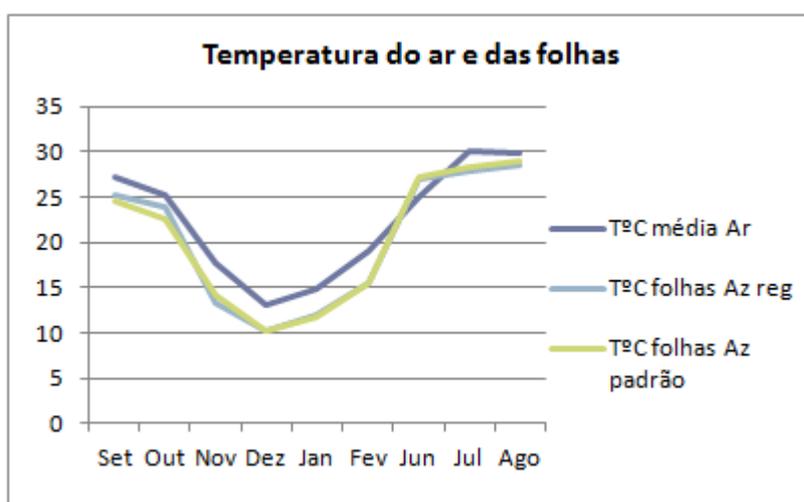
A menor relação entre o regime estomático da azinheira padrão e a intensidade da luz ao meio-dia, comparativamente aos restantes períodos diurnos analisados, poderá ser uma evidência do “midday-closure”.

INFANTE *et al.* 1997, no verão, não encontraram qualquer relação entre a radiação PAR e o regime estomático em azinheiras (*Quercus ilex*).

DAVID *et al.*, 2004, verificaram existir uma relação linear entre a média de fluxo de seiva e a radiação solar no período matinal que progressivamente passou para uma curva do tipo de saturação ao longo do dia.

#### 6.4.3 RESPOSTA ESTOMÁTICA E TEMPERATURA DAS FOLHAS

As temperaturas das folhas das azinheiras<sup>68</sup> foram sempre ao longo de todo ano inferiores à temperatura média do ar<sup>69</sup>, em cerca de 5°C, exceto no mês de junho 2002 em que a temperatura das folhas (Tc) é em média superior á do ar (Ta) em 1,9°C na azinheira regada e em 2,17 °C na azinheira padrão (ver figura 35).



**Figura 35** – Evolução da temperatura média do ar e folhas das azinheiras ao longo do ano

Uma das hipóteses que colocámos para a relação entre a resposta estomática e o DPV na azinheira padrão inflectir para valores de DPV superiores 3,0 kPa, no verão foi o

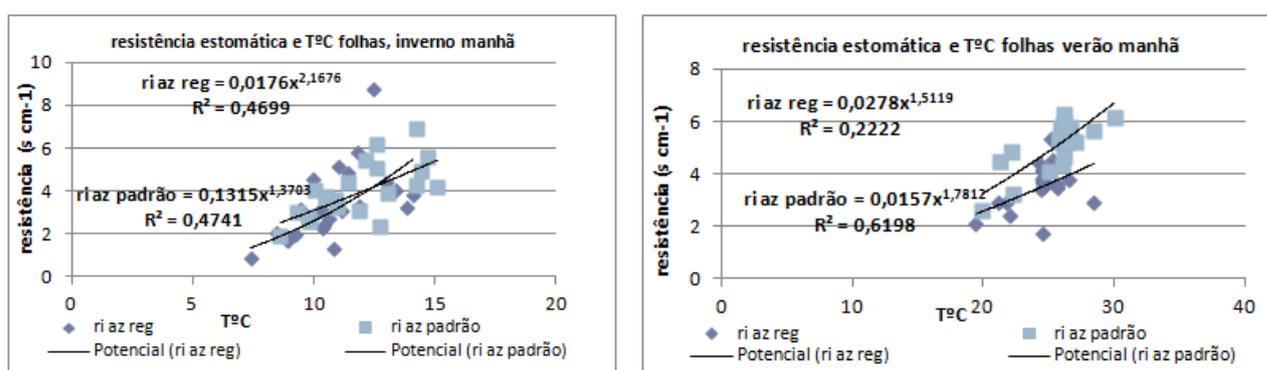
<sup>68</sup> Valores médios mensais TIV

<sup>69</sup> Temperatura média do ar medida (média mensal) com o sensor portátil do IM

poder tratar-se de um mecanismo de proteção para a temperatura atingida pelas folhas, apesar da evapotranspiração ser inferior à verificada na azinheira regada.

Tentamos por isso estudar a relação entre o regime estomático nas duas azinheiras no inverno e no verão e a temperatura atingida pelas folhas.

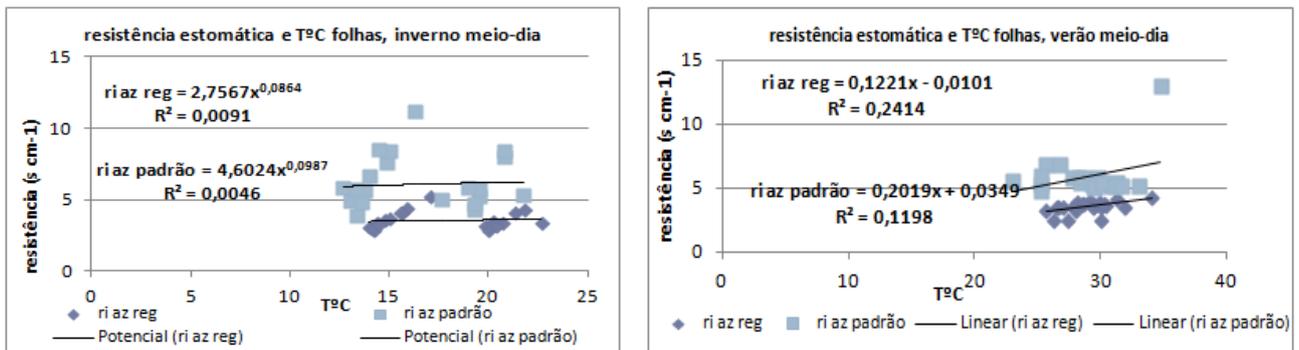
Assim, seguindo novamente a estratégia do modelo de JARVIS, 1976 (citado por INFANTE *et al.*, 1997; LHOMME *et al.*, 1998) relacionamos a resposta estomática com a temperatura das folhas medida com o TIV ao longo dos períodos diurnos, manhã, meio-dia e ocaso para o inverno e verão.



**Figura 36** – Relação entre a resistência estomática ri e com a temperatura das folhas, inverno e verão, manhãs

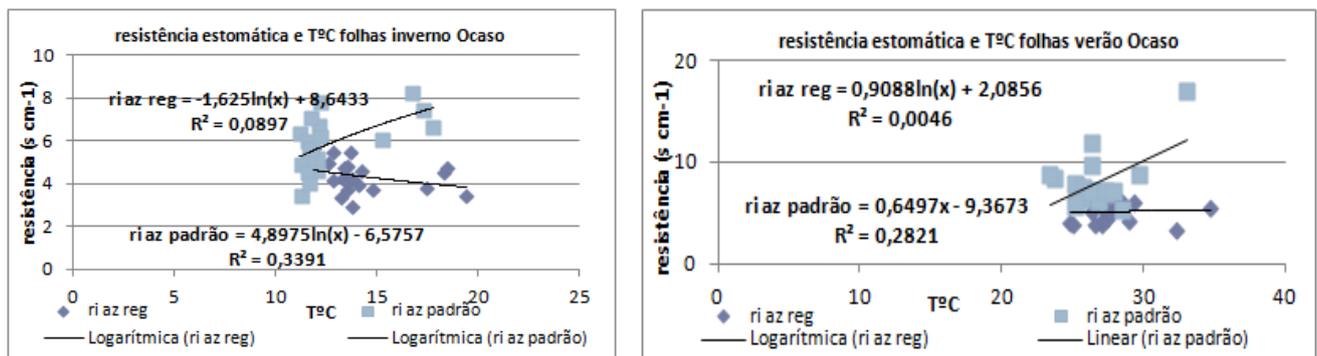
No período matinal apenas verificamos existir relação entre a resistência estomática da azinheira padrão e a temperatura das folhas no verão (ver figura 36). As curvas com melhor ajuste são de potência.

No meio-dia não constatamos qualquer relação entre o regime estomático e a temperatura atingida pelas folhas em ambas azinheiras, nem no verão nem no inverno (ver figura 37).



**Figura 37** – Relação entre a resistência estomática  $r_i$  e a temperatura das folhas, inverno e verão, meio-dia

Tal como para o período do meio-dia, no ocaso, também não verificamos a existência de relação entre o regime estomático das azinheiras e a temperatura nas folhas, quer no inverno, quer no verão (ver figura 38).

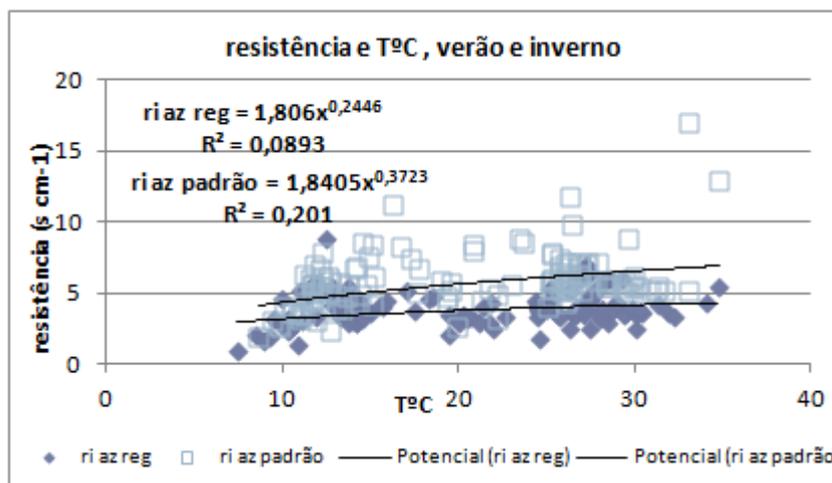


**Figura 38** – Relação entre a resistência estomática  $r_i$  e a temperatura das folhas, inverno e verão, ocaso

As temperaturas medidas nas folhas de ambas azinheiras são muito semelhantes, mas sempre mais baixas na azinheira regada, que também é a árvore com maior evapotranspiração. A nível estatístico não existem diferenças significativas nem entre as temperaturas das azinheiras, nem entre elas e a temperatura do ar.

Contudo, numa análise conjunta dos valores de resistência e temperatura das folhas no verão e no inverno, constata-se que para sensivelmente o mesmo valor de temperatura

atingido pelas folhas nas duas azinheiras, o valor de resistência estomático é significativamente maior na azinheira padrão (ver figura 39).



**Figura 39** – Relação entre a resistência estomática ri e a temperatura das folhas, inverno e verão

O que parece sugerir que a resposta estomática deverá depender do estado hídrico das células das folhas, dada a amplitude da diferença da resposta estomática entre as azinheiras e uma vez que o único parâmetro biofísico que (em princípio) difere entre as duas árvores será a dotação hídrica.

Seria interessante observar o comportamento estomático de ambas azinheiras para temperaturas superiores a 40-45°C<sup>70</sup> e determinar a temperatura de “termo-inibição” na azinheira quando regada.

