



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Departamento de Engenharia Rural

**Cálculo da evaporação de albufeiras de grande
regularização do sul de Portugal**

Carlos Manuel Miranda Rodrigues

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do
grau de Doutor em Engenharia dos Recursos Hídricos

Orientador:

Doutor Rui Raposo Rodrigues

Évora - 2009

À Leonor, ao Duarte e à Catarina

Agradecimentos

Em primeiro lugar quero expressar o meu sincero agradecimento ao Doutor Rui Raposo Rodrigues como orientador e amigo, pela disponibilidade e incansável incentivo à realização desta tese.

Ao Rui Salgado, colega do Departamento de Física da Universidade de Évora agradeço o apoio decisivo na hora de abordar aspectos relativos à utilização do modelo de lago e a partilha do trabalho e do conhecimento aquando da campanha intensiva de monitorização em Alqueva.

Ao Departamento de Engenharia Rural da Universidade de Évora, pelas condições e apoio concedidos, nomeadamente pela concessão de dispensa de serviço docente e, aos colegas do departamento, pelo incentivo e suporte muitas das vezes traduzidos na assumpção de tarefas, em minha substituição.

Aos dirigentes do Instituto da Água, agradeço a disponibilização incondicional dos meios que viabilizaram a realização deste trabalho. Todos os colegas e amigos de longos anos do Instituto da Água também sabem quanto reconhecido lhes estou e que sem eles este trabalho não teria sido possível.

Aos amigos Cupeto, Lacerda e Rosário pelas conversas de apoio e incentivo nos momentos de maior desânimo.

A finalizar, mas de modo algum em último lugar, agradeço à família maravilhosa que sempre me acompanhou e apoiou ao longo deste percurso.

Cálculo da evaporação de albufeiras de grande regularização do sul de Portugal

Resumo

A identificação das metodologias mais robustas e de maior portabilidade na estimação da evaporação em lago, num clima mediterrânico com influência Atlântica, é o principal objectivo do presente estudo. Para este fim foram utilizadas como estudo de caso nove albufeiras, localizadas no sul de Portugal, onde foi estimada a evaporação para o período 2002-2006.

Tendo por base a compreensão dos mecanismos que condicionam o processo evaporativo em superfície livre e, uma vez que um dos entraves à correcta determinação da evaporação de lagos reside na medição de parâmetros meteorológicos em ambiente terrestre, operacionalizou-se o funcionamento de uma rede de estações no interior dos espelhos de água das albufeiras, com recolha de informação atmosférica, do perfil térmico e dos volumes armazenados. Recorreu-se a um modelo de lago unidimensional (modelo FLake) e a outras metodologias de cálculo de evaporação baseadas em modelos empíricos e semi-empíricos de utilização corrente na estimação da evaporação de superfícies de água, tanto à escala diária como mensal. A avaliação do desempenho de cada modelo foi aferida por comparação com as estimativas obtidas pela realização do balanço energético. Dado que a robustez e portabilidade era a medida da mais valia em termos de apoio ao planeamento e gestão de albufeiras, foi dada especial ênfase aos métodos de estimação da evaporação baseados na transferência de massa e por tina evaporimétrica. Estimaram-se assim os coeficientes de tina e de transferência de massa para as albufeiras em estudo. Estabeleceu-se a relação entre o coeficiente de transferência de massa e a área, com aplicabilidade regional.

Por fim, ainda que a estimativa por balanço energético fosse utilizada como padrão de aferição, realizou-se uma campanha intensiva de medição da evaporação na albufeira de Alqueva recorrendo ao método de medição mais directo e robusto, o método das flutuações instantâneas, que possibilitou avaliar o comportamento, em períodos curtos, do modelo de lago, dos métodos empíricos e da própria robustez do balanço energético.

Calculation of evaporation in high regulation reservoirs in southern of Portugal

Abstract

The identification of the more robust and portable methodologies of evaporation calculation in a Mediterranean climate with Atlantic proximity, bearing in mind the comprehensive description of the conditioning mechanisms of free water surface evaporation, is the main objective of the present study. To meet this goal, estimates of evaporation in nine reservoirs spread throughout the southern Portuguese territory for the period from 2002 to 2006 were used as case studies. Since one of the main drawbacks to the correct determination of the evaporation component in lakes and reservoirs comes from the use of evaporation-related meteorological parameters measured outside the water surface, a network of floating sets was design to retrieve meteorological information on the water in all the nine reservoirs both from meteorological and water thermal conditions. A group of different rationales, from empirical and semi-empirical models to a one-dimensional lake model (FLake), were used for the estimation of evaporation on both daily and monthly time scales. Each model performance was checked by comparing its estimates with the ones coming from the energy balance equation. Since for the water planning and management of lakes and reservoirs side the main contribution coming from this study would be the delivery of robust and portable evaporation calculation methods, especial attention was devoted to straight forward methods such as the mass transfer and the evaporation-pan estimates. Thus pan and mass transfer coefficients, with regional representativeness stemming from areal considerations in the latest, were generated. Last but not least, to consolidate the use of energy balance as a standard for cross checking and also to detect how the regional estimation techniques would behave in short periods of time, an intensive field measurement session was set up using the most complete method of measurement: the eddy-correlation flux.

Índice	Página
Resumo	iii
Abstract	iv
Lista de figuras	ix
Lista de tabelas	xv
Lista de símbolos	xvii
Capítulo 1 Introdução	1
1.1 Interesse e motivação	1
1.2 Objectivos	4
1.3 Organização dos conteúdos	4
Capítulo 2 Evaporação de lago	7
2.1 Definição e descrição do processo	7
2.2 A camada limite atmosférica	9
2.2.1 Composição da atmosfera	9
2.2.2 A estrutura da atmosfera	10
2.2.3 Camada limite atmosférica e subcamada laminar	11
2.3 Factores que afectam a evaporação	13
2.3.1 Radiação solar	13
2.3.2 Tensão de vapor	13
2.3.3 Temperatura	13
2.3.4 Vento	14
2.3.5 Pressão atmosférica	14
2.3.6 Sais solúveis	15
2.3.7 Superfície evaporante	15
2.4 Métodos para estimar a evaporação	16
2.4.1. Método do balanço volumétrico	22
2.4.2. Método do balanço energético	24

2.4.2.1 Razão de Bowen	26
2.4.2.2 Correlação dos fluxos turbulentos	28
2.4.3 Método de transferência de massa	29
2.4.3.1 Efeito do tamanho do lago	33
2.4.3.2 Conceptualização aerodinâmica da transferência de massa	37
2.4.4 Métodos combinados	44
2.4.4.1 Fórmula de Penman	44
2.4.4.2 Fórmula de Penman-Monteith	47
2.4.4.3 Fórmula de Priestley-Taylor	49
2.4.4.4 Fórmula de Linacre	50
2.4.4.5 Modelo CRLE	51
2.4.5 Modelo térmico – Fórmula de Thornthwaite	54
2.4.6 Método evaporimétrico	55
2.4.6.1 Observações em tinas evaporimétricas	55
2.4.6.2 Cálculo da evaporação de lago a partir da tina	57
2.4.6.3 Efeitos da energia por advecção na evaporação de tinas	59
2.4.7 Balanço de isótopos	60
Capítulo 3 Descrição experimental e métodos	65
3.1 Estações experimentais	65
3.2 Caracterização e condicionantes dos locais monitorizados	70
3.3 Avaliação da informação recolhida	79
3.4 Estimação da evaporação com base nos dispositivos experimentais	89
3.4.1 Balanço de energia pela razão de Bowen	89
3.4.2 Modelo de lago FLake	92
3.4.2.1 Descrição do modelo	92
3.4.2.2 Variáveis e parâmetros	99
3.4.2.3 Parametrização do modelo	100
3.4.2.3.1 Nova parametrização do modelo	103
3.4.2.4 Forçamento atmosférico	104
3.4.2.5 Calibração do modelo	105
3.4.3 Modelos empíricos e semi-empíricos	107
3.4.3.1 Cálculos prévios	107

3.4.3.2 Modelo de transferência de massa	108
3.4.3.3 Modelo de Penman	109
3.4.3.4 Modelo de Priestley-Taylor	109
3.4.3.5 Modelo de Thornthwait	109
3.4.3.6 Modelo tina	109
3.4.4 Método das flutuações instantâneas	110
3.4.4.1 Dispositivo experimental	110
3.4.4.2 Parametrização do vento	114
3.4.4.3 Cálculo dos fluxos de energia	117
3.4.4.4 Caracterização climática da campanha	117
Capítulo 4 Resultados e discussão	121
4.1 Balanço de energia na construção do referencial de aferição	123
4.2 Modelo de lago	131
4.2.1 Avaliação da simulação dos perfis térmicos	131
4.2.2 Avaliação da evaporação simulada	141
4.3 Modelo de transferência de massa	147
4.3.1 Calibração do coeficiente de transferência de massa	147
4.3.2 Avaliação do modelo TM	149
4.4 Modelos de Penman e Priestley-Taylor	155
4.5 Método de Thornthwaite	160
4.6 Modelo de tina	161
4.6.1 Determinação dos coeficientes de tina	166
4.6.2 Avaliação da portabilidade dos coeficientes de tina	163
4.6.3 Variabilidade dos coeficientes de tina	167
4.7 Campanha EC	168
4.7.1 Simulações com o modelo FLake	173
4.7.1.1 Forçamento atmosférico	173
4.7.1.2 Parâmetros e condições iniciais	174
4.7.1.3 Análise comparativa	176