## 6.5 CROP WATER STRESS INDEX CWSI

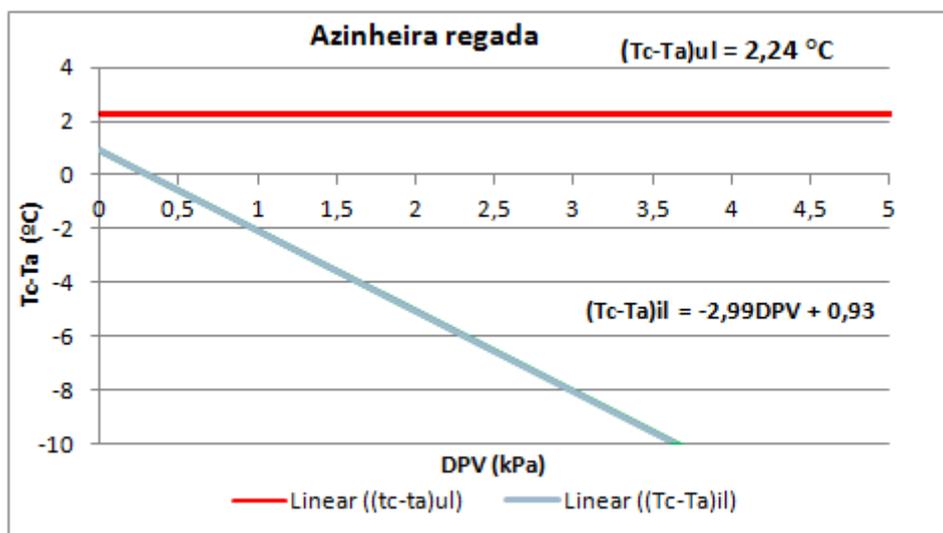
### 6.5.1 LINHAS BALIZA

Calculamos as linhas baliza do CWSI com base teórica (JACKSON *et al.*, 1981; JACKSON *et al.*, 1988).

---

<sup>70</sup> Temperatura indicada por JARVIS, 1976 (citado por BALDOCCHI *et al.*, 1991) como crítica para a actividade enzimática

Na determinação das linhas baliza inferior  $(T_c - T_a)_{il}$  e superior  $(T_c - T_a)_{ul}$  do CWSI recorrendo à base teórica de JACKSON *et al.*, 1988, usamos o valor mínimo de resistência do copado ( $r_s$ ) como o valor de  $r_{cp}$ .

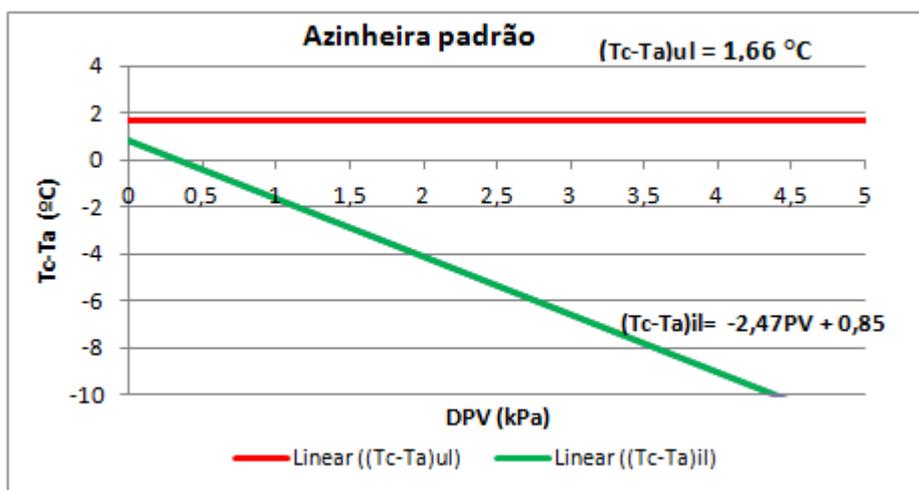


**Figura 40** – Linhas baliza superior e inferior do CWSI na azinheira regada

Na linha baliza superior  $(T_c - T_a)_{ul} = 2,24 \text{ }^\circ\text{C}$ , valor encontrado é semelhante aos verificados em TESTI *et al.*, 2008, para árvores de Pistachio.

Em situação de conforto hídrico a relação entre a diferença de valores da temperatura das folhas da azinheira ( $T_c$ ) e a temperatura do ar ( $T_a$ ) e o DPV é regulada pela equação que define a linha baliza inferior  $(T_c - T_a)_{il} = -2,99 DPV + 0,93$ . De acordo com esta equação, e em situação de plena disponibilidade hídrica, as folhas da azinheira assumem temperaturas inferiores à temperatura do ar, para valores de DPV  $>0,32$ .

Determinamos também as linhas baliza com base teórica para a azinheira padrão.



**Figura 41** – Linhas baliza superior e inferior do CWSI na azinheira padrão

É possível constatar que para a azinheira padrão ambos limites, i.e., linhas baliza superior e inferior se estreitam, a linha baliza superior devido à menor resistência aerodinâmica, porque se trata de uma árvore mais alta que a azinheira regada, a linha baliza inferior, devido à menor disponibilidade hídrica, i.e. a uma resistência mínima mais elevada que a da azinheira regada.

### 6.5.2 CWSI

O CWSI foi calculado com base na equação (JACKSON *et al.*, 1981 e JACKSON *et al.*, 1988):

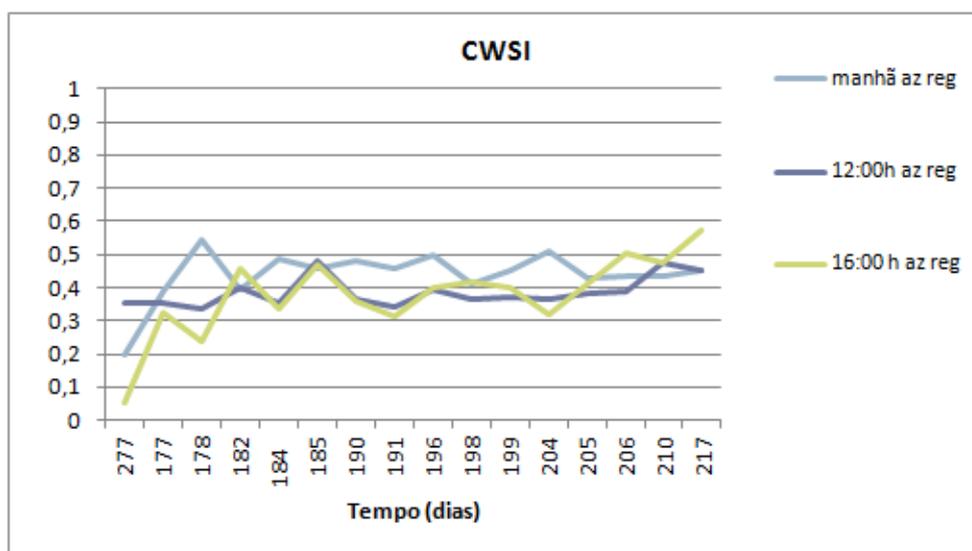
$$CWSI = \frac{(T_c - T_a) - (T_c - T_a)_{il}}{(T_c - T_a)_{ul} - (T_c - T_a)_{il}} \quad (32)$$

Determinamos o CWSI para a azinheira regada e para a azinheira padrão. No entanto, consideramos no caso da azinheira padrão o valor de  $r_{cp}$  da azinheira regada, i.e., o valor de resistência estomática mínima potencial para a determinação da linha baliza inferior.

Ao longo do período experimental os valores de DPV foram muito baixos (ver quadro 20).

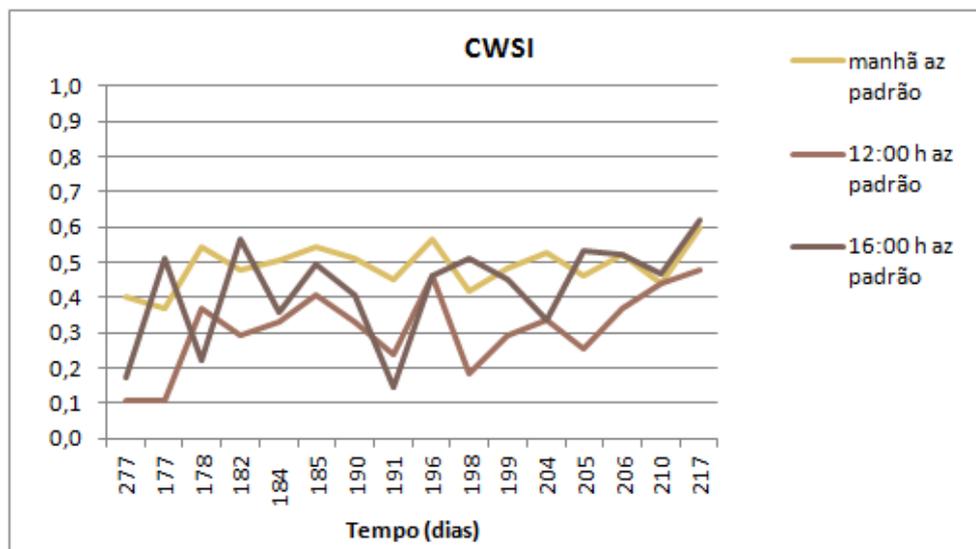
**Quadro 20** – Déficit de pressão de vapor DPV médio mensal

Mês	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Feb	Mar	Abril	Mai	Jun	Jul	Agos
DPV	1,16	0,60	0,50	0,35	0,32	0,44	0,50	0,62	0,80	1,31	1,73	0,85



**Figura 42** – CWSI na azinheira regada

Na azinheira regada os valores mais elevados de CWSI surgem no período da manhã, o que se deverá possivelmente à lenta abertura dos estomas, o que conduzirá a uma menor diferença entre a temperatura das folhas e a temperatura do ar.



**Figura 43** – CWSI na azinheira padrão

O período da manhã é também na azinheira padrão o que apresenta valores de CWSI mais elevados. Nos valores do meio-dia e da tarde, comparativamente à azinheira regada observamos maiores oscilações ao longo do verão. Estas oscilações devem-se provavelmente ao facto da água não estar disponível nos primeiros centímetros do solo.

No entanto, em ambas azinheiras o valor de CWSI nunca ultrapassa os 0,6, e por conseguinte, mesmo na azinheira padrão não se parece verificar deficiência hídrica. O que vem corroborar a hipótese da existência de um aquífero.

### 6.5.3 CWSI E RESISTÊNCIA ESTOMÁTICA

Neste ensaio não se verificaram relações significativas entre o índice CWSI e as resistências estomáticas do copado, possivelmente devido ao facto de não se terem observado elevados índices de *stress* em ambas azinheiras e por se tratar de um ano excepcionalmente húmido, e por conseguinte com valores de DPV muito baixos.

## 7. CONCLUSÕES

A azinheira, *Quercus rotundifolia*, é uma espécie esclerofila, de interesse nacional e da União Europeia, quer como componente do ecossistema, onde integra o montado, quer pelo seu papel na proteção dos solos. No entanto, apesar de ser geralmente definida como uma espécie xerófila, dada a sua resistência à seca, a sua necessidade hídrica e os seus limites de resistência estomática mínima em plena disponibilidade hídrica não estavam ainda definidos.

Neste ensaio procedemos à estimativa da resistência estomática mínima em plena disponibilidade hídrica e em situação ambiental natural ou padrão, concluindo tratar-se, ao contrário do que se esperava, de uma espécie mesófito. Os valores de resistência estomática mínima obtidos no verão são de  $0,68 \text{ s cm}^{-1}$  em plena disponibilidade hídrica e  $0,98 \text{ s cm}^{-1}$  para a situação padrão. No inverno a resistência mínima obtida foi de  $0,30 \text{ s cm}^{-1}$  e  $0,59 \text{ s cm}^{-1}$  para as situações de plena disponibilidade hídrica e padrão respectivamente. Valores muito distantes da resistência estomática mínima das espécies xerófilas, definidas como superiores a  $30 \text{ s cm}^{-1}$ , e dentro do intervalo das mesófitas de  $0,5$  a  $4,8 \text{ s cm}^{-1}$ .

A determinação da necessidade hídrica da azinheira através da teoria de PENMAN-MONTEITH e o recurso a um porómetro para estimar a resistência estomática mostrou-se um método de execução relativamente fácil. No entanto, constatamos que o porómetro em causa avariou sistematicamente para temperaturas do ar acima dos  $25^{\circ}\text{C}$ , o que tornou inviáveis as medições na primavera, pelo fato da reparação ter sido feita em Cambridge. No verão as medições só foram possíveis, mesmo após a reparação, com o recurso a câmaras térmicas onde colocamos o aparelho entre medições de forma a não aquecer. Recalibrando a cada sessão de medições.

Contrariamente à hipótese colocada inicialmente neste projeto, i.e., que as espécies esclerófilas teriam *a priori* uma evapotranspiração menor que as espécies canónicas de referência, verificamos que os valores obtidos de ETP para a azinheira são superiores aos de referência  $ET_0$ . E no caso da  $E_{Tr}$ , correspondente à azinheira padrão, os valores são semelhantes e acompanham de perto aos valores da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ). Não se verificaram diferenças significativas entre os valores de ETP,  $E_{Tr}$  e  $ET_0$ .

Entre as duas azinheiras, os valores de evapotranspiração mais elevados verificam-se na azinheira regada, o que seria de esperar uma vez que esta árvore disponha

de mais água que a azinheira padrão. No entanto, apesar da maior disponibilidade hídrica proporcionada pela rega, os valores de evapotranspiração entre as duas azinheiras não diferem significativamente (95%;  $\alpha=0,05$ ).

Os valores de evapotranspiração de verão, quer da azinheira regada, quer da azinheira padrão, diferem significativamente ( $\alpha = 0,05$ ) dos valores de inverno.

Partindo do princípio que a disponibilidade hídrica associada à azinheira regada foi adequada (precipitação, rega e aquífero), temos teoricamente, nos valores de evapotranspiração desta azinheira, os valores correspondentes à evapotranspiração máxima (ET<sub>max</sub>). Partindo deste pressuposto, temos então, que neste ensaio não se verificaram diferenças significativas entre a evapotranspiração máxima e real (ET<sub>c</sub> az padrão).

Na comparação dos valores de evapotranspiração com outras esclerofilas, como por exemplo o eucalipto, e indo de encontro à questão “quase mítica” da evapotranspiração do eucalipto ser elevada, constatamos, (só a título de curiosidade, i.e., não tivemos em consideração a densidade e idade dos povoamentos, nem as condições edáfo-climáticas), com base nos resultados obtidos neste trabalho, que as evapotranspirações das azinheiras foram neste caso, superiores às verificadas em plantações de eucalipto nos trabalhos analisados.

#### *Coefficiente cultural Kc*

A utilização criteriosa da teoria de PENMAN-MONTEITH permitiu-nos a estimativa do coeficiente cultural para a azinheira, ainda inexistente nas tabelas da FAO. A variabilidade anual do coeficiente cultural (K<sub>c</sub>) parece ser explicada (71%) pela resistência superficial (r<sub>s</sub>), e provavelmente por fatores fisiológicos, dado que o valor mínimo se verifica em novembro, época de amadurecimento do fruto.

A média de K<sub>c</sub> poderá ser um instrumento para aferir as necessidades hídricas da azinheira, desde de que se tenha em conta o padrão sazonal da resistência superficial, uma vez que defendemos que estas necessidades estão controladas em grande medida pela resistência superficial, o que se confirmou no coeficiente de determinação obtido ( $R^2=0,71$ ).

Esta espécie tem a sua distribuição em zonas onde a seca é frequente e recorrente, por conseguinte, a aferição das necessidades hídricas através do coeficiente cultural implicará também o conhecimento de  $K_s$  (coeficiente de *stress*) para situações em que o abastecimento hídrico se limita à precipitação e ao armazenamento do solo. Neste ensaio não determinamos  $K_s$  com recurso à azinheira padrão porque os valores de evapotranspiração se aproximam dos valores da  $ET_0$ .

#### *Padrão sazonal da evapotranspiração*

A evapotranspiração das azinheiras parece seguir um padrão anual sinusoidal, de acordo com a variação anual da radiação solar e do défice de pressão de saturação de vapor (DPV). O que se confirmou nas curvas de relação entre a evapotranspiração das azinheiras com a radiação solar e com o DPV. O que sugere que a evapotranspiração de ambas azinheiras foi determinada ao longo do ano pelo poder evaporativo da atmosfera.

Ao contrário do que se esperava, a azinheira padrão não apresentou restrições à evapotranspiração, apesar da precipitação e do armazenamento de água do solo terem sido muito inferiores à solicitação evaporativa da atmosfera.

Neste ensaio verificaram-se taxas de evapotranspiração superiores à precipitação e ao armazenamento de água no solo, tanto na azinheira regada como na azinheira padrão, apesar de se ter tratado de um ano húmido. Colocamos por isso, a hipótese de ambas árvores terem acesso a um presumível aquífero.

#### *Padrão sazonal da resistência estomática*

Em relação ao padrão sazonal diário das resistências estomáticas das azinheiras, no período de verão verificamos que ambas árvores seguem ao longo do dia uma curva de potência, com um máximo no ocaso. Apesar da curva da linha de tendência ter o máximo no ocaso, na azinheira padrão os valores de resistência estomática ao meio-dia sugerem um possível “midday-closure” que se prolonga até ao final do dia. Na azinheira regada, a disponibilidade de água de que dispõem artificialmente, permite-lhe manter os estomas mais abertos até ao ocaso.

O período de verão parece demarcar-se por um eficiente uso da água, uma vez que só a azinheira com maior disponibilidade hídrica mantém os estomas mais abertos ao meio-dia, altura em que a secura higrométrica é mais elevada.

No inverno as resistências estomáticas das azinheiras seguem uma curva de tendência bimodal com o pico máximo ao meio-dia, tornando-se mais visível o provável “midday-closure”. As diferenças nas resistências estomáticas entre a azinheira regada e a padrão são significativas (a 99%).

Na azinheira padrão os valores de resistência estomática do meio-dia diferem significativamente dos valores obtidos nos restantes períodos, o que parece confirmar este “midday-closure”.

Na azinheira regada constatamos que ao meio-dia a resistência estomática de inverno foi superior à verificada no verão, o que é um possível indicador de que apesar de se tratar de um ano húmido e de ser regada, a dotação de rega atribuída, de metade em relação ao verão, aparentemente não foi suficiente. Contudo, apesar do maior valor de resistência ao meio-dia não se verificam diferenças significativas nos valores de resistência estomática medidos em qualquer dos períodos considerados.

#### *Padrão sazonal da resistência estomática e superficial*

Na análise ao padrão sazonal anual verifica-se que as resistências estomáticas são sempre mais elevadas na azinheira padrão, quer ao nível da folha ( $r_i$ ), quer ao nível do copado ( $r_s$ ) e diferem significativamente dos valores encontrados para a azinheira regada (95% e 99%). Contudo, numa análise mais pormenorizada, constatamos que no verão as diferenças são significativas desde as folhas ao copado, mas no inverno as diferenças de resistência estomática são significativas ao nível das folhas, mas não ao nível do copado.

Ao longo do ano parece existir um padrão sazonal na resistência estomática, que se verifica em ambas azinheiras com um pico elevado de resistência estomática no período de inverno, correspondente ao mês de novembro, quer ao nível da folha, quer ao nível do copado. Este período de elevada resistência estomática e superficial coincide com a época de amadurecimento da bolota na azinheira.

É ainda, interessante denotar na utilização da equação de PENMAN-MONTEITH, nas azinheiras, que apesar dos únicos fatores que diferem significativamente entre elas, nomeadamente, a resistência do copado, (com a exceção do inverno), (já que as variáveis meteorológicas são sensivelmente as mesmas), essa diferença não se observa ao nível das taxas de evapotranspiração.

#### *Relação entre a resistência estomática e as variáveis climáticas*

Aferimos a relação entre a resistência estomática e as variáveis climáticas, déficit de pressão de saturação de vapor, DPV, radiação solar  $R_s$  e radiação PAR e temperatura, T, a partir dos dados da estação meteorológica da Mitra, o que possibilitou relacionar valores numa escala diária, e com os valores destas variáveis medidos no campo junto das árvores, o que permitiu relações entre as variáveis à escala horária, i.e., de acordo com os períodos de medição estabelecidos, manhã, meio-dia e ocaso.

Constatamos que com a escala diária, i.e. com base nos dados meteorológicos da Mitra não parece existir relação entre as resistências estomáticas e as restantes variáveis. Dadas as pequenas flutuações destas variáveis que podem existir perto das copas das árvores ao longo do dia, a utilização desta escala, com médias diárias, não parece ser a mais adequada. Ou poderá apenas ser necessário um volume de amostragem maior.

No inverno e a uma escala maior, i.e., com os valores aferidos no campo, verificamos existir uma relação linear entre a resistência estomática e superficial e o DPV, mas apenas para valores de  $DPV \leq 1,0$  (kPa), o que correspondeu aos períodos da manhã e meio-dia.

No período do meio-dia durante o inverno, constatamos que a relação linear para valores de  $DPV \leq 1,0$  (kPa), tem um coeficiente de determinação de  $R^2 = 0.90$  na azinheira padrão e  $R^2 = 0.63$  na azinheira regada. A menor relação com a azinheira regada era esperada, uma vez que a maior disponibilidade hídrica permite-lhe ter os estomas mais abertos.

Para valores de  $DPV > 1,0$  (kPa) os valores de resistência estomática de ambas azinheiras estão fracamente relacionados com o DPV. O que poderá ser um sinal de que possivelmente para valores de  $DPV > 1,0$  (kPa) as raízes da azinheira padrão se abasteçam a maior profundidade do solo, no presumível aquífero.

Durante o verão os valores de DPV foram sempre superiores a 1,0 kPa. Nas manhãs de verão não encontramos relação entre o DPV e a resposta estomática, no entanto, as curvas que proporcionariam um melhor ajuste seriam do tipo exponencial.

No período do meio-dia durante o verão não existe relação entre a resposta estomática e o DPV na azinheira padrão, mas verifica-se que o DPV permite explicar em 61% a resposta estomática da azinheira regada.

É interessante denotar que apesar de não se verificar uma relação entre a resposta estomática e o DPV na azinheira padrão, a partir de  $DPV > 2$  (kPa) a resistência estomática mantém-se constante, e para sensivelmente valores de  $DPV > 3,0$  (kPa) os valores de resistência estomática decrescem.

No ocaso durante o verão também não verificamos existir uma relação entre o DPV e a resposta estomática em ambas azinheiras, contudo as curvas com melhor se ajustariam seriam do tipo linear positiva no caso da azinheira regada e negativa no caso da azinheira padrão.