Capítulo 5 Conclusões	181
Referências	185
Anexo	199

Lista de figuras

Página

<i>Figura 2.1</i> Estrutura térmica vertical média da atmosfera.	10
<i>Figura 2.2</i> Estrutura da camada limite atmosférica (adaptado de Cuadrat e Pita, 2004).	12
<i>Figura 2.3</i> Relação entre a evaporação e a altitude (Llamas, 1993).	15
<i>Figura 2.4</i> Determinação do coeficiente de transferência de massa (adaptado de Dunne e Leopold, 1978).	33
<i>Figura 2.5</i> Variação sazonal do coeficiente de transferência de massa do lago Superior – Canadá (Derecki, 1981).	37
<i>Figura 2.6</i> Representação da relação entre as evaporações do lago (E_w) e potencial (E_p) no ambiente terrestre com fornecimento de energia radiante constante (Morton, 1983).	52
<i>Figura 2.7</i> Esquema de fracionamento dos isótopos de oxigénio da água na atmosfera. (adaptado de Hoefs, 1997).	61
<i>Figura 2.8</i> Diagrama esquemático δ^2H vs $\delta^{18}O$ (adaptado de IAEA, 1983).	62
<i>Figura 3.1</i> Mapa do sul de Portugal com a localização das albufeiras monitorizadas.	65
<i>Figura 3.2</i> Estação meteorológica flutuante pronta a ser deslocada para a sua posição definitiva no interior da albufeira do Maranhão.	66
<i>Figura 3.3</i> Representação esquemática da disposição dos equipamentos de medida nas estações meteorológicas flutuantes.	67
<i>Figura 3.4</i> Albufeira de Alqueva.	71
<i>Figura 3.5</i> Albufeira de Alvito.	72
<i>Figura 3.6</i> Albufeira da Bravura.	73
<i>Figura 3.7</i> Albufeira do Caia.	74
<i>Figura 3.8</i> Albufeira do Maranhão.	74
<i>Figura 3.9</i> Albufeira de Odeleite.	75
<i>Figura 3.10</i> Albufeira de Pego do Altar.	76
<i>Figura 3.11</i> Albufeira do Roxo.	77
<i>Figura 3.12</i> Albufeira de Santa Clara.	77
<i>Figura 3.13</i> Características morfométricas das albufeiras. A) Relação linear entre o maior comprimento e o perímetro do espelho de água ($R^2 = 0,50$, excluindo Alqueva); B) Relação entre a profundidade máxima e a profundidade média ($R^2 = 0,62$; $R^2 = 0,80$, excluindo Alqueva).	78

Figura 3.14 Evolução das profundidades em cada albufeira e data de instalação das estações de monitorização.	79
Figura 3.15 Registos horários relativos a quatro variáveis atmosféricas monitorizadas.	80
Figura 3.16 Evolução mensal dos valores da temperatura do ar, humidade relativa, velocidade do vento e radiação solar no período 2002-2006. Medições aos 2 metros de altura.	82
Figura 3.17 Valores diários da temperatura da água observada nas profundidades 1, 5, 10, 15 e 20 metros nas albufeiras de Alqueva, Alvito e Bravura [a)] e correspondentes perfis térmicos médios mensais no período 2002-2006 [b)].	84
Figura 3.18 Valores diários da temperatura da água observada nas profundidades 1, 5, 10, 15 e 20 metros para as albufeiras do Caia, Maranhão e Odeleite [a)] e correspondentes perfis térmicos médios mensais no período 2002-2006 [b)].	85
Figura 3.19 Valores médios da temperatura da água observada nas profundidades 1, 5, 10, 15 e 20 metros para as albufeiras de Pego do Altar, Roxo e Santa Clara [a)] e correspondentes perfis térmicos médios mensais no período 2002-2006 [b)].	86
Figura 3.20 Esquematisação da estruturação térmica do lago em duas camadas: h é a profundidade da camada de mistura, D é a profundidade total do lago e T_s , T_b são, respectivamente, a temperatura da camada de mistura e do fundo do lago.	93
Figura 3.21 Estrutura térmica do lago com uma camada termicamente activa de sedimentos de espessura (LS-D): T_{HS} é a temperatura dos sedimentos à profundidade HS , T_{LS} é a temperatura na base da camada de sedimentos.	98
Figura 3.22 Resultados do modelo FLake considerando uma camada de sedimentos termicamente activos: vermelho - evolução da temperatura da camada de mistura (T_{ml}); verde - temperatura média da coluna de água (T_{mnw}); preto - temperatura no fundo (T_{bot}). Simulação a partir de dados de Alqueva, utilizando os seguintes valores para os parâmetros: $w_f = 100$; (LS-D) = 1 m; $T_{LS} = 280$ K; $\alpha_e = 5,0$ m ⁻¹ ; $D = 25$ m.	100
Figura 3.23 Evolução temporal do factor de forma na simulação descrita na Figura 3.22.	101
Figura 3.24 O mesmo que a Figura 3.23, mas com imposição de um valor limite ao incremento temporal do factor de forma $\Delta C_{T_{max}} = 0,01/\Delta t$.	102
Figura 3.25 O mesmo que na Figura 3.22, mas em que se impôs um valor limite ao incremento temporal do factor de forma.	102
Figura 3.26 Variabilidade anual e inter-anual dos volumes armazenados nas albufeiras do Alvito, Pego do Altar e Roxo.	103
Figura 3.27 Sensores de radiação e respectivas estruturas de suporte e alimentação.	111
Figura 3.28 Anemómetro sónico USA-1.	112
Figura 3.29 Higrómetro de cripton.	112
Figura 3.30 Posicionamento relativo dos sensores de vento e humidade.	114

Figura 3.31 Posições relativas dos eixos coordenados e das direcções cardeais no anemómetro sónico.	115
Figura 3.32 Temperatura média do ar e da superfície da água (médias horárias).	118
Figura 3.33 Velocidade do vento (média horária).	118
Figura 3.34 Evolução do défice de saturação do ar (médias horárias).	119
Figura 3.35 Evolução dos fluxos diários de energia (vermelho – radiação solar líquida (Q_n); azul – variação da energia armazenada (ΔQ_w)).	119
Figura 3.36 Registo da precipitação diária durante o período da campanha.	120
Figura 4.1 Fluxos mensais de energia na albufeira de Alqueva. (A) Fluxos radiativos: Q_s – radiação solar incidente; Q_{sr} – radiação solar reflectida; Q_a – radiação atmosférica incidente; Q_{ar} – radiação atmosférica reflectida; Q_{ts} – radiação emitida pela superfície da água. (B) Balanço de energia: Q_n - fluxo líquido de radiação; Q_w – variação de energia na massa de água; LE – fluxo de calor latente; H – fluxo de calor sensível; Q_{ev} – fluxo de energia cedida pela massa de água através da evaporação.	124
Figura 4.2 O mesmo que a Figura 4.1, mas para a albufeira de Odeleite.	124
Figura 4.3 O mesmo que a Figura 4.1, mas para a albufeira do Roxo.	125
Figura 4.4 O mesmo que a Figura 4.1, mas para a albufeira de Santa Clara.	125
Figura 4.5 Variação mensal do fluxo e de calor sensível (H) e da diferença de temperaturas ($T_s - T_a$). (A) Alqueva; (B) Caia.	127
Figura 4.6 Variação diária do armazenamento de calor em Alqueva.	127
Figura 4.7 Valores da evaporação mensal média, máxima e mínima, determinados pelo método do balanço de energia (em abcissas, entre parêntese, o número de dias que contribuíram para a média, máximo e mínimo, nos meses com falhas).	130
Figura 4.8 Evolução da temperatura da água na albufeira de Alqueva. Azul – temperatura observada; vermelho – temperatura simulada. As curvas correspondem aos valores diários.	131
Figura 4.9 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira de Alvito.	133
Figura 4.10 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira da Bravura.	134
Figura 4.11 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira do Caia.	135
Figura 4.12 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira do Maranhão.	136
Figura 4.13 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira de Odeleite.	137
Figura 4.14 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira de Pego do Altar.	138
Figura 4.15 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira do Roxo.	139

Figura 4.16 Equivalente à Figura 2.8, mas para a albufeira de Santa Clara.	140
Figura 4.17 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo Flake (Ev_{Flake}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) em Alqueva. a) Evolução da evaporação diária: Azul – Ev_{BE} ; Vermelho – Ev_{Flake} ; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.	142
Figura 4.18 O mesmo que a Figura 4.17, mas para a albufeira de Odeleite.	143
Figura 4.19 O mesmo que a Figura 4.17, mas para a albufeira do Roxo.	144
Figura 4.20 O mesmo que a Figura 4.17, mas para a albufeira de Santa Clara.	146
Figura 4.21 Determinação do coeficiente de transferência de massa, por correlação linear com os valores mensais da evaporação diária estimados pelo balanço de energia (Ev_{BE}).	148
Figura 4.22 Relação entre o coeficiente de transferência de massa e a área média da superfície da albufeira - traço contínuo. A mesma relação com inclusão da informação relativa a 3 lagos americanos (lago Mirror: $A = 0,15$ e $N = 0,1644$; lago Hefner: $A = 10,5$ e $N = 0,095$; lago Mead: $A = 640$ e $N = 0,118$) e um lago na Grécia (lago Vegoritis: $A = 33,5$ e $N = 0,1431$) – a traço interrompido.	149
Figura 4.23 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) em Alqueva. a) Valores da evaporação diária: Azul – Ev_{BE} ; Verde – Ev_{TM} ; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.	150
Figura 4.24 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira de Odeleite.	151
Figura 4.25 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira do Roxo.	153
Figura 4.26 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira de Santa Clara.	154
Figura 4.27 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_{Pen}) e Priestley-Taylor (Ev_{PT}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira de Alqueva. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.	156
Figura 4.28 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira de Odeleite.	157
Figura 4.29 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira do Roxo.	158
Figura 4.30 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira de Santa Clara.	159
Figura 4.31 Desvios da evaporação mensal calculada pela fórmula de Thornthwaite relativamente à evaporação determinada pelo balanço de energia na albufeira de Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara.	161
Figura 4.32 Valores mensais médios, máximos e mínimos dos coeficientes de tina (k_{Tina}) para cada albufeira.	163
Figura 4.33 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_{kTina}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira de Alqueva.	164
Figura 4.34 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_{kTina}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Roxo.	165