Apesar da inexistência de relação entre o DPV e a resposta estomática no ocaso é mais notória a inflexão dos valores de resistência estomática da azinheira padrão para valores crescentes de DPV.

Na azinheira padrão o facto da resposta estomática inflectir para valores de DPV superiores 3,0 kPa no verão, poderá dever-se a um mecanismo de proteção para a temperatura atingida pelas folhas, contudo, a evapotranspiração é inferior à da azinheira regada. Para melhor analisar este fenómeno será necessário compararmos os valores de potencial hídrico no solo e nas folhas das azinheiras. O que gostaríamos de verificar em ensaios futuros.

#### *Resposta estomática e superficial e temperatura das folhas*

Verificamos a existência de uma relação do tipo potencial entre a resistência estomática e a temperatura das folhas, apenas na azinheira padrão no período matinal durante o verão.

Na análise conjunta dos valores de resistência e temperatura das folhas no verão e no inverno, constata-se que para sensivelmente o mesmo valor de temperatura atingido pelas folhas nas duas azinheiras, o valor de resistência estomático é significativamente

maior na azinheira padrão. O que parece sugerir que a resposta estomática deverá depender do estado hídrico das células das folhas, dada a amplitude da diferença da resposta estomática entre as azinheiras e uma vez que o único parâmetro biofísico que (em princípio) difere entre as duas árvores será a dotação hídrica.

A relação que pensávamos existir entre a inflexão dos valores de resistência estomática, na azinheira padrão para valores de DPV >3,0 kPa, e a temperatura das folhas não foi conclusiva, uma vez que não observamos a inflexão da resistência estomática com os valores crescentes de temperatura das folhas.

#### *Resposta estomática e superficial e a radiação solar*

Na análise da totalidade do período experimental, i.e. com médias diárias mas com a separação entre o período de verão e inverno, observamos uma relação moderada entre o regime estomático e a radiação PAR com a azinheira regada, tanto no inverno como no verão, o que não se verifica com a azinheira padrão.

A uma escala maior, constatamos que no período matinal, tanto no inverno, como no verão, a relação entre a radiação PAR e o regime estomático segue uma distribuição do tipo potencial negativo, i.e., quanto maior a intensidade da luz maior a abertura estomática, em ambas azinheiras.

Ao meio-dia a relação entre o regime estomático e a radiação PAR é elevada em ambas azinheiras nas duas estações climáticas, mas comparativamente ao período matinal constata-se que a relação com a luz aumenta no caso da azinheira regada e diminui no caso da azinheira padrão, o que dadas as mesmas condições ambientais, com a exceção do regime hídrico, pensamos dever-se à maior disponibilidade hídrica da azinheira regada.

No ocaso a relação entre o regime estomático e a luz continua elevada, (com  $R^2=0,90$  na azinheira regada e  $R^2=0,80$  na azinheira padrão), tanto no inverno como no verão. A menor relação entre o regime estomático da azinheira padrão e a intensidade da luz ao meio-dia, comparativamente aos restantes períodos diurnos analisados, poderá ser uma evidência do “midday-closure”.

### *CWSI da azinheira*

A determinação teórica do CWSI permitiu encontrar facilmente as linhas baliza para a azinheira regada, com  $(T_c - T_a)_{ul} = 2,24 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $(T_c - T_a)_{il} = -2,99 \text{ DPV} + 0,93$  e para a azinheira padrão, com  $(T_c - T_a)_{ul} = 1,66 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $(T_c - T_a)_{il} = -2,47 \text{ DPV} + 0,85$ .

De acordo com a equação para a situação de plena disponibilidade hídrica, as folhas da azinheira assumem temperaturas inferiores à temperatura do ar, para valores de DPV > 0,32.

Em ambas azinheiras os valores mais elevados de CWSI verificam-se no período da manhã, possivelmente devido à lenta abertura dos estomas em espécies esclerofilas, o que conduzirá a uma menor diferença entre a temperatura das folhas e a do ar.

Nos valores do meio-dia e da tarde, da azinheira padrão, comparativamente à azinheira regada observamos maiores oscilações ao longo do verão. Estas oscilações devem-se provavelmente ao facto da água não estar tão acessível às raízes da planta como na situação regada.

No entanto, em ambas azinheiras o valor de CWSI nunca ultrapassa os 0,6, e por conseguinte, mesmo na azinheira padrão não se parece verificar deficiência hídrica. O que vem corroborar a hipótese da existência de um aquífero.

### *CWSI e resistência estomática graduação do TIV*

Neste ensaio não verificamos relações significativas entre o índice CWSI e as resistências estomáticas do copado, possivelmente devido ao facto de não se terem observado elevados índices de *stress* em ambas azinheiras e por se tratar de um ano excepcionalmente húmido, e por conseguinte com valores de DPV muito baixos.

Os baixos valores de DPV determinaram a inviabilidade de neste ensaio graduar o TIV em termos de resistência estomático-cuticular usando as linhas convergentes do diagrama do CWSI. Contudo, JONES, 1999, descreve novas aproximações do uso do TIV para detectar o fecho estomático em ambientes com elevada humidade.

No entanto, a utilização do CWSI e o TIV permitem aferir a resistência do copado (FARAHANI *et al.*, 1994),

$$rs = \frac{\frac{\rho cp}{\gamma} (ec^* - ea)}{[(Rn - G) - \rho cp (Tc - Ta)/ra] - ra}$$

O que simultaneamente com a equação de PM permite estimar a transpiração de um determinado copado num determinado tempo.

#### *Enquadramento climático da azinheira*

O clima mediterrânico do sul de Portugal induz a elevada solicitação evaporativa nos meses de verão, geralmente muito superior à precipitação, facto que constatamos neste ensaio, mesmo sendo um ano considerado, em termos estatísticos, húmido. As secas naturais de estio são frequentes neste clima e podem durar vários meses.

Da análise de trabalhos sobre o declínio e morte súbita nos montados, a seca é indicada como a causa com maior probabilidade na origem da mortalidade. Para a *Quercus suber* são apontados 6 meses de estio como limite máximo, na azinheira não se identificaram casos de morte súbita em Portugal, mas constataram-se desfolhas intensas e casos de declínio para este limite.

Na projeção climática para Portugal, para o período de 2080-2100, admitindo como cenário a duplicação de CO<sub>2</sub>, prevê-se o aumento substancial da temperatura média do ar (entre 1,7°C - 7°C em 2100) em todo o país, especialmente no verão, podendo prolongar-se a duração do período de estio e a alteração do padrão de distribuição normal da precipitação.

Mais do que a alteração na temperatura, dado que a azinheira, desde a sua origem e evolução, passou por diversos períodos climáticos nos quais as temperaturas eram superiores (até pelo menos 6°C) às verificadas hoje, é a alteração no padrão de distribuição da precipitação, que poderá afetar esta, e outras espécies florestais.

Esta possível alteração no padrão de distribuição de precipitação poderá tornar mais curta a época dita normal de precipitação e prolongar a duração do período de estio, e por conseguinte de *stress*, além de poder também diminuir a capacidade de armazenamento de água do solo, uma vez que o período de precipitação não só se prevê mais curto, como também caracterizado por episódios de intensa precipitação no inverno, em curto espaço de tempo, o que não permitiria a recarga eficiente dos aquíferos nem do

solo, provocando o aumento considerável da erosão e a degradação os solos. O que por sua vez poderá ter um forte impacto no desenvolvimento e crescimento das florestas.

Na aplicação de modelos de ecossistemas para Portugal, admitindo o cenário da duplicação de CO<sub>2</sub>, estipula-se que um maior défice hídrico conduzirá a uma diminuição da produtividade e a uma alteração do ótimo fisiológico, e conseqüentemente a uma deslocação na distribuição da vegetação no sentido Norte-Oeste comparativamente ao presente; o decréscimo da floresta a sul do território e a sua substituição por vegetação arbustiva e por pradaria.

No entanto, a azinheira poderá, segundo as mesmas previsões, resistir com sucesso aos futuros défices hídricos em zonas potencialmente semiáridas, partilhando a ocupação com vegetação arbustiva esclerófila, uma vez que a azinheira ocorre no presente em regiões semiáridas, como Mértola, onde a precipitação é de cerca de 400 mm/ano.

Por outro lado, a elevada resiliência da *Quercus rotundifolia* durante o período de seca pode ser explicado, também, pelo acesso permanente das raízes a reservatórios de água subterrâneos, o que aliás tem vindo a ser documentado e explicaria também os valores de evapotranspiração por nós aferidos, particularmente na azinheira padrão.

Neste cenário de alteração climática, se a resiliência da azinheira assentar no acesso a aquíferos, o aumento do período de estio e a menor recarga dos aquíferos poderá condicionar esta espécie, particularmente na região sul.

A migração no sentido Norte-Oeste será difícil para as espécies de crescimento lento, acrescida do facto da ocupação humana impedir o *continuum naturale*, o que dificultará a disseminação das espécies, se não houver uma intervenção direta do homem na propagação da espécie.

Contudo, os diversos modelos climáticos suscitam algumas dúvidas, porque incluem apenas os forçamentos antropogénicos, baseando-se apenas nos gases de efeito estufa, para os quais existe a incerteza das futuras taxas de emissão. E não permitem incluir as nuvens nos cenários de simulação, que no entanto, em análises recentes dos dados de satélite, parecem indicar um feedback negativo, i.e. formação de nuvens a baixa altitude com observado arrefecimento.

Os modelos assumem ainda como premissa que o fluxo de radiação solar é constante, mas enquanto que durante o século XX o sol esteve mais ativo que nos últimos 8000 anos, nos próximos ciclos solares prevê-se uma diminuição da atividade solar, o que

poderá rebater o aquecimento do século XX e até induzir a pequenas idades do gelo, como a que se verificou no Mínimo de Dalton (1796-1820).

Quer se verifiquem, ou não os cenários previstos de alteração climática, parece-nos pertinente o estudo desta espécie, nomeadamente a continuação do estudo relativo à sua necessidade hídrica.

Neste ensaio estimámos a necessidade hídrica da azinheira usando a teoria de PENMAN-MONTEITH e a perda por interceptação estimada previamente por DAVID, 2002, na mesma espécie e na mesma área. Estimámos as linhas baliza e o CWSI para a azinheira e tentámos também a graduação do TIV em unidades de resistência estomática, para que fosse possível a monitorização do estado hídrico de áreas de montado remotamente com a simples aplicação da equação de PM.

Em trabalhos futuros gostaríamos de melhor aferir a utilização do modelo de PENMAN-MONTEITH na estimativa da transpiração de árvores isoladas, definindo melhor a “*boundary layer*” “própria” sugerida por MONTEITH, 2002 (com. pessoal à equipa) e comparar os resultados com outros métodos analíticos e fisiológicos.

Gostaríamos ainda de melhor aferir a relação entre as variáveis a diferentes escalas, i.e. ao nível da copa e ao nível da estação meteorológica, com base numa maior amostragem.

Outra linha de trabalho que nos parece interessante no quadro da alteração climática é o estudo e modelação, particularmente a sul do território continental das áreas de montado, quer de azinho, quer de sobro, com a existência de aquíferos a profundidade compatível com o desenvolvimento radicular das espécies, a sua recarga e a quantidade de precipitação necessária ao seu reabastecimento no balanço hidrológico à escala da bacia hidrográfica, na situação presente e para cenários previstos futuros. O que por sua vez poderia constituir uma ferramenta útil ao nível do ordenamento de áreas florestais.

Os benefícios ambientais, assim como os valores comerciais, dos montados portugueses e “dehesas” espanholas tornam estes sistemas numa das chaves das áreas naturais da Europa, sendo portanto, importante um melhor conhecimento destes recursos com vista ao desenvolvimento sustentável.

## BIBLIOGRAFIA

- ABTEW, W., GREGORY J.M., BORRELLI, J., 1989. Wind Profile: Estimation of Displacement Height and Aerodynamic Roughness. *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)* **32 (2)**: 521-527.
- ABTEW, W., NEWMAN, S., PIETRO, K., KOSIER, T., 1995. Canopy Resistance Studies of Cattails. *Transactions of the ASAE* **32 (1)**: 113-119.
- AGUIAR, C., PINTO, B., 2008. A paisagem vegetal e o uso do território ao longo do tempo *In: Atlas das aves nidificantes em Portugal*. Instituto da Conservação da Natureza e da Biodiversidade, Lisboa. Assirio & Alvim. P. 47-50. ISBN 978-972-37-1374-9
- AGUSTÍ, J., OMS, O., MEULENKAMP, J.E., 2006. Introduction to the Late Miocene to Early Pliocene environment and climate in the Mediterranean area. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**: 1-4.
- ALÉS, R. F., 1999. Dehesas y Montados. Bases Ecológicas para su Gestión. *Revista Biología (Lisboa)* **17(1-4)**: 147-157.
- ALLEN, R.G, JENSEN, M.E., WRIGHT J.L., BURMAN, R.D, 1989. Operational Estimatives of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*. **81**: 650-662.
- ALLEN, R.G, SMITH, M., PEREIRA, L.S. E PERRIER, A., 1994. An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID BULLETIN*, **43 (2)**: 35-92.
- ALLEN, R.G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper 56*. Rome.
- ALVES, A.A. MONTEIRO PEREIRA, J.M. SANTOS, 1990. Impactes Ambientais e Sócio-Económicos do Eucalipto em Portugal. *Instituto Superior de Agronomia*. Lisboa.
- ALVES, I., PERRIER, A., PEREIRA, L.S. 1998. Aerodynamic and Surface Resistences of Complete Cover Crops: How Good Is the "Big Leaf"? *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)* **41 (2)**: 345-351.
- ALVES, I., PEREIRA, L.S., 2000. Non-water-stress baselines for irrigation scheduling with infrared thermometers: a new approach. *Irrigation Science* **19**: 101-106.
- ALVIM-GONÇALVES, S.J., KORNDORF, G., FERNADES, W.G., 2006. Sclerophylly in *Qualea parviflora* (Vochysiaceae): influence of herbivory, mineral nutrients, and water status. *Plant Ecology* **187**: 153-162.
- ANTÓN, M.G., BOMBÍN, R.E. & COSTA, T., 2005. *Los Bosques Ibéricos. (Una Interpretacion Geobotanica)*. 4ª Ed. Planeta.
- APPLE, M.E., OLSZYK, D.M., ORMROD, D.P., LEWIS, J., SOUTHWORTH, D. & TINGEY, D.T., 2000. Morphology and stomatal function of Douglas fir needles exposed to climate change: elevated CO<sub>2</sub> and temperature. *International Journal of plant Science* **161**: 127-132.
- ARCHIBALD, D., 2008. *Solar Cycle 24. Why the world will continue cooling and why carbon*

*dioxide won't make a detectable difference.* ISBN 978-0-646-50269-4. Typset by Westways Colorgrafix. Printed by Success Print. Australia.

- ARCTOWSKI, H., 1940. On solar faculae and solar constant variation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* **26 (6)**: 406-411.
- ARANWELA, N., SANSON, G., READ, J., 1999. Methods of assessing leaf-fracture properties. *New Phytologist* **144**: 369-393.
- BAKHTIARI, B., GHAREMAN, N., LIAGHAT, A.M. & HOOGENBOOM, G. 2011. Evaluation of reference evapotranspiration models for a semiarid environment using lysimeter measurements. *Journal of Agricultural Science and Technology* **13**: 223-237.
- BALDOCCHI, D.D, LUXMOORE, R.J., HATFIELD, J.L., 1991. Discerning the forest from the trees: an essay on scaling canopy stomatal conductance. *Agricultural and Forest Meteorology* **54**: 197-226.
- BEERLING, D.J., McLWAIN, J.C. & OSBORNE, C.P. 1998. Stomatal responses of the 'living fossil' *Ginkgo biloba* L. to changes in atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Journal of Experimental Botany* **49**: 1603-1607.
- BERGER, A., LOUTRE, M.F., 2002. An Exceptionally long interglacial ahead? *Science* **297 (5585)**: 1287-1288. DOI: 10.1126/science.1076120
- BLACKMAN, P.G. & DAVIES, W.J., 1985. Root to shoot communication in maize plants of the effects of soil drying. *Journal of Experimental Botany* **36**: 39-48.
- BOTELHO DA COSTA, J. 1985. *Caracterização e Constituição do Solo*. 3ª Ed. Fundação Calouste Gulbenkian.
- BOWEN, I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* **27**: 779-787.
- BRAGG, T., WEBB, N., SPENCER, R., WOOD, J., NICHOLL, C., POTTER, E.. 2004. AP4 Porometer user manual. Ed NCK WEBB, Delta-T Devices, Lta, Cambridge.
- BRITO dos SANTOS, J. 1940. *Estomas e actividade estomática no sobreiro*. Direcção Geral dos Serviços Florestais e Aquícolas, Lisboa.
- BRUTSAERT, W. 1982. *Evaporation in to the atmosphere: theory, history, and applications*. Kluwer Academic Publishers.
- BUNCE, J.A. 1996. Does transpiration control stomatal responses to water vapour pressure deficit? *Plant, Cell and Environment* **19**:131-135.
- BURGOS, J.J., FUENZALIDA, P., MOLION, L.C., 1991. Climate change prediction for south America. *Climate Change*. **18**: 223-239.
- CAMPOS, P. & RIERA, P., 1996. *Social Return of the Forest: Analysis applied to Iberian dehesas e montados*. Direcção Geral de Florestas.
- CANELLAS, Isabel, 1992. Producción de bellotas en Alcornocales. *Simpósio Mediterrâneo sobre Regeneracion del Monte Alcornocal*. Mérida/Montargil/Sevilha.

- CARNEIRO, R.C., RIBEIRO, A., HUAMAN, C.M, LEITE, F.P., SEIYAMA, G., NEVES, J.C, 2008. Consumo de água em plantios de eucalipto: parte 2 modelagem da resistência estomática e estimativa da transpiração em tratamentos irrigados e não-irrigados. *Revista Árvore* **32 (1)**: 11-18. Em: <http://www.scielo.br/pdf/rarv/v32n1/02.pdf>.
- CARRIÓN, J.S., PARRA, I., NAVARRO, C. & MUNUERA, M. 2000. Past distribution and ecology of the cork oak (*Quercus suber*) in the Iberian Peninsula: a pollen-analytical approach. *Diversity and Distributions* **6**: 29-44.
- CARRIÓN, J.S., FERNANDÉZ, S., JIMÉNEZ-MORENO, G., FAUQUETTE, S., GIL-ROMERA, G., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., FINLAYSON, C., 2010. The historical origins of aridity and vegetation degradation in southeastern Spain. *Journal of Arid Environments* **74**: 731-736.
- CARVALHO, BRITO H.J., 1993 *Stress do Sobreiro e da Azinheira ou a Doença de Lopes Pimentel?* Universidade de Faro.
- CEOTMA, Centro de Estudios de Ordenamento del Territorio y Medio Ambiente, 1984. *Guía para la Elaboracion de Estudios del Medio Fisico: Contenido y Metodologia*. Ministério de Obras Publicas y Urbanismo, 2ª Ed., Madrid.
- CHOUDHURY, B.J., 1997. Global pattern of potential evaporation calculated from the Penman-Monteith equation using satellite and assimilated data. *Remote Sensing of Environment* **61**: 64-81.
- CLAWSON, K.L., JACKSON, R.D., PINTER.P.J., 1989. Evaluating plant water stress with canopy temperature differences. *Agronomy Journal* **81**:858-863.
- CLEVELAND, ABBE, 1905. *A first report on the relationship between climates and crops*. United States Department of Agriculture. Washington Government Printing Office.
- COSTA, J.C., AGUIAR, C., CAPELO, J., LOUSÃ, M. & NETO, C. 1998. Biogeografia de Portugal Continental. *Quercetea* **0**: 5-56.
- CUELLAR, ADOLFO RUPÉREZ, 1957. *La Encina y sus Tratamientos*. Ed. Autor. Madrid.
- DAMESIN, C., RAMBAL, S., JOFFRE, R., 1998. Co-occurrence of trees with different leaf habitat: a functional approach on Mediterranean oaks. *Acta Ecologica* **19(3)**:195-204.
- DAVID, T.S., CABRAL, M.T., SARDINHA, R., 1992. A mortalidade dos sobreiros e a seca. *Finisterra XXVII* **55-54**: 17-24.
- DAVID, T.S., 2002. Intercepção da precipitação em árvores isoladas de *Quercus rotundifolia* Lam. *Silva Lusitana* **10 (1)**: 1-15.
- DAVID, T.S., FERREIRA, M.I., PEREIRA, J.S., COHEN, S., DAVID, J.S, 2002. Transpiração em árvores isoladas de um montado de azinho. Evolução sazonal e condicionantes hidráulicas. *Silva Lusitana* **10 (2)**: 133-149.
- 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**: 193-204.

- DAVID, J.S., VALENTE, F. & GASH, J. H.C. 2005. Evaporation of Intercepted rainfall. *In: Encyclopedia of Hydrological Sciences*. ANDERSON, M.G. (Ed.). Volume 1, Chapter 43. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester. Pp. 627-634.
- DICIONÁRIO DA LÍNGUA PORTUGUESA – 7ª Edição Porto Editora
- DIOS, V., FISCHER, C. & COLINAS, C. 2007. Climate change effects on Mediterranean forests and preventive measures. *New Forests* **33**: 29-40.
- DITLEVSEN, P., 2009. Bifurcation structure and noise-assisted transitions in the Pleistocene glacial cycles. *Paleoceanography* **24**, PA3204, doi:10.1029/2008PA001673
- DGRF, 2006. *Inventário Florestal Nacional 2005-2006*.
- DIRECÇÃO NACIONAL DE GESTÃO FLORESTAL, (DNGF) 2010. *Relatório final do 5º Inventário Nacional Florestal*. Apresentação de resultados.
- DOORENBOS, J., PRUITT, W.O., 1977. Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper 24*. Rome.
- DYE, P.J., 1987. Estimating water use by *Eucalyptus grandis* with the Penman-Monteith equation. *In: Vancouver symposium – Forest Hydrology and Watershed Management*. Vancouver, 1987. International Association of Hydrological Sciences, 1987 pp. 329-337.
- EDWARDS, C., READ, J., SANSON, G., 2000. Characterising sclerophylly: some mechanical properties of leaves from heath and forest. *Oecologia* **123**: 158-167.
- ESTAÇÃO NACIONAL FLORESTAL, 1990. *Determinação das Causas de Morte dos Sobreiros nos Concelhos de Santiago do Cacém, Grandola e Sines*. Relatório Progresso.
- ESTAÇÃO NACIONAL FLORESTAL, DIRECÇÃO GERAL DAS FLORESTAS E CAIXA DE CRÉDITO AGRÍCOLA MÚTUO DE SANTIAGO DO CACÉM, 1992. *Determinação das Causas de Morte dos Sobreiros nos Concelhos de Santiago do Cacém, Grândola e Sines*. Relatório Síntese.
- FABIÃO, A. M. 1987. *Árvores e Florestas*. Publicações Europa-America.
- FARAHANI, H.J. & BAUSCH, W.C., 1995. Performance of evapotranspiration models for maize – bare soil to closed canopy. *Transaction of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)* **38(4)**: 1049-1059.
- FERREIRA, M.I., SILVA, R. M., PAÇO, T.A., 2004. Medição da Evapotranspiração em cobertos descontínuos: montado de sobreiro na região de Lisboa. Acedido em 19, 07, 2011 em: [http://www.isa.utl.pt/wateruse/PUBLICATIONS/109\\_sobro.pdf](http://www.isa.utl.pt/wateruse/PUBLICATIONS/109_sobro.pdf).
- FORTELIUS, M., ERONEN, J., LIU, L., PUSHKINA, D., TESAKOV, A., VISLOBOKOVA, I., ZHANG, Z., 2006. Late Miocene and Pliocene large land mammals and climatic changes in Euroasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**: 219-227.
- FRANKS, P.J., COWAN, I.R. & FRAQUHAR, G.D., 1997. The apparent feedforward response of stomata to air vapour pressure deficit: information revealed by different experimental procedures with two rainforest trees. *Plant, Cell and Environment* **20**: 142-145.