-
- Figura 4.35** *Evolução anual dos coeficientes de tina: círculos – valores para as albufeiras no período 2004-2006; quadrados – valores determinados por Martínez Alvarez et al., (2008).* 167
- Figura 4.36** *Evolução dos valores horários da radiação líquida (Q_n), Calor sensível (H), calor latente (E), velocidade horizontal do vento e temperaturas do ar (T_a) e da superfície da água (T_w) nos dias 11 e 12 de Julho de 2007.* 169
- Figura 4.37** *Evolução dos valores horários da radiação líquida (Q_n), Calor sensível (H), calor latente (E), velocidade horizontal do vento e temperaturas do ar (T_a) e da superfície da água (T_w) nos dias 3 e 4 de Setembro de 2007.* 170
- Figura 4.38** *Ciclo diário médio da evaporação Ev_{EC} .* 171
- Figura 4.39** *Evolução da taxa de evaporação horária medida (Ev_{EC}), estimada (Ev_{BE}) no dia 11 de Julho de 2007.* 171
- Figura 4.40** *Evaporação diária estimada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) e medida através do sistema eddy-correlation (Ev_{EC}).* 172
- Figura 4.41** *Valores médios diários da radiação líquida (Q_n) e da velocidade do vento (u) durante a campanha.* 172
- Figura 4.42** *Evaporação diária estimada pela fórmula de transferência de massa (Ev_{TM}) e medida através do sistema eddy-correlation (Ev_{EC})* 173
- Figura 4.43** *Evolução da temperatura da água em profundidade. Valores observados (OBS) e simulados pelo modelo (FLake).* 175
- Figura 4.44** *Evolução temporal do fluxo superficial de calor sensível medido H_{EC} e simulado (H_{FLake}).* 176
- Figura 4.45** *Evolução horária da evaporação. Azul - Ev_{EC} ; Vermelho - Ev_{FLake} .* 178
- Figura 4.46** *Ciclo diário média da taxa de evaporação. Azul – Ev_{EC} ; Vermelho – Ev_{FLake} .* 178
- Figura 4.47** *Evaporação diária simulada pelo modelo FLake e medida através do sistema eddy-correlation (Ev_{EC}).* 179

Lista de tabelas

Página

<i>Tabela 2-1</i> Composição do ar seco em volume.	9
<i>Tabela 2-2</i> Valores médios de vapor de água para latitudes com climas temperados (Shaw, 1988).	10
<i>Tabela 2-3</i> Relação entre o comprimento de Monin-Obukhov (L) e as condições de estabilidade (Seinfeld e Pandis, 1998).	42
<i>Tabela 3-1</i> Características principais dos sensores instalados nas estações flutuantes.	68
<i>Tabela 3-2</i> Parametrização das variáveis no sistema de aquisição de dados.	69
<i>Tabela 3-3</i> Identificação, localização e datas de instalação das estações meteorológicas.	70
<i>Tabela 3-4</i> Principais características morfométricas das albufeiras.	78
<i>Tabela 3-5</i> Temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$) em função de profundidade (Valores diários).	88
<i>Tabela 3-6</i> Variáveis de entrada e de evolução modelo FLake.	99
<i>Tabela 3-7</i> Parâmetros do modelo FLake.	100
<i>Tabela 3-8</i> Parâmetros e valores iniciais do modelo FLake por albufeira.	106
<i>Tabela 3-9</i> Características dos sensores utilizados na campanha EC.	113
<i>Tabela 4-1</i> Avaliação do desempenho pelo índice “ d ”.	123
<i>Tabela 4-2</i> Valores médios dos fluxos de energia (Wm^{-2}) e da evaporação (mmdia^{-1}) por albufeira, no período 2002-2006.	126
<i>Tabela 4-3</i> Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da temperatura da água a várias profundidades quando comparadas com as observações na albufeira de Alqueva. IOA, IOA, R^2 , “corr” e “ d ” (adimensionais), EM ($^{\circ}\text{C}$), EAM ($^{\circ}\text{C}$) e REQM ($^{\circ}\text{C}$).	132
<i>Tabela 4-4</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Alvito.	133
<i>Tabela 4-5</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira da Bravura.	134
<i>Tabela 4-6</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira do Caia.	135
<i>Tabela 4-7</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira do Maranhão.	136
<i>Tabela 4-8</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Odeleite.	137
<i>Tabela 4-9</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Pego do Altar.	138
<i>Tabela 4-10</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira do Roxo.	139
<i>Tabela 4-11</i> Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Santa Clara.	140

-
- Tabela 4-12** Regressão linear entre a evaporação de tina e estimada por balanço energético. 162
- Tabela 4-13** Modelos lineares de portabilidade dos coeficientes de tina mensais. A – área inundada (km^2); \bar{D} – profundidade média (m); T_a – temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$); Lat – latitude ($^{\circ}$); $Long$ – longitude ($^{\circ}$); U_t – Utilizações em % do volume armazenado. 166
- Tabela 4-14** Parâmetros e valores das condições iniciais do modelo FLake no período da campanha. 174
- Tabela 4-15** Estatísticas sobre a qualidade das simulações da temperatura da água a vários níveis ($^{\circ}\text{C}$). 176
- Tabela 4-16** Estatísticas sobre a qualidade das simulações dos fluxos de energia (W/m^2). 177

Lista de símbolos

Símbolos latinos	Descrição/designação	Unidade
A	Área	(km ²)
A_d	Área de drenagem	
A_s	Área da superfície livre	
C	Coefficiente da fórmula de Dalton	-
C_B	Constante de Bowen (= 0,61)	(°C ⁻¹)
C_m	Factor de atenuação da radiação extraterrestre (fórmula de Linacre)	-
C_{Q_t}	Factor de forma para o fluxo de calor turbulento (FLake)	-
C_T	Factor de forma da termoclina (FLake)	-
C_{TT}	Parâmetro (FLake)	-
C_v	Coefficiente de transferência de vapor de água por convecção	-
C_w	Capacidade calorífica volumétrica da água	(J m ⁻³ K ⁻¹)
c	Calor específico	(J kg ⁻¹ K ⁻¹)
c_p	Calor específico do ar a pressão constante	
c_{pw}	Calor específico do ar húmido a pressão constante	
c_w	Calor específico da água	
D	Profundidade do lago	(m)
\overline{D}	Profundidade média do lago	
D_d	Coefficiente de profundidade (fórmula de Meyer)	-
d	Dia	-
E	Evaporação	(m s ⁻¹); mm dia ⁻¹
E_a	Termo advectivo da fórmula de Penman	
E_e	Evaporação efectiva	
E_l ou E_w	Evaporação de lago (reservatório)	
E_l	Evaporação potencial	
E_r	Termo radiativo da fórmula de Penman	
E_{tina}	Evaporação de tina Classe A	
e	Tensão de vapor	(Pa)
e_a	Tensão de vapor do ar à altura de referência	
e_a^*	Tensão de vapor saturado à temperatura média do ar	
e_d	Tensão de vapor saturado à temperatura do ponto de orvalho	
e_s	Tensão de vapor saturado à temperatura da superfície	
e_z	Tensão de vapor do ar à altura de z	
F	Coefficiente de superfície (fórmula de Linacre)	-
F_{Alt}	Factor correcção para a altitude do local (fórmula de Linacre)	-
$f(u)$	Função do vento	(ms ⁻¹)
G	Fluxo de calor para o solo	(Wm ⁻²)

Símbolos latinos	Descrição/designação	Unidade
g	Aceleração da gravidade	(m s^{-2})
H	Fluxo de calor sensível	(Wm^{-2})
HR	Humidade relativa do ar	%
HS	Profundidade dos sedimentos com gradiente de temperatura zero	(m)
h	Profundidade da camada de mistura	(m)
h_c	Profundidade de equilíbrio	(m)
hr	Humidade relativa em fracção decimal	-
I	Caudal afluente	($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
I_a	Índice térmico anual	
i_m	Índice térmico mensal	
K	Difusividade turbulenta	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
K_H	Difusividade turbulenta para o calor sensível	
K_M	Difusividade turbulenta para a quantidade de movimento	
K_V	Difusividade turbulenta para o vapor de água	
k	Constante de von Karman (=0,40)	-
kc	Coefficiente de compacidade (Gravellius)	-
k_{tina}	Coefficiente de tina	-
L	Comprimento de Obukhov	(m)
LE ou λE	Fluxo de calor latente	(Wm^{-2})
L_l	Comprimento da albufeira	(km)
LS	Profundidade da camada de sedimentos	(m)
M_v	Massa molar do vapor de água	(g mol^{-1})
m	Massa	(kg)
N	Coefficiente de transferência de massa	-
N_d	Número de dias do mês	(dia)
N_m	Factor de correcção (fórmula de Thornthwaite)	-
n_d	Duração média diária de horas de sol	(h)
O	Caudal efluente	($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
P	Precipitação	(mm)
P_l	Perímetro da albufeira	(km)
p	Pressão atmosférica	(Pa)
p_o	Pressão atmosférica ao nível médio do mar	
Q	Fluxo de radiação	(Wm^{-2})
Q_a	Fluxo de radiação extraterrestre	
Q_{ar}	Fluxo de radiação atmosférica reflectida	
Q_b	Fluxo líquido de calor por condução na interface água-solo	
Q_c	Fluxo de calor por convecção	