- FUCHUS, M., ASRAR, G. & KANEMASU, E.T., 1984. Leaf area estimatives from measurements of photosynthetically active radiation in wheat canopies. *Agricultural Forest Meteorology* **32**: 13-22.
- GEANKOPOLIS, C.J., 1993. *Transport Process and Unit Operations*. Prentice-Hall International, New Jersey.
- GOES, E. 1991. *A Floresta Portuguesa. Sua importância e descrição das espécies de maior interesse*. Portucel, Lisboa.
- GOLLAN, T., PASSIOURA, J.B. & RANA, M., 1986. Soil water status affects the stomatal conductance of fully turgid wheat and sunflower leaves. *Australian Journal of Plant Physiology* **13**: 459-464.
- GRAY, J.E., HOLROYD, G.H., VAN DER LEE, F.M., BAHRAML, A.R., SIJMONS, P.C., WOODWARD, F.I., SCHUCH, W. & HETHERINGTON, A.M. 2000. The HIC signaling pathway links CO<sub>2</sub> perception to stomatal development. *Nature* **408**: 713-716.
- GREEN, S.R. 1993. Radiation balance, transpiration and photosynthesis of an isolated tree. *Agriculture and Forest Meteorology* **64**: 201-221.
- GUERREIRO, M. GOMES, 1957. *Problemas Florestais da Região Mediterrânica ao Sul de Portugal* – Direcção Geral de Florestas Junta Nacional da Cortiça. Lisboa
- GUERREIRO, M. GOMES, 1979. *Ecologia dos recursos da terra*. Comissão Nacional do Ambiente. Lisboa.
- HATHAWAY, DAVID, 2011. A Standard Law for the Equatorward Drift of the Sunspot Zones. *Solar Physics* **273**: 221-230. DOI: 10.1007/s11207-011-9837-z
- HAYS, J., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*. **194 (4270)**: 1121-1132.
- HORA, A. BORGES, C. AMARAL, M. R. 1995. Montado de Sobro e Azinho: Que Futuro? *III Congresso Florestal Nacional, Figueira da Foz*. Publicação-Sociedade Portuguesa de Ciências Florestais, 1995
- HOWELL, T.A., EVETT, S.R., 2004. The Penman-Monteith method. Section 3 *In: Evapotranspiration: Determination of consumptive use in water rights proceedings*. Continuing legal education in Colorado, Inc. Denver, CO.
- HUYBERS, P & WUNSCH, C., 2005. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. *Nature* **434**: 491-494.
- IDSO, S.B., JACKSON, R.D. E REGINATO, R.J. 1978. Remote sensing for agricultural water management and crop yield prediction. *Agricultural Water Management* **1**: 299-310.
- IDSO, S.B., 1982. Non-water-stressed baselines: a key to measure and interpreting plant water stress. *Agricultural Meteorology* **27**: 59-70.
- IMBRIE, J., 1982. Astronomic theory of the Pleistocene ice ages: A brief historical review. *Icarus* **50 (2-3)**: 408-422. DOI: [10.1016/0019-1035\(82\)90132-4](https://doi.org/10.1016/0019-1035(82)90132-4)
- INFANTE, I.M., RAMBAL, S., JOFFRE, R., 1997. Modelling transpiration in holm-oak savannah: Scaling up from the leaf to the tree scale. *Agricultural and forest management* **87**: 273 - 289.

- INSTITUTO FLORESTAL, 1996. *Alguns Indicadores Demonstrativos da Importância dos Montados de Sobro e de Azinho*. Lisboa.
- INMG, 1991. *O Clima de Portugal. Normais climatológicas da região do Alentejo e Algarve, correspondentes a 1951-1980*. Fascículo XLIX, vol. 4-4ª Região. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, Portugal.
- IPCC WGI. 2001. *Climate Change 2001: The Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. HOUGHTON, J., DING, J., GRIGGS, M., VAN DER LINDEN, P. & XIAOSU, D. eds. Cambridge University Press.
- IPCC WGI, II e III, 2007. *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Equipo de redacción principal: PACHAURI, R.K. y REISINGER, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- IVANOV, L.A., RONZHINA, D.A. & IVANOVA, L.A., 2008. Changes in Leaf Characteristics as an Indicator of the Alteration of Functional Types of Steppe Plants along the Aridity Gradient. *Russian Journal of Plant Physiology* **55 (3)**: 301-307.
- JACKSON, R.D., IDSO, S.B., REGINATO, R.J. E PINTER, P.J., 1981. Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator. *Water Resources Research* **17(4)**: 1133-1138.
- JACKSON, R.D., KUSTAS, W.P. E CHOUDHURY, B.J., 1988. A Reexamination of the Crop Water Stress Index. *Irrigation Science* **9**: 309-317.
- JACOB, F. 1977. Evolution and tinkering. *Science* **196**: 1161-1166.
- JALALI-FARAHANI, H.R., SLACK, D.C., KOPEC, D.M., MATTHIAS, A.D., BROWN, P.W. 1994. Evaluation of resistances for bermudagrass turf crop water stress index models. *Agronomy Journal* **86**: 574-581.
- JARVIS, P.G., 1981. "Stomatal conductance, gaseous exchange and transpiration" In: *Plants and their Atmospheric Environment* GRACE, J., FORD, E. & JARVIS, P. (eds) 21<sup>st</sup> Symposium of The British Ecological Society. Blackwell Scientific Publications, 1981. pp-175-204.
- JIMÉNEZ-MORENO, G., FAUQUETTE, S. E SUC., J.P, 2009. Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. *Review of Paleobotany and Palynology* doi:10.1016/j.revpalbo.2009.08.001.
- JONCKHEERE, I., FLECK, S., NACKAERTS, K., MUYS, B., COPPIN, P., WEISS, M., BARET, F., 2004. Review of methods for in situ leaf area index determination. Part I. Theories, sensors and hemispherical photography. *Agricultural and Forest Meteorology* **121**: 19-35.
- JONES, HAMLYN, 1992. *Plants and the Microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology*. 2ª Ed. Cambridge University Press.
- JONES, HAMLYN, 1999. Use of infrared thermometry for estimation of stomatal conductance as a possible aid to irrigation scheduling. *Agricultural and Forest Meteorology* **95**: 139-149.
- JONES, HAMLYN, STOLL, M., SANTOS, T., SOUSA, C., CHAVES, M.M. & GRANT, O. 2002. Use of infrared thermography for monitoring stomatal closure in the field: application to

grapevine. *Journal of Experimental Botany* **53 (378)**: 2249-2260. DOI: 10.1063/jxb/erf083

- KATERJI, N. & RANA, G. 2010. Crop reference evapotranspiration: A discussion of the concept, analysis of the process and validation. *Water Resources and Management* **doi**: 10.1007/s11269-010-9762-1.
- KATO, T., KIMURA, R. & KAMICHIKA, M., 2004. Estimation of evapotranspiration, transpiration ratio and water-use efficiency from a sparse canopy using a compartment model. *Agricultural Water Management* **65**: 173-191.
- KOZLOWSKI, T.T., PALLARDY, S.G. 1997. *Physiology of Woody Plants*. 2<sup>a</sup> Ed. Academic Press.
- LABITZKE, K. & VON LOON, H., 1993. Some recent studies of probable connections between solar and atmospheric variability. *Annals of Geophysics* **11**: 1084-1094.
- LABITZKE, K. & MATHHES, K. 2003. Eleven-year solar cycle variations in the atmosphere: observations, mechanisms and models. *The Holocene* **13**:311-317.
- LAGOS, L.O., DERREL, M.L., SASHI, B., SUYKER, A., IRMAK, S., 2009. Surface energy balance model of transpiration from variable canopy cover and evaporation from residue-covered or bare-soil systems. *Irrigation Science* **28**: 51-64.
- LARCHER, W., 1986. *Ecofisiologia Vegetal*. Editora Pedagógica e Universitária, Ltda. 4<sup>a</sup> Ed. São Paulo.
- LARCHER, W., 2000. Temperature stress and survival ability of Mediterranean sclerophyllous plants. *Plant Biosystems* **134 (3)**: 279-295.
- LELLO UNIVERSAL ENCICLOPÉDIA, 1991. Dicionário Enciclopédico Luso-Brasileiro
- LENCASTRE, A. & FRANCO, F. M. 1984. *Lições de Hidrologia*. Monte da Caparica. Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências, Lisboa.
- LEUNING, R., KRIEDEMANN, P.E. & MCMURTRIE, R.E., 1991. Simulation of evapotranspiration by trees. *Agricultural Water Management* **19**: 205-221.
- LHOMME, J. P., ELGUERO, E., CHEHBOUNI, A. E BOULET, G., 1998. Stomatal control of transpiration: examination of Monteith's formulation of canopy resistance. *Water Resources Research* **34 (9)**: 2301-2308.
- LHOMME, J.P., ROCHETEAU, A. OURCIVAL, J.M, RAMBAL, S., 2001. Non-steady modelling of water transfer in a Mediterranean evergreen canopy. *Agricultural and Forest Meteorology* **108**: 67-83.
- LIMA, W. & FREIRE, O., 1976. Evapotranspiração em plantações de eucalipto e de pinheiro e em vegetação herbácea. Acedido em: 19,07,2011, em: <http://www.ipef.br/publicacoes/scientia/nr12/cap04.pdf>.
- LIMA, J.C., SANTOS, F.L., MOREIRA, T.J.S., 1996. Crop-Air Equivalence Temperature as a Criterion of Irrigation Scheduling for White Clover in Mediterranean Climate. *Paper nº 96C-034. AgEng '96 Conference on Agricultural Engineering*, Madrid, Spain.
- LIN, J., JACH, M.E. & CEULEMANS, R. 2001. Stomatal density and needle anatomy of Scots pine (*Pinus sylvestris*) are affected by elevated CO<sub>2</sub>. *New Phytologist* **150**: 665-674.