Símbolos latinos	Descrição/designação	Unidade
Q_{ex}	Radiação extraterrestre	
Q_{ls}	Radiação de longo comprimento de onda emitida pela superfície	
Q_n	Fluxo de radiação líquida	
Q_{nTp}	Radiação líquida na superfície para temperatura de equilíbrio	
Q_s	Fluxo de energia devida à radiação solar	
Q_{ss}	Fluxo de energia devida à radiação solar na superfície	
Q_t	Fluxo turbulento vertical de energia	
Q_{ts}	Fluxo turbulento vertical de energia na superfície	
Q_v	Fluxo líquido de radiação por advecção	
q	Humidade específica do ar	(kg kg ⁻¹)
q_z	Humidade específica do ar à altura z	
q_s	Humidade específica da superfície da água (ar saturado)	
R	Constante dos gases perfeitos	(J mol ⁻¹ K ⁻¹)
R_e	Factor de correcção para a humidade	-
R_i	Razão isotópica da amostra	-
R_p	Razão isotópica padrão	-
R_u	Factor de correcção para a velocidade do vento	-
r_a	Resistência aerodinâmica	(s m ⁻¹)
r_c	Resistência estomática	(s m ⁻¹)
S_s	Coefficiente de superfície de Horton	-
T	Temperatura	(°C) ou K
\bar{T}	Temperatura média da coluna de água	
T_a	Temperatura do ar	
T_b	Temperatura no fundo do lago	
T_d	Temperatura do ponto de orvalho	
T_f	Temperatura do ponto de congelação para a água doce padrão	
T_{HS}	Temperatura da camada de sedimentos à profundidade HS	
T_{LS}	Temperatura na base da camada de sedimentos	
\bar{T}_m	Temperatura mensal média do ar	
T_o	Temperatura média absoluta do ar	
T_r	Temperatura a que corresponde a massa volúmica máxima da água doce padrão	
T_s	Temperatura da superfície; temperatura da camada de mistura	
T_{Tina}	Temperatura média diária da água na tina	
T_w	Temperatura da água	
t	Tempo	(s)
t_v	Fracção de tempo em que o vento é turbulento	
t_{rh}	Tempo de relaxação	
u	Velocidade do vento horizontal	(m s ⁻¹)

Símbolos latinos	Descrição/designação	Unidade
U_{Tina}	Velocidade do vento 15 cm acima do bordo superior da tina	
u_z	Velocidade do vento horizontal à altura z	
u_*	Velocidade de atrito	(m s ⁻¹)
V	Volume armazenado	(m ³)
w	Velocidade do vento vertical	(m s ⁻¹)
W_f	Comprimento da superfície livre na direcção dos ventos dominantes	(m)
z	Altura de referência	(m)
z_0	Comprimento de rugosidade	(m)
z_{0v}	Comprimento de rugosidade para o vapor de água	
z_{0H}	Comprimento de rugosidade para o calor sensível	

Símbolos gregos	Descrição/designação	Unidade
α	Albedo da superfície para a radiação de pequeno comprimento de onda	-
α_e	Coefficiente de extinção da radiação solar	(m ⁻¹)
α_l	Albedo da superfície para a radiação de grande comprimento de onda	-
α_{PT}	Coefficiente de Priestley-Taylor	-
α_T	Coefficiente de expansão térmica	(K ⁻¹)
α_{tina}	Fracção de energia aduzida à tina por advecção	-
β	Razão de Bowen	-
β_I	Parâmetro de impulsão	(m s ⁻² K ⁻¹)
γ	“Constante” psicrométrica	(hPa·K ⁻¹ ; kPa·°C ⁻¹)
Δ	Declive da tensão de saturação de vapor para a temperatura média do ar	(kPa °C ⁻¹)
Δp	Declive da tensão de saturação de vapor para a temperatura de equilíbrio	
ΔQ_w ou Q_w	Variação do armazenamento de energia na massa de água	(Wm ⁻²)
δ_h	Espessura de uma camada horizontal	(m)
δ	Concentração isotópica	(‰)
δ_a	Concentração isotópica na humidade atmosférica	
δ_E	Concentração isotópica na água evaporada	
δ_I	Concentração isotópica na água afluyente	
δ_L	Concentração isotópica na água do lago	
δ_o	Concentração isotópica na água efluyente	
δ_p	Concentração isotópica na água precipitada	
ε	Densidade do vapor de água em relação ao ar seco	-
ε_w	Emissividade da superfície da água (= 0,97)	-
ζ	Profundidade adimensionalizada	-
$\theta(T)$	Função de temperatura	(°C)

Símbolos gregos	Descrição/designação	Unidade
λ	Calor latente de vaporização	(J kg ⁻¹)
ρ	Massa volúmica	(kg m ⁻³)
ρ_a	Massa volúmica do ar	
ρ_v	Massa volúmica do ar húmido	
ρ_w	Massa volúmica da água	
ρ_{wr}	Massa volúmica máxima da água (= 999,98)	
σ	Constante de Stephan-Boltzman (= 5,6697 x 10 ⁻⁸)	(W m ⁻² K ⁻⁴)
τ	Tensão de atrito	(kg m ⁻³ s ⁻¹)
ν	Viscosidade cinemática do ar seco (= 1,34 x 10 ⁻⁵)	(m ² s ⁻¹)
Φ_{Qt}	Função de forma para o fluxo de calor turbulento	
ω	Coeficiente da velocidade do vento (fórmula de Horton)	-
ω_a	Coeficiente de expansão térmica do ar	(°C ⁻¹)
Φ	Função adimensional da profundidade adimensionalizada	-

Acrónimos e Abreviaturas	Descrição/designação	Unidade
Alt.	Altitude	(m)
AROME	<i>Applications of Research to Operations at MesoscaleE</i>	
BE	Balanço de energia	
CLA	Camada limite atmosférica	
corr	Coeficiente de correlação	
CRLE	<i>Complementary Relationship Lake Evaporation</i>	
DJ	Dia Juliano	
DS	Deficit de saturação do ar	
DWD	<i>German Weather Service</i>	
EAM	Erro absoluto médio	(mm dia ⁻¹)
EC	<i>Eddy correlation</i>	
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>	
EM	Erro médio ou viés	(mm dia ⁻¹)
ET	Evapotranspiração	(mm dia ⁻¹)
EUA	Estados Unidos da América	
Ev_FLake	Evaporação - FLake	(mm dia ⁻¹ ; mm)
Ev_kTina	Evaporação - Tina	(mm dia ⁻¹ ; mm)
Ev_Pen	Evaporação - Penman	(mm dia ⁻¹ ; mm)
Ev_PT	Evaporação - Priestley-Taylor	(mm dia ⁻¹ ; mm)
Ev_Thorn	Evaporação - Thornthwaite	(mm dia ⁻¹ ; mm)
Ev_TM	Evaporação - Transferência de massa	(mm dia ⁻¹ ; mm)
HIRLAM	<i>High Resolution Limited Area Model</i>	
IFS	<i>Integrated Forecasting System</i>	

Acrónimos e Abreviaturas	Descrição/designação	Unidade
INAG	Instituto da Água, I.P	
IOA	Índice de ajustamento (<i>index of agreement</i>)	
Lat.	Latitude	(°)
Long.	Longitude	(°)
NPA	Nível de pleno armazenamento	(m)
OMM	Organização Meteorológica Mundial	
Pead	Polietileno de alta densidade	
Prof_max	Profundidade máxima	(m)
Prof_med	Profundidade média	(m)
RQRM	Raiz do erro quadrático médio (erro quadrático médio)	
SNIRH	Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos	
USNWS	<i>United States National Weather Service</i>	
V-SMOW	<i>Vienna- Standard Mean Ocean Water</i>	

Capítulo 1

Introdução

1.1 Interesse e motivação

A evaporação da água em meio natural constitui uma das principais fases do ciclo hidrológico. Através deste, a água é transferida desde a atmosfera até a superfície do Globo pela precipitação e retorna à atmosfera pela evaporação. Na fase de vapor a água permanece indisponível para utilização humana, o que reforça a necessidade de um conhecimento mais profundo dos parâmetros e processos que condicionam a evaporação, de modo a quantificá-la e, em alguns casos, controlar os montantes de água envolvidos no processo.

Em termos gerais a evaporação é o fenómeno pelo qual uma substância, que se apresenta na fase líquida, é convertida à fase de vapor. O fenómeno evaporativo envolve, em simultâneo, processos de troca de calor e de massa entre a superfície evaporante e a sua vizinhança. Por isso, a evaporação é, geralmente, caracterizada pela perda de um líquido em resultado da sua vaporização. Em termos continentais, as massas de água constituintes dos lagos (naturais e artificiais) garantem o abastecimento contínuo de humidade ao processo evaporativo, pelo que as perdas reais acabam por, em última análise, depender directamente dos factores climáticos e meteorológicos de cada região. Por outro lado, a evaporação é também um processo de arrefecimento que envolve transferências de massa e calor na interface água-ar. Pode, por isso, ser avaliado tanto por equações de transferência de massa como de troca de energia. Para além dos fenómenos radiativos e da transferência de calor sensível, a evaporação é uma das causas das diferenças entre as temperaturas superficiais e subsuperficiais da água nos lagos. Por outro lado, a própria evaporação é condicionada pela temperatura da água.

A perda de água por evaporação, não só contribui para a redução da disponibilidade de um recurso essencial ao desenvolvimento das sociedades, como contribui directamente para a

degradação da sua qualidade, ao promover o aumento da concentração de impurezas, pois só a água pura muda de estado.

Quantificar o volume de água evaporado é relevante para um grande e diversificado número de disciplinas: balanço hídrico das bacias hidrográficas, possibilitando estimar escoamentos e recargas; gestão dos aproveitamentos hidráulicos, permitindo a mobilização do recurso água de modo mais eficiente em função de cada uso; planeamento e projecto de futuros aproveitamentos, contribuindo para a correcta definição dos armazenamentos; regulamentação de disputas relativas à locação dos recursos hídricos partilhados por regiões e países; implementação de projectos ambientais e de usufruto lúdico das massas de água.

As características geoclimáticas do território continental português, em particular nas regiões a sul do rio Tejo, determinam uma escassez de água endémica que resulta da marcada irregularidade anual e inter anual das precipitações que acresce à superior solicitação para fins agrícolas, da maioria das águas represadas nos aproveitamentos da região. Também os episódios de seca moderada ou extrema fazem parte do condicionalismo climático característico dessa região, determinando que a eficiência dos aproveitamentos e a sua gestão corrente se apoiem no conhecimento rigoroso das reservas disponíveis em cada momento. A quantificação das perdas por evaporação é, por isso, condição determinante para tal gestão já que, o abaixamento verificado nos níveis das albufeiras, com particular relevância na estação seca é, em grande parte, atribuível às perdas de água por evaporação.

Embora haja uma generalizada consciencialização de que as perdas de água que resultam da evaporação nas albufeiras têm importância económica regional e nacional, não é fácil referenciar trabalhos e estudos que abordem esta temática na perspectiva do conhecimento e caracterização concreta dos montantes envolvidos.

Quando não se reduzem a meros patamares de referência (p. ex. 1 m/ano ou 100 mm/mês), as estimativas da evaporação em albufeiras portuguesas continuam, na generalidade das situações, a ser suportadas em relações empíricas baseadas em parâmetros climatológicos de quantificação corrente (temperatura, radiação solar, vento, etc.) obtidos em enquadramentos terrestres, na maioria dos casos, climatologicamente distantes, não representando as condições que se verificam sobre a superfície livre. Alternativamente ou em complementaridade, é também comum o recurso às determinações directas da

evaporação registadas em evaporímetros de tina convertidas posteriormente a evaporação de lago por intermédio de coeficientes médios anuais ou sazonais carecendo, na generalidade dos casos, de uma aferição real às condições de cada local.

Na ausência de coeficientes de tina determinados localmente em Portugal, é prática recorrente o uso do valor anual de 0,7 com uma variação sazonal entre 0,6 e 0,8, dependendo da estação do ano: Outubro e Novembro, 0,7; Dezembro a Março, 0,6; Abril e Maio, 0,7 e Junho a Setembro, 0,8 (Lencastre e Franco, 1984). Todavia, mesmo nas nossas condições, estes valores não devem ser aplicados a nível mensal, já que é espectável que uma parte do calor armazenado nas albufeiras durante o Verão contribua para a evaporação no Outono, o que faz com que se acentuem os desfasamentos com os valores obtidos na tina, onde a transferência de energia térmica só tem efectivo significado a nível diário (Dephon, 1981, Jacobs *et al.*, 1998). A obviação destes aspectos é um dos processos investigados neste trabalho.

Outras abordagens de estimação das perdas por evaporação a partir de massas de água têm vindo a ser implementadas pelo mundo desde da década de 50. Os trabalhos então realizados nos Estados Unidos, Canadá e Austrália, nos anos 60 – 70, conduziram à formulação de um conjunto de metodologias hoje em dia de aplicação generalizada. Em Portugal tais metodologias carecem ainda de validação.

Qualquer estudo experimental sobre evaporação em superfície livre necessita de equipamento sofisticado de medida, nomeadamente para determinação de algumas grandezas essenciais a dois dos métodos considerados como paradigmáticos: o da correlação de fluxos turbulentos, onde assume importância o conhecimento da humidade atmosférica, temperatura do ar e velocidade ascensional do vento, e o do balanço de energia, onde o esforço de monitorização é concentrado na medição da temperatura ao longo da coluna de água.

O método do balanço energético foi já utilizado em Portugal na albufeira do Arade, tendo-se recorrido, então aos dados obtidos no decurso de uma campanha de medição intensiva, realizada por uma equipa holandesa de Wartena, entre 13 de Abril e 22 de Maio de 1973 (Brouwer e Ryckborst, 1975). A qualidade deste estudo não teve paralelo em Portugal, o que confirma o carácter esporádico destes trabalhos, no nosso País.

A partir de 2001-2002, foram sendo criadas algumas das condições materiais para ir mais além no estudo dos mecanismos da evaporação em albufeiras, principalmente no sul do

País, por força da instalação de estações climatológicas flutuantes, ao abrigo dos projectos de reestruturação das redes de monitorização de recursos hídricos. Esta rede específica de estações integra a rede de monitorização do Instituto da Água (INAG I.P.) e comporta um conjunto de sensores para medição das variáveis climatológicas e lacustres com possibilidade de inclusão de outros sensores para medição de variáveis ainda mais específicas.

1.2 Objectivos

O desenvolvimento metodológico deste trabalho apoia-se na realização de determinações fiáveis da evaporação, numa extensa região do país para posterior identificação de metodologias expeditas, sólida e regionalmente apoiadas, para a determinação da evaporação de albufeiras contribuindo para a gestão fundamentada das reservas hídricas superficiais numa região em que, dado o rigor da estação seca, as perdas de água por evaporação a partir das albufeiras é considerável.

Os objectivos específicos consistem em:

1. Medir valores de evaporação que, por confrontação com valores fiáveis calculados, possibilitem quer a compreensão dos mecanismos que condicionam a evaporação a partir das albufeiras, quer a identificação dos métodos mais robustos e de maior portabilidade no cálculo da evaporação no território continental português
2. Calibração de um modelo de lago (*I-D*) que possibilite modelar a evaporação diária, útil para a simulação das perdas no apoio à gestão sequencial das reservas hídricas e também para confrontação dos resultados com os valores obtidos através dos modelos empíricos de base meteorológica.
3. Reconstituição de séries temporais de evaporação em lago para apoio a uma caracterização exaustiva de sequências de extremos de apoio à simulação de exploração de albufeiras.

1.3 Organização dos conteúdos

O conteúdo deste trabalho foi dividido em cinco capítulos. No primeiro, o presente capítulo, abordam-se os fundamentos e a motivação desta Tese, assim como os seus objectivos.

No Capítulo 2 faz uma revisão bibliográfica sobre os fundamentos da evaporação em superfície livre e sobre os distintos métodos e abordagem usados na sua estimação.

No Capítulo 3 caracterizam-se os locais e descrevem-se os dispositivos experimentais usados. É analisada a informação disponível e são descritas as metodologias e os métodos utilizados.

No quarto capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos

O Capítulo 5 é reservado às conclusões e recomendações deste estudo.

Capítulo 2

Evaporação de lago

2.1 Definição e descrição do processo

A evaporação pode ser definida como o processo a partir do qual um líquido, em condições naturais, se transforma em vapor. Pelo princípio da conservação da massa de uma ou de um conjunto de partículas, a evaporação pode ser expressa por:

$$E = \frac{dm}{dt} \quad (2.1)$$

onde, E , é a intensidade de evaporação por unidade de área e, dm , é a massa de líquido que por unidade de área passa à fase vapor no intervalo de tempo dt .

A evaporação a partir das superfícies líquidas envolve sempre o transporte simultâneo de massa e energia. Nessas circunstâncias, os factores determinantes para a ocorrência da evaporação são a disponibilidade energética para a transição de fase da água em vapor e o mecanismo de transporte entre a camada superficial da água e a camada atmosférica que se lhe sobrepõe. Por outro lado, a evaporação é também um processo de arrefecimento que envolve a transferência de energia através do sistema líquido-ar. Pode, por isso, ser quantificada recorrendo quer a formulações aerodinâmicas de transferência de massa, quer a formulações que recorrem ao balanço de energia (Assouline e Mahrer, 1993).

Do ponto de vista estritamente hidrológico, a evaporação corresponde ao processo que descreve a transferência natural da água das fases líquida e sólida¹ para a fase gasosa e a sua consequente difusão na atmosfera.

¹ A passagem do estado sólido ao estado gasoso é designada por sublimação. No entanto para efeitos de balanço hidrológico é computada junto com a evaporação (Lencastre e Franco, 1984).

À escala molecular, o movimento das partículas de água depende da temperatura a que está sujeito em função da radiação solar e das características físicas e hidrodinâmicas que lhe são próprias. No interior da massa líquida, a movimentação das partículas é inferior à verificada à superfície, devido ao equilíbrio dinâmico gerado pelas trocas que aí se realizam. No entanto, na fronteira líquido-ar, um certo número de partículas tende a abandonar a superfície a uma intensidade que é proporcional à energia cinética das suas moléculas que, por sua vez, é função da temperatura. Quando o número de moléculas que se escapam da superfície é superior aquele que retorna ao líquido, o balanço de evaporação é positivo. Caso contrário, verifica-se um estado de equilíbrio quantitativo e a evaporação é considerada nula (Llamas, 1993).

O processo evaporativo provoca necessariamente uma descida da temperatura da água, uma vez que, por cada grama de água que muda de estado, são retiradas cerca de 600 calorias (1 caloria = 4,186 Joules) do seu conteúdo energético. Tais quantidades de calor, na natureza, são fornecidas pela radiação solar e atmosférica, através do calor sensível da camada de ar em contacto directo com a superfície livre ou é disponibilizada por intermédio da energia armazenada no interior da massa de água.

Até que o ar em contacto com a superfície livre da água se sature completamente com vapor de água, a evaporação tem condições para prosseguir bastando que se encontrem reunidas duas condições básicas:

1ª – A existência de uma fonte de energia que, como foi já referido, em condições naturais advém da radiação solar e atmosférica, do calor sensível da atmosfera e do calor armazenado na água.