- LO GULLO, M.A. & SALLEO, S.. 1988. Different strategies of drought resistance in three Mediterranean sclerophyllous trees growing in the same environmental conditions. *New Phytologist* **108**: 267-276.
- LO GULLO, M.A. & SALLEO, S., ROSSO, R. & TRIFILÓ, P., 2003. Drought resistance of 2-year-old saplings of Mediterranean trees in the field: relations between water relations, hydraulics and productivity. *Plant and Soil* **250**: 259-272.
- LOPES, J. F., RIBEIRO, P. J., PAIS, C. J., 1991. *Análise Histórica da Influência dos Factores Bióticos e Abióticos na Evolução dos Montados de Sobro*. Delegação Florestal do Alentejo, Portugal.
- LOPES, J. F., RODRIGUES, M.F., AMARAL, F.P. [a], 1991. *Montados*. Curso nº 2/91 – Protecção dos Arvoredos”. Circunscrição Florestal de Évora, Portugal.
- LOPES, L., MELHORADO, F., LIMA, J.C., LAURIANO, J.A., GOMES, C.P., MATEUS, F., BETTENCOURT, A., CRUZ-DE-CARVALHO, E., HENRIQUES, F.S. E MOREIRA, T., 1994. A esclerófilia na vegetação mediterrânica: resposta climática ou adaptação obsoleta? *1º Colóquio Internacional de Ecologia da Vegetação*. Departamento de Ecologia da Universidade de Évora, Universidade de Évora, Évora, Portugal.
- LOSCH, R., TENHUNEN, J.D., PEREIRA, J.S., LANGE, O.L., 1982. Diurnal courses of stomata-resistance and transpiration of wild and cultivated mediterranean perennials at the end of the summer in dry season in Portugal. *Flora* **172 (2)**: 138-160.
- LYRA, G. B. & PEREIRA, A. R., 2007. Parâmetros de Rugosidade Aerodinâmica sobre a vegetação Esparsa em Região Semi-árida. *Revista Brasileira de Meteorologia* **22 (2)**: 262-272.
- MACARA, M.A. 1989. Montados de Sobro, seu Declínio e Controlo. *Floresta e Ambiente* **10**.
- MANES, F., SEUFERT, G. & VITALE, M., 1997. Ecophysiological studies of Mediterranean plant species at the Castleporziano estate. *Atmospheric Environment* **31**:51-60.
- MARTINÉZ-CORTIZAS, A., COSTA-CASAS, M. & LÓPEZ-SÁEZ, J., 2009. Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500 cal BC. *Quaternary International* **200**: 77-89.
- MATOSO, J. 1993. *História de Portugal*, 3º Volume. Círculo de Leitores
- MAZOYER, M. & ROUDART, L. 2001. *História das Agriculturas do Mundo do Neolítico à crise Contemporânea*. Instituto Piaget.
- McNAUGHTON, K.G. & JARVIS, P.G., 1991. Effects of spatial scale on stomatal control of transpiration. *Agricultural and Forest Meteorology* **54**: 279-301.
- McKNIGHT, T., HESS, D., 2000. Climate zone types. In: *Physical Geography: A Landscape Appreciation*. Upper Saddle River, NJ. Prentice Hall. [ISBN 0-13-020263-0](https://doi.org/10.1016/C01302-020263-0).
- MEDIAVILLA, S. & ESCUDERO, A., 2004. Stomatal responses to drought of mature trees and seedlings of two co-occurring Mediterranean oaks. *Forest Ecology and Management* **187 (2-3)**: 281-294.
- MENEZES, S., ANDRADE, R., SEDIYAMA, G., SOARES, V., GLERIANI, J., 2011. Estimativa dos componentes do Balanço de Energia e da Evapotranspiração em Plantios de Eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM. *Anais XV Simpósio*

*Brasileiro de Sensoriamento Remoto* - SBSR, Curitiba, Brasil. Acedido em: 19,07,2011 em: <http://www.dsr.inpe.br/sbsr2011/files/p0734.pdf>.

- MIJARRA, J., MANZANEQUE, F.G., MORLA, C., 2008. Survival and long-term maintenance of tertiary trees in the Iberian Peninsula during the Pleistocene: first record of *Aesculus* L. (Hippocastanaceae) in Spain. *Vegetation History and Archaeobotany* **17**: 351-364.
- MILLER, DAN., MILLER, IAN, MILLER, JOHN, MILLER MARGARET, 1996. The Cambridge Dictionary of Scientists. Cambridge University Press.
- MONTEIRO, J.A. 1958. *Ecologia do Sobreiro*. Direcção Geral dos Serviços Florestais e Aquícolas.
- MONTEITH, J.L., CAMPBELL, G.S., POTTER, E.A., 1988. Theory and performance of a dynamic diffusion porometer. *Agricultural and Forest Management*. **44 (1)**: 27-38.
- MONTEITH, J.L. & UNSWORTH, M. 1990. *Principles of Environmental Physics*. 2ª Ed Edward Arnold, London.
- MONTOYA, J.M.O. 1989. *Encinas y Encianares*. Agroguías Mundi-Prensa, Ed. Mundi-Prensa, Madrid.
- MONTOYA, J.M.O. 1992. Mortandad de *Quercus*: La Perspectiva Silvícola y los Antecedentes Climáticos. *Ecología* **6**:123-130.
- MORAIS, José C. 1966. *O Clima de Portugal*. Ministério das Obras Públicas, Centro de Estudos de Urbanismo e Habitação Engenheiro Duarte Pacheco. Lisboa
- MUNHOZ, F.C., GARCIA, A., 2008. Caracterização da velocidade e direcção predominante dos ventos para a localidade de Ituverava-São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia* **23 (81)**: 30-34.
- MURAKAMI, S., TSUBOYAMA, Y., SHIMIZU, T., FUJIEDA, S., NOGUCHI, S., 2000. Variation of evapotranspiration with stand age and climate in a small Japanese forested catchment. *Journal of Hydrology*. **227**: 114-127.
- NATIVIDADE, VIEIRA, 1990. *Subericultura*. Ministério da Agricultura, Pesca e Alimentação, Direcção Geral das Florestas. 2ª Ed. Lisboa (1950-1ª Ed.)
- NOGUEIRA, SERRÃO C.D. 1983. *Prospecção, Inventário e Previsão de Pragas Florestais. Pragas dos Montados de Azinho e de Sobreiro, Insectos desfolhadores da regeneração primaveril*. Direcção Geral de Florestas.
- NORMAN, J.M. & CAMPBELL, G.S., 1989. Canopy structure. In: PEARCY, R.W., EHLERINGER, J., MOONEY, H.A., RUNDEL. P.W. (Eds.), *Plant Physiological Ecology: Field Methods and Instrumentation*. Chapman & Hall, London, pp. 301-325.
- NUNES, J.M.S. D., 1998. *Sistema de ciclo de nutrientes em árvores isoladas de Quercus rotundifolia Lam.*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Évora, 70 pp.
- ONOFRE, N., ROSÁRIO, L. & Cabral, M.T., 1986. Valorização do Montado de Azinho através da sua Exploração em Uso Múltiplo. *1º Encontro sobre Montados de Sobreiro e Azinho, Sociedade Portuguesa de Ciências Florestais, Liga para a Protecção da Natureza, Grupo Universitário de Évora de Estudos do Ambiente*. Évora, Portugal.

- ONOFRE, N., ROSÁRIO, L. & CABRAL, M.T. [a], 1986. Sobre a Azinheira – *Quercus rotundifolia* Lam. – Em Portugal. Importância e Necessidade da sua Conservação. 1<sup>o</sup> Congresso Florestal Nacional. Lisboa, Portugal.
- PAÇO, M.T., 2003. *Modelação da Evapotranspiração em Cobertos Descontínuos Programação da Rega em Pomar de Pessegueiro*. Tese de Doutoramento em Engenharia Agronómica, ISA.
- PAILLARD, D., 1998. The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature* **391**: 378-381.
- PAOLETTI, E., NOURRISSON, G., GARREC, J.P., & RASCHI, A., 1998. Modifications of the leaf surface structures of *Quercus ilex* L. in open, naturally CO<sub>2</sub>-enriched environments. *Plant, Cell and Environment* **21**: 1071-1075.
- PEARCE, F., 1989. *O efeito estufa*. Edições 70. Lisboa.
- PERCY, R., SCHULZE, E. & ZIMMERMAN, 1989. Measurement of transpiration and leaf conductance In PERCY, R., EHLERINGER, J., MOONEY, H. & RUNDEL, P. (eds.) *Plant Physiological Ecology: Field Methods and Instrumentation* Chapman & Hall, 1989. pp. 137 – 160.
- PEREIRA, A.R., GREEN, S., VILLA NOVA, N.A., 2006. Penman-Monteith reference evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration. *Agricultural water management* **83**: 153-161.
- PEREIRA, F. M., 2009. *Intercepção da precipitação em montados de sobreiro e azinheira*. Tese de Doutoramento em Engenharia Florestal, Universidade Técnica de Lisboa. Instituto Superior de Agronomia.
- PEREIRA, J. S., BARROS, M.C. & RODRIGUES, J.M., 1999. As Causas da morte do Sobreiro Revisitadas. *Revista Florestal* **12**: 20-24.
- PEREIRA, J.S., CORREIA, A.V., CORREIA, A.P., BRANCO, M., BUGALHO, M., CALDEIRA, M.C., CRUZ, C.S., FREITAS, H., OLIVEIRA, A.C., PEREIRA, J.M.C., REIS, R.M., VASCONCELOS, M.J., 2002. Ecological processes affecting the survival of key forest species. In F.D. Santos, K. Forbes, R. Moita (eds) *Climate Change in Portugal Scenarios, Impacts and Adaptations Measures SIAM Project*, pp. 385-387. Gradiva, Lisboa 2002.
- PEREIRA, J.S., CORREIA, A.V., CORREIA, A.P., BRANCO, M., BUGALHO, M., CALDEIRA, M.C., CRUZ, C.S., FREITAS, H., OLIVEIRA, A.C., PEREIRA, J.M.C., REIS, R.M., VASCONCELOS, M.J., 2002. Forests and Biodiversity. In F.D. Santos, K. Forbes, R. Moita (eds) *Climate Change in Portugal Scenarios, Impacts and Adaptations Measures SIAM Project*, pp. 362-397. Gradiva, Lisboa 2002.
- PINTO GOMES, C.J., & PAIVA FERREIRA, R., 2005. *Flora e Vegetação do Barrocal Algarvio (Tavira-Portimão)*. Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Algarve (CCDR-Alg).
- POORTER, H., NIINEMETS, U., POORTER, L., WRIGHT, I.J. & VILLAR, R., 2009. Causes and consequences of variation in leaf mass per area (LMA) a meta-analysis. *New Phytologist* **182**: 565-588.