2ª – A existência de um gradiente na concentração de vapor, ou seja, uma diferença entre a tensão de vapor saturado existente à superfície e a tensão de vapor actual do ar, sustentado, em parte, pela sua movimentação em forma de vento.

A análise da ocorrência da evaporação a partir da primeira condição assenta no entendimento do balanço de radiação aplicado a uma determinada superfície e na necessidade de proceder a estimativas da radiação líquida, ou seja, a radiação efectivamente absorvida pela superfície. O balanço de radiação, assim considerado, resultará da contabilização de toda a energia radiante recebida e perdida pela superfície.

O segundo factor citado enquadra o processo evaporativo enfatizando o mecanismo de transporte do vapor de água entre a superfície e as camadas da atmosfera que lhe são

próximas, associando a evaporação com o movimento do ar em condições turbulentas. Esta aproximação suporta as abordagens aerodinâmicas do processo evaporativo que se apoiam nos conceitos de transferência de massa.

2.2 A camada limite atmosférica

A maioria dos processos evaporativos que ocorrem na natureza têm lugar na camada limite atmosférica (CLA), pelo que cabe aqui uma breve referência.

2.2.1 Composição da atmosfera

A atmosfera é constituída essencialmente por ar seco e vapor de água. Todos os constituintes básicos do ar, com excepção do vapor de água, apresentam-se sempre na mesma proporção e na forma gasosa. Por este facto são, geralmente, considerados apenas dois componentes no ar húmido: o vapor de água e o ar seco. A composição do ar seco em unidades de volume, é apresentada na Tabela 2-1.

Tabela 2-1 Composição do ar seco em volume

Componentes	Fórmula química	% Volume (ar seco)
Azoto	N ₂	78,08
Oxigénio	O ₂	20,95
Argón	Ar	0,93
Dióxido de carbono	CO ₂	350 ppm
Neón	Ne	18,2 ppm
Hélio	He	5,24 ppm
Metano	CH ₄	2 ppm
Cripton	Kr	1,1 ppm
Hidrogénio	H ₂	0,5 ppm
Óxido nitroso	NO ₂	0,3 ppm
Xenón	Xe	0,08 ppm
Monóxido de carbono	CO	0,05-0,2 ppm
Ozono	O ₃	0,02-0,03 ppm

A quantidade de vapor de água na atmosfera depende directamente da temperatura, diminuindo e com esta. Desta forma, o vapor de água restringe-se às camadas inferiores da atmosfera já que a temperatura diminui com a altitude (Tabela 2-2).

Tabela 2-2 Valores médios de vapor de água para latitudes com climas temperados (Shaw, 1988).

Altitude (km)	Vapor de água (% volume)	Altitude (km)	Vapor de água (% volume)
0	1,3	5	0,27
1	1,0	6	0,15
2	0,69	7	0,09
3	0,49	8	0,05
4	0,37		

2.2.2 Estrutura da atmosfera

São vários os factores que determinam a estrutura e dinâmica da atmosfera. De entre eles destacam-se: a gravidade (perfil vertical de pressão); os movimentos da Terra (circulação global, variação diurna e com a época do ano, estratificação em latitude); a radiação solar (circulação, convecção, absorção, perfil vertical de temperatura, variação da temperatura com a latitude); e as trocas mássicas e energéticas com os restantes subsistemas (composição química e perfil de temperatura).

A atmosfera exibe grandes variações em função da altitude, principalmente no que se refere à sua estrutura térmica, o que possibilita dividi-la em quatro camadas distintas (Figura 2.1): troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera. Estas camadas encontram-se separadas por zonas de transição que recebem o nome de tropopausa, estratopausa e mesopausa. Existem, ainda assim, outras designações em concordância com outros critérios de divisão (Cuadrat e Pita, 2004).

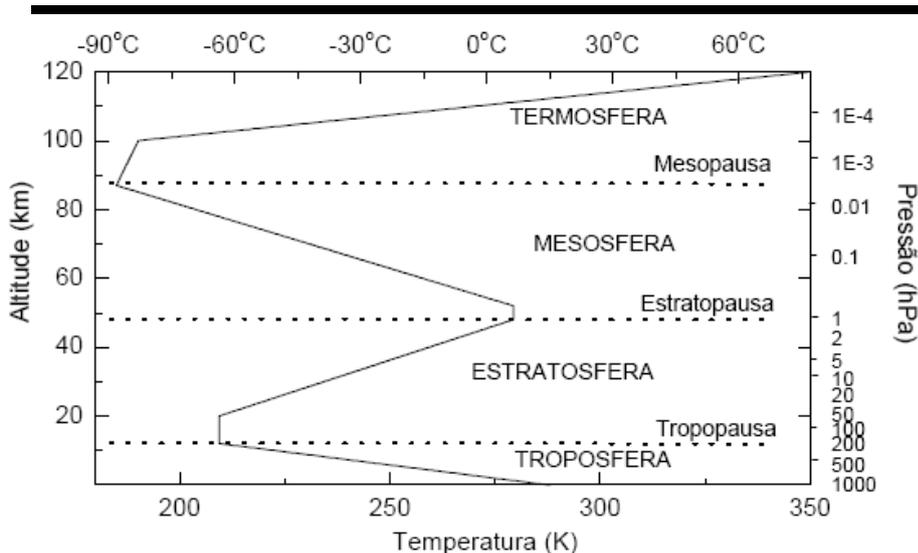


Figura 2.1
Estrutura térmica vertical média da atmosfera.

2.2.3 Camada limite atmosférica e subcamada laminar

A mistura turbulenta de ar gerada pelo contacto permanente com as superfícies rugosas da crosta terrestre (solo, vegetação e água) e pela ascensão convectiva de massas de ar ao aquecerem define um primeiro nível na troposfera onde predomina o regime turbulento. A essa camada atribui-se a designação de camada limite atmosférica (CLA) ou camada limite planetária.

A espessura da CLA pode oscilar entre uma dezena de metros e um a dois quilómetros, mas pode ser mais espessa em regiões continentais áridas, dependendo de factores tão variados com a orografia, a rugosidade da superfície, a natureza do coberto vegetal, a intensidade e direcção do vento, o grau de aquecimento e arrefecimento do solo, a advecção de calor e humidade, entre outros.

Os fluxos de quantidade de movimento, calor e humidade entre a atmosfera e a superfície do Globo (continentes e oceanos) têm lugar na CLA junto à superfície. Estes fluxos são relativamente constantes na vertical o que permite chamar à camada junto à superfície (espessura inferior a 200 m), camada de fluxo constante.

A interacção entre a superfície e a camada limite atmosférica relacionada com o transporte vertical, influencia directamente as condições meteorológicas locais e regionais e, à escala global, condiciona a circulação geral da atmosfera.

Os tempos de resposta da camada limite atmosférica aos diferentes forçamentos da superfície são relativamente curtos. Durante o ciclo diurno, ocorrem fortes variações de temperatura, humidade, concentração de poluentes, intensidade e espessura da camada. Essas variações são a resposta ao aquecimento diurno e conseqüente arrefecimento nocturno da superfície terrestre.

A estruturação vertical típica da camada limite atmosférica encontra-se esquematizada na Figura 2.2. Durante o dia, o fornecimento de calor e a mistura vertical do ar conduzem ao aumento da espessura da camada limite, até ao seu máximo às primeiras horas da tarde. À noite, pelo contrário, o arrefecimento da superfície terrestre limita a turbulência e inibe movimentações verticais das massas de ar, reduzindo a espessura da camada limite. O limite superior da camada limite, onde se fazem sentir os efeitos da força de Coriolis nos ventos, designa-se camada de Ekman. O limite inferior, numa espessura que não vai além de um décimo da espessura da camada limite, denomina-se camada superficial ou de Prandtl, e nela, os efeitos da força de Coriolis, podem ser desprezados.

Na camada de Plandtl, a estrutura do vento vem determinada principalmente por características da superfície de contacto e pelo gradiente vertical da temperatura do ar, registando-se aí, a maioria das trocas de massa, momento linear e calor. O regime turbulento verificado na camada superficial origina flutuações aleatórias e contínuas na velocidade, temperatura e concentrações de vapor de água e dióxido de carbono, em torno dos seus valores médios tanto no tempo como no espaço. Imediatamente sobre a superfície terrestre, onde são dominantes os efeitos da viscosidade superficial, é possível distinguir a denominada subcamada laminar, com poucos milímetros de espessura, onde os processos de transferência são dominados pela difusão molecular.

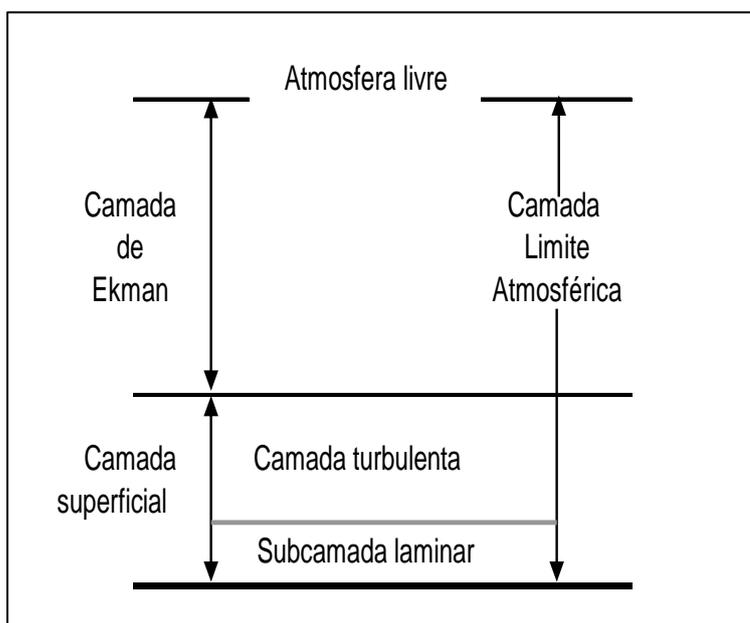


Figura 2.2
Estrutura da camada limite atmosférica (adaptado de Cuadrat e Pita, 2004)

A troposfera livre localiza-se no topo da camada limite atmosférica. Ai, o ar é mais puro e menos denso, e a temperatura desce a um ritmo médio de, aproximadamente, 6,5 graus célsius por quilómetro. O limite superior a partir do qual se observa inversão no gradiente vertical da temperatura, designa-se por tropopausa e constitui um estrato que actua como “tampão” aos movimentos convectivos. A altitude da tropopausa é variável dependendo da temperatura e da pressão atmosférica ao nível do mar. Em média, apontam-se valores oscilando, entre os 8 km nos Pólos, e os 16 km no Equador, onde a turbulência convectiva e o aquecimento vertical são mais pronunciados.

2.3 Factores que afectam a evaporação

A intensidade de evaporação varia, dependendo fundamentalmente de factores climáticos e da natureza da superfície evaporante. Os principais factores que condicionam a evaporação a partir de um espelho de água são descritos a seguir.

2.3.1 Radiação solar

A radiação solar é, na maior parte das situações, a principal fonte de energia dos processos evaporativos (Meza e Varas, 2000). A quantidade de energia que atinge a superfície evaporante depende do estado da atmosfera e da presença de nuvens que absorvem e reflectem parte da radiação. Por outro lado, nem toda a energia radiante é alocada à vaporização da água já que parte contribui para o aquecimento do ar e outra parte é responsável pelo aumento de temperatura da massa de água onde incide (Allen *et al.*, 1998).

Nos enquadramentos fisiográficos que favorecem fortes advecções, tanto locais como regionais, e em pequenas massas de água rodeadas por áreas áridas ou semi-áridas, a importância da radiação líquida decresce e a advecção, ou transporte de calor sensível proveniente das áreas secas circundantes, passa a ter um papel mais condicionante do processo evaporativo, com energia até maior que aquela disponível no espelho de água proveniente da radiação solar. Nestas condições assume particular importância a acção do vento e da humidade do ar.

2.3.2 Tensão de vapor

O processo evaporativo acentua-se quando existe uma diferença positiva, ainda que pequena, entre a tensão de saturação de vapor saturado à superfície (e_s) e a tensão de vapor do ar (e_a) na camada imediatamente acima da superfície líquida. O número de moléculas que se escapam do líquido depende da sua tensão de vapor, enquanto que o número de moléculas que retorna ao líquido depende da tensão de vapor do ar ambiente. Por isso, em igualdade dos restantes factores, quanto maior for a diferença entre as tensões de saturação, ou seja, o défice de saturação, maior número de moléculas de água são libertadas e, consequentemente, mais intensa é a evaporação.

2.3.3 Temperatura

As temperaturas do ar e da superfície da água influenciam fortemente a intensidade de evaporação. Quanto maior for a temperatura do ar, maior é a sua tensão de vapor de

saturação e mais vapor de água pode conter (Ward, 2000). Por outro lado, para passarem à fase vapor, as moléculas de água necessitam de ganhar energia cinética suficiente para exceder o trabalho de coesão que é produzido pela tensão superficial à superfície do líquido, fazendo com que a intensidade de evaporação seja mais significativa com o aumento da temperatura da água. Nestas condições as moléculas com maior energia mudam de fase, as que ficam no estado líquido permanecem com menor energia cinética média, fazendo com que a temperatura da água diminua. A este efeito é usual dar-se a designação de “arrefecimento evaporativo”.

Quando a temperatura da água é maior que a temperatura do ar a instabilidade da CLA aumenta e os fluxos turbulentos gerados contribuem significativamente para o aumento da evaporação.

2.3.4 Vento

A evaporação faz com que a humidade do ar sobrejacente à superfície líquida aumente até que atinja a saturação. O vento leva à remoção dessa camada criando condições que favorecem o estabelecimento de gradientes de tensão de vapor, o que contribui para o aumento do poder evaporante local. Ao contribuir para a remoção do ar que vai ficando saturado, o vento permite que o processo evaporativo continue. Acresce ainda que as moléculas em movimento apresentem maior energia cinética média do que aquelas em repouso no ar húmido, o que determina que quanto mais intenso o fluxo de ar, maior é o potencial para evaporação.

Também as características fisiográficas das superfícies evaporantes podem ditar o modo como o vento condiciona a intensidade de evaporação. Quanto menor a superfície, menor a possibilidade de ocorrerem modificações do perfil de ventos e desvios da sua direcção. A evaporação tendencialmente diminui para o interior da área na direcção dos ventos dominantes até um limite onde o balanço superficial de energia passa a ser predominante.

2.3.5 Pressão atmosférica

Em igualdade dos restantes factores uma diminuição da pressão barométrica conduz a um aumento da evaporação. A relação da evaporação, em % do valor de referência aos 1500 m e a altitude, é apresentada na Figura 2.3. As medidas foram obtidas no monte Whitney, na Califórnia e na parte oeste da região de Great Basin, nos Estados Unidos e traduzem a diminuição verificada nos valores da evaporação com o aumento da altitude.

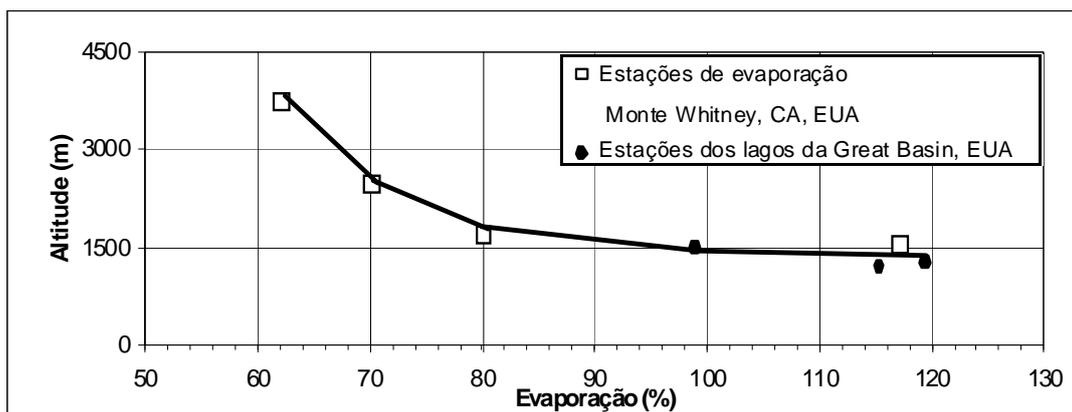


Figura 2.3 Relação entre a evaporação e a altitude (Llamas, 1993).

2.3.6 Sais solúveis

A dissolução de sais na água determina que a tensão de vapor da solução seja inferior à da água pura, o que causa uma redução da evaporação. De facto, a tensão de vapor da água salgada (35.000 ppm de sais dissolvidos) é inferior em cerca de dois a três por cento à que se regista para a água doce sujeita a idênticas condições físicas. Harbeck (1958) justifica as diferenças em termos de balanço energético postulando que sendo menor o consumo de calor pela evaporação nas águas salinas, então menor será a quantidade de energia que se perde na forma de calor latente de vaporização. A menor eficiência registada na conversão da energia em calor latente faz com que a intensidade de evaporação das águas salgada seja inferior à da água doce sujeita ao mesmo aporte energético. Similares conclusões encontram explicação na redução da actividade molecular da água provocada pela presença de sais que adicionalmente induzem ao estabelecimento de pressões hidrostáticas negativas com redução da tensão de vapor de saturação (Salhotra *et al.*, 1985).

Pese embora as considerações anteriores, para efeito de estimação da evaporação de albufeiras e lagos de água doce, a influência da salinidade na redução da intensidade de evaporação é insignificante e pode ser desprezada (Linsley *et al.*, 1982).

2.3.7 Superfície evaporante

Os processos evaporativos a partir de superfícies de água são distintos daqueles que ocorrem se a superfície for o solo. A intensidade de evaporação de um solo que se encontre completamente saturado pode ser tida como aproximadamente igual à evaporação a partir

de uma superfície de água na sua proximidade à mesma temperatura, ou seja, submetida às mesmas condicionantes climáticas. A evaporação a partir do solo subsiste desde que exista humidade. No entanto, assim que o solo começar a secar, a intensidade de evaporação sofre uma redução substancial, uma vez que a transferência de energia calorífica se torna menos efectiva à medida que a água no solo fica mais distante da superfície. Por essa razão, a intensidade de evaporação desde a superfície de um solo encontra-se limitada à sua disponibilidade em água. Este comportamento é muito diferente quando consideramos a evaporação a partir de uma superfície livre de água em contacto com a atmosfera tal como será discutido nos pontos seguintes.

2.4 Métodos para estimar a evaporação

A estimativa da evaporação a partir da água em superfície livre foi objecto de diversas aproximações ao longo dos tempos. Inúmeros os autores que estudaram essa problemática sob diversos aspectos.

Podemos aceitar como válido que a quantificação das perdas de água a partir dos armazenamentos naturais ou construídos pelo Homem assumiu maior relevância a partir do início do século passado. Contudo, as primeiras referências sobre evaporação podem ser situadas na Grécia pré-filosófica, por volta do século vinte antes de Cristo. Atribuem-se a Hesíodo as primeiras alusões a este fenómeno quando este se referiu a “névoas sobre os campos de cultivo em manhãs frias que surgem dos rios por acção de um vento tempestuoso” (Hesiod, 1978). Esta referência, embora breve, encerra em si duas particularidades de grande importância ao introduzir o conceito de ramo aéreo do ciclo hidrológico e por apontar para o estabelecimento de uma relação directa da evaporação com o vento (Brutsaert, 1982).