- RANA, G. & KATERJI, N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspirations in the field under Mediterranean climate: a review. *European journal of Agronomy* **13**: 125-153.
- READ, J., SANSON, G.D., BYRON, B.L., 2005. Leaf mechanical properties in sclerophyll woodland and shrubland on contrasting soils. *Plant and Soil* **276** : 95 – 113.
- READ, J., SANSON, G.D., BYRON, WICHATITSKY-GARINE, M., JAFFRÉ, T., 2006. Sclerophylly in two contrasting tropical environments: low nutrients vs. low rainfall. *American Journal of Botany* **93 (11)** : 1601 – 1614.
- REALE, O., DIRMEYER, P., 2000. Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period: Part I: Climate history and model sensitivity. *Global and Planetary Change* **25 (3-4)**: 163-184.
- REALE, O., SHUKLA, J., 2000. Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classic Period: Part II. Model simulation. *Global and Planetary Change* **25**: 185-214.
- REED, N., 2002. *Frost fairs on the frozen thames*. Liburne Press. ISBN 978-1-901167-09-2.
- RESOLUÇÃO de CONSELHO de MINISTROS nº27/99 de 08- Agosto de 1999.
- RIVAS-MARTINEZ, S., CANTÓ, P., FERNANDEZ-GONZALEZ, F. & SANCHEZ-MATA, D.,1988. *Ensayo preliminar para una revision de la classe Quercetea ilicis en España y Portugal*. Publ. Dept. Biologia Vegetal Univ. Comptense de Madrid.20p.
- RIVAS-MARTINEZ, S., CANTÓ, P., FERNANDEZ-GONZALEZ, F., NAVARRO,C., PIZARRO, J.M. & SANCHEZ-MATA, D., 1990. Biogeografia de La Peninsula Iberica, Islas Baleares y canarias. *Publ. Dept. Biologia Vegetal* **2**: 1-15. Univ. Comptense de Madrid.
- RODERICK, M.L., BERRY, S.L., NOBLE, I.R., FARQUHAR, G.D., 1999. A theoretical approach to linking the composition and morphology with the function of the leaves. *Functional Ecology* **13**, 683-695.
- RODÀ, F., VAYREDA, J. & NINYEROLA, M. 2009. 9340 Encinares de Quercus ilex e Quercus rotundifolia. In: VV.AA., *Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario em España*. Madrid. Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino. 94p.
- RODRIGUES, F.J. 1989. *Montado de Sobro*. Circunscrição Florestal de Évora, Portugal.
- ROJAS, J. S., 2003. *Avaliação do uso do fluxo de seiva e da variação do diâmetro do caule e ramos na determinação das condições hídricas de citros, como base para o manejo de irrigação*. Tese de doutoramento em Agronomia. Universidade de São Paulo.
- RONAN, C.A., 1994. *Historia Ilustrada da Ciência: Das origens à Grécia*. Vol.I. Universidade de Cambridge. Ed. Jorge Zahar. Rio de Janeiro.136 p.
- RUDDIMANN, W. & RAYMO, M.,1988. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections. *Philosophical Transactions of the Royal Society London B*. **318**: 411-430.
- RUTTER, A.J., 1975. The hydrological cycle in vegetation. In: *Vegetation and the atmosphere*. Monteith J.L. (Ed.), Vol.1, Academic Press. London, pp. 111-154.

- SALINAS, F. 1982. *Súmulas Monográficas de Diversas Espécies com Interesse para a Arborização*. Direcção Geral do Fomento Florestal, Lisboa, Portugal.
- SALISBURY, F. B. & ROSS, C. W. 1985. *Plant Physiology*. 3<sup>a</sup> Ed. Wadsworth Publishing Company, Belmont, California.
- SALLEO, S. & NARDINI, A., 2000. Sclerophylly: evolutionary advantage or mere epiphenomenon? *Plant Biosystems* **134 (3)**: 247-259.
- SAMPAIO, M., 2009. *Triângulo de Grime vs. triângulo demográfico: qual a melhor forma de agrupar espécies com histórias de vida semelhante?* Ecologia de Populações de Plantas. Pós-Graduação em Biologia Vegetal. Universidade Estadual de Campinas, Brasil.
- SANTIAGO, B., SALVIANO, A., 2005. *Astronomia geodésica. Posicionamento pelas estrelas*. Departamento de Astronomia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Brasil.
- SANTOS, F., FORBES, K. & MOITA, R., 2002. *Climate Change in Portugal Scenarios, Impacts and Adaptation Measures*. SIAM project. 1<sup>a</sup> ed Gradiva, Lisboa.
- SANTOS, M.N.S, SOUSA, E.M.R., 1997. Bases para a recuperação do montado de sobro e futuras linhas de actuação. In: PEREIRA, H. (Ed.), *Proceedings of the European Conference on Cork Oak and Cork*. Lisbon, May 5-7, 1997, pp. 294-302.
- SCHILLER, G., UNGER, E.D., MOSHE, Y., COHEN, S., COHEN, Y. 2003. Estimating water use by sclerophyllous species under east Mediterranean climate. II. The transpiration of *Quercus calliprinos* Webb in response to silvicultural treatments. *Forest Ecology and Management* **179 (1-3)**: 485-495.
- SCHÖFFEL, E.R. & VOLPE, C.A., 2001. Eficiência de conversão da radiação fotossinteticamente ativa interceptada pela soja para a produção de biomassa. *Revista Brasileira de Agrometeorologia* **9**: 241-249.
- SCHULZE, E.D., 1982. Plant Life forms and their carbon, water, and nutrient relations. In: *Encyclopedia of Plant Physiology*, New Series, vol.12B. Springer-Verlag. Berlin, pp. 615-676.
- SCHURR, U., GOLLAN, T. & SCHULZE, E.D., 1992. Stomatal response to drying soil in relation to changes in the xylem sap composition of *Helianthus annuus*. II Stomatal sensitivity to abscisic acid imported from the xylem sap. *Plant, Cell Environment* **15**: 561-567.
- SEDIYAMA, G.C., 1996. Estimativa da Evapotranspiração: Histórico e análise crítica. *Revista Brasileira de Agrometeorologia* **4**: 1-13.
- SILANS, ALAIN DE PASSERAT, SILVA, F.M., BARBOSA, F.A, 2006. Determinação *in Loco* da difusividade térmica num solo da região de Caatinga. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Viçosa **30**: 41 - 48.
- SILVA, ROBERTO G. 2006. Predição da Configuração de Sombras de Árvores em Pastagens para Bovinos. *Revista Engenharia Agrícola Jaboticabal*, **26 (1)**: 268-281.
- SOUSA, M. R. Edmundo 1992. O Actual Enfraquecimento da Floresta. Algumas Bases para a sua Compreensão. *II Encontro sobre Montados de Sobro e de Azinho*, Évora, Portugal.

- STROUP, ALICE, 1986. Royal funding of the Parisien Académie Royale des sciences during the 1690s. *Transactions of the Philosophical Society* **77 (4)**: 1-167.
- SVENSMARK, 2007. Cosmoclimate: a new theory emerges. *Astronomy and Geophysics* **48**: 1.18-1.24. DOI: 10.1111/j.1468-4004.2007.48118.x
- TAGAKI, K, TSUBOYA, T. e TAKAHASHI, H.. 1998. Diurnal hysteresis of stomatal and bulk surface conductances in relation to vapor pressure deficit in a cool-temperate wetland. *Agriculture and Forest Meteorology* **91**: 177-191.
- TAIZ, L. & ZEIGER, E., 1998. *Plant Physiology*. 2ª Ed Sinauer Associates, Sunderland.
- TESTI, L., ORGAZ, F., VILLALOBOS, F.J., 2006. Variations in bulk canopy conductance of an irrigated olive (*Olea europaea* L.) orchard. *Environmental and Experimental Botany* **55**: 15-28.
- TESTI, L., GOLDHAMER, D.A., INIESTA, F., SALINAS, M., 2008. Crop water stress index is a sensitive water stress indicator in pistachio trees. *Irrigation Science* **26**: 395-405.
- TRAMBOUZE, W., VOLTZ, M., 2001. Measurement and modelling of the transpiration of a Mediterranean vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology* **107 (2)**: 153-166.
- UN GENERAL ASSEMBLY, 1994. *United Nations Framework Convention on Climate change: resolution /adopted by the General Assembly, A/RES/48/189*. Em: <http://www.unhcr.org/refworld/docid/3b00f2770.html>
- VALLADARES, F., 1999. Architecture, Ecology, and Evolution of Plant Crowns. In: VALLADARES, FERNANDO & PUGNAIRE, Francisco, (Eds), *Handbook of Functional Plant Ecology*. Marcel Dekker, New York, pp. 121-194.
- VAZ, L. C. A., 1967. *A Azinheira e a Industrialização da Bolota*. Conferência na Ordem dos Engenheiros, Porto.
- VILLALOBOS, F.J., ORGAZ, F., TESTI, L., FERERES, E., 2000. Measurement and modeling of evapotranspiration of olive (*Olea europea* L.) orchards. *European Journal of Agronomy* **13**:155-163.
- XAPSOS, M.A. & BURKE, E.A., 2009. Evidence of 6000 year periodicity in reconstructed sunspot numbers. *Solar Physics* **257 (2)**: 363-369. DOI: 10.1007/s11207-009-9380-3.
- ZAVALA, M.A., ESPELTA, J.M. & RETANA, J. 2000. Constraints and tradeoffs in Mediterranean plant communities: the case of holm oak (*Quercus ilex* L.) - Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.) forests. *The Botanical Review* **66**: 119-149.
- WALKER, G.K. E HATFIELD, J.L., 1983. Stress Measurement Using Foliage Temperatures. *Agronomy Journal* **75**: 623-628.
- WEINER, J. 1991. *Os próximos 100 anos*. 1ª Ed. Ciência Aberta Gradiva, Publicações, Lda.
- WEISS, M., BARET, F., SMITH, G.J., JONCKHEERE, I., COPPIN, P., 2004. Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination. Part II. Estimation of LAI, errors and sampling. *Agricultural and Forest Meteorology* **121**: 37-53
- WERLANG, L.M., SILVA, F.M., SILANS, A.P., 2002. Estudo Experimental do Comportamento Térmico do Solo em uma Região Coberta por Vegetação tipo Caatinga, no Estado da

Paraíba. *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Foz de Iguaçu. Universidade Federal da Paraíba.

WESTOBY, M., FALSTER, D.S., MOLES, A.T., VESK, P.A. & WRIGHT, I.J., 2002. Plant ecological strategies: some leading dimensions of variation between species. *Annual Review of Ecology & Systematics* **33**: 125-159.

WHITTAKER, R. H. 1956. Vegetation of the Great Smoky Mountains. *Ecological Monographs* **26**: 1-80.

WOODWARD, F.I., & BAZZAZ, F.A., 1988. The responses of stomatal density to CO<sub>2</sub> partial pressure. *Journal of Experimental Botany* **39**: 1771-1781.

WOODWARD, F.I. & KELLY, C.K., 1995. The influence of CO<sub>2</sub> concentration on stomatal density. *New Phytologist* **131**: 311-327.

YUAN, G., LUO, Y., SUN, X. e TANG, D., 2004. Evaluation of a crop water stress index for detecting water stress in winter wheat in the North China Plain. *Agricultural Water Management* **64**: 29-40.

## ENDEREÇOS ELECTRÓNICOS

[www.cge.uevora.pt](http://www.cge.uevora.pt) (2001 e 2002)

[1] <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/milankovitch.html> (2010)

[2] <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html> (2010)

[3] <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/moonfact.html> (2010)

[4] <http://www-istp.gsfc.nasa.gov/earthmag/sunspots.htm> (2010)

[5] <http://hubpages.com/hub/The-Science-of-Global-Warming-in-the-age-of-Napoleon-III> (2011)

[6] <http://www.llansadwrn-wx.co.uk/evap/albertpiche.html> (2011)

[7] <http://agricultura.isa.utl.pt/agribase/temp/solos/solitnh.htm> (2010)

[8] [www.fotobank.ru](http://www.fotobank.ru) (março 2011)



---

**Contactos:**  
Universidade de Évora  
**Instituto de Investigação e Formação Avançada - IIFA**  
Palácio do Vimioso | Largo Marquês de Marialva, Apart. 94  
7002-554 Évora | Portugal  
Tel: (+351) 266 706 581  
Fax: (+351) 266 744 677  
email: [iifa@uevora.pt](mailto:iifa@uevora.pt)