Em época posterior, por volta do ano 600 a. C., atribui-se a Tales de Mileto referências ao processo evaporativo, quando alude que “a matéria do cosmos está sustida pela evaporação das águas”.

Reportando-nos ao início da era filosófica da antiga Grécia, podem ser encontradas outras referências ao fenómeno da evaporação. Anaximandro, por volta do ano 566 a.C., refere-se a um vapor húmido que o sol transforma em ar. Xenófanes de Calofó e Diógenes Laertius, por volta do ano 500 a.C., mencionam “nuvens formadas pelo vapor levantado pelo sol no ar circundante” (Brunt, 1932). Em qualquer destas referências parece existir uma certa

repetição da ideia apontada por Hesíodo, ainda que ampliada por alusão ao sol, como agente causal e por inclusão do conceito de correntes, no sentido do favorecimento e manutenção do fenómeno evaporativo.

Aristóteles (384-332 a.C.), fortemente influenciado por alguns dos seus antecessores refere, no seu livro “Meteorológica”, a existência de uma “humidade evaporada e separada pelo sol que, como consequência do arrefecimento, se condensa no ar e se transforma em água outra vez”. Referências no sentido de que o vapor era “mais quente” que a água e que continha o “fogo” que provocava a sua elevação, parecem apontar para a necessidade da existência de uma fonte de calor a suportar a ocorrência do vapor de água. Todavia, segundo a teoria aristotélica, não resulta evidente a relação directa entre o vento e a evaporação. Estes dois fenómenos são considerados completamente separados, embora ambos provocados pela acção do sol. Não foi, portanto, aduzido qualquer avanço significativo às ideias já apontadas por Anaximandro, dois séculos antes, embora o conceito de evaporação de Aristóteles já revelasse uma ligeira noção do conceito de calor latente.

Na época romana, Lucrécio (99-55 a.C.), no livro “*De Rerum Natura*”, explica o porquê do nível do mar se manter constante, relacionando tal facto, com os efeitos conjugados da acção do sol, do vento e da evaporação, chegando mesmo ao estabelecimento de uma relação causal entre o vento e a evaporação (Brutsaert, 1982).

Avançando para os finais do século XVII, Descartes, no seu livro de 1673 “Os Meteoros”, explica o fenómeno da evaporação postulando a existência de pequenas partículas como constituintes essenciais da matéria. A evaporação era, então, provocada pelo calor do sol que ao forçar a agitação das partículas, provocaria o desprendimento destas para a atmosfera. O vento foi definido como o ar em movimento e surgia como um resultado e não como elemento causal da evaporação. Os escritos de Descartes foram importantes, tendo em vista a prevalência vigente, à data, das teorias aristotélicas. A partir de Descartes, a experimentação tornou-se parte essencial dos estudos e investigações como forma de encontrar explicação para os fenómenos naturais.

A mudança no modo de abordagem aos fenómenos científicos, enfatizada pelo recurso à experimentação, preconizada por Descartes, acabou por guiar Pierre Perrault (*De l'origine de les fontaines*, 1674), numa das primeiras experiências documentadas sobre evaporação ao contabilizar a redução em volume de uma determinada quantidade de água que expôs ao

ar frio durante um determinado período de tempo (diminuição de sete para seis libras de água gelada num período de 18 dias). Perrault explicou o fenómeno identificando duas causas principais para a diminuição do volume da amostra: o frio (efeito temperatura) e a movimentação das partículas do ar (efeito vento).

Alguns anos mais tarde, Halley (1687) apresentou outros resultados experimentais tendo identificado o sol e o vento como as causas principais da evaporação. Investigações posteriores, também de carácter experimental, foram realizadas em França por Sedileau e Colbert em 1730, tendo por motivação o projecto e a gestão dos reservatórios necessários à manutenção das fontes e fontanários do parque Versailles. A evaporação foi então determinada, pela quantificação da perda de água num reservatório com dimensões 3'x 2'x 1,5', durante 3 anos. A evaporação média anual foi estimada em 32,5 polegadas francesas² (Brutsaert, 1982).

A experimentação estimulou a reflexão e o desenvolvimento de diversas teorias para explicar o fenómeno da evaporação da água. O debate girou em torno de questões como se a evaporação seria resultante da incidência do sol directamente na superfície da água ou, que a sua ocorrência só era possível na presença do ar, ou ainda, apenas produto da dispersão das partículas constituintes da água.

Em meados do século XVIII, Desaguliers, citado por Brutsaert (1982), tentou explicar o fenómeno evaporativo com base nos conceitos de electrostática. À data, pensava-se que pequenas partículas de água se moviam em direcção à atmosfera e o vento repelia-as quando estas se tornavam electricamente activas. O vapor de água, por ser menos denso, elevar-se-ia por acção do ar em movimento e, quando seco, contendo grande quantidade de fluido eléctrico, a separação das partículas era promovida de forma acentuada.

A teoria da evaporação como uma dissolução de água no ar, foi inicialmente tratada por Bouillet em 1742, mas manteve-se praticamente durante todo o século XVIII sustentada por vários investigadores, com destaque para LeRoy (1751), a quem se atribui a introdução do conceito de 'grau de saturação' do ar, o qual corresponde hoje à tensão de vapor saturado que ocorre à temperatura do ponto de orvalho. Igualmente importantes nessa época foram as conclusões dos trabalhos de DeLuc (1792), ao referir que quando a água se evaporava era produzido um fluido com capacidades expansivas, denominado "vapor". Foi nessa época verificado que a tensão exercida por aquele fluido apresentava um valor

² (1 polegada francesa corresponde a 2,707 cm)

máximo constante a uma determinada temperatura e que aumentava com aumento desta. As conclusões de DeLuc acabaram por constituir, na sua essência, os pilares da hoje conhecida como Lei de Dalton relativa a pressões parciais em mistura de gases.

John Dalton, no início do século XIX, acabou por enunciar: “a pressão exercida por cada um dos componentes de uma mistura gasosa é independente da quantidade dos outros gases presentes na mistura, pois cada um pressiona a mistura independentemente como se fosse o único componente presente. A força do vapor produzida por um líquido depende só da temperatura a que se encontra sujeito” (Dalton, 1802).

A aceitação da lei da pressão parcial fez com que a hipótese que apontava para a necessidade da presença de ar para “dissolver” a água se tornasse muito frágil e abriu caminho para outras teorias quantitativas de evaporação. Não menos importantes nas teorias de Dalton são as considerações de que a evaporação, a partir de qualquer superfície húmida, deva ser consequência dos efeitos combinados do vento, do teor de humidade da atmosfera e das características físicas da superfície. Dalton chegou mesmo a apresentar uma tabela em que a velocidade da evaporação no ar seco surge como uma função da temperatura da água para três valores diferentes da velocidade do vento.

Para Dalton, a evaporação de um qualquer líquido é directamente proporcional à tensão de vapor do líquido à sua temperatura, diminuída daquela tensão parcial já existente na atmosfera, mantendo inalterados outros factores condicionantes do processo. As conclusões dos trabalhos deste autor podem hoje ser expressas na seguinte notação:

$$E = C(e_s - e_a) \quad (2.2)$$

onde, E é a velocidade ou intensidade de evaporação da lâmina de água expressa em altura equivalente por unidade de tempo, e_s corresponde à tensão de vapor saturado à temperatura da superfície evaporante, e_a é a tensão do vapor no ar ambiente e, C é um coeficiente empírico dependente, fundamentalmente da velocidade do vento e da pressão atmosférica locais.

A partir das conclusões de Dalton, vários autores tentaram expressar a evaporação como uma função linear da velocidade do vento, u , e considerando-se que poderia ser também proporcional ao deficit de saturação do ar, muitos testaram experimentalmente a equação (2.2). Neste sentido, em 1877 Weilenmann expressou a intensidade de evaporação como uma função linear da velocidade média do vento e do deficit de saturação do ar:

$$E = (a + bu)(e_a^* - e_a) \quad (2.3)$$

onde, a e b são constantes empíricas da velocidade média do vento e e_a^* é a tensão de vapor saturado à temperatura média do ar. As equações (2.2) e (2.3) são equivalentes quando a temperatura média da superfície da água iguala a temperatura do ar e se faça depender o coeficiente C , apenas da velocidade do vento

Finalmente, em 1892 Stelling apresentou correctamente a questão combinando as equações de Dalton e de Weilenmann, do seguinte modo:

$$E = (a + bu)(e_s - e_a) \quad (2.4)$$

Esta equação com diversos valores das constantes empíricas a e b é, ainda hoje, uma das mais utilizadas em estudos de evaporação.

Os desenvolvimentos na mecânica dos fluidos e na compreensão dos fenómenos de transporte em fluxo turbulento acrescentaram progressos na teoria da evaporação. Um dos contributos mais importantes deve-se a Ficke (1855), referenciado por Brutsaert (1982), ao provar experimentalmente que o fluxo local específico de um componente de um fluido laminar, em resultado de acções moleculares, era proporcional ao gradiente da sua concentração.

Importante passo foi dado por Reynolds, em 1874, na contextualização da equação de transferência de calor, que justificava a semelhança no mecanismo de transporte de calor e momento linear em fluxos turbulentos, analogia esta aplicada também aos vapores. Isso conduziu à descrição do gradiente vertical da velocidade do vento sobre a superfície terrestre como princípio da transferência de momento e outras propriedades do ar em movimento, apontando para o reconhecimento da evaporação como um problema ou resultado de fluxos turbulentos.

Menos se conhece sobre as primeiras teorias que trataram o fenómeno da evaporação no seu aspecto energético. Em meados do século XVIII já se sabia que a evaporação produzia uma descida da temperatura, ou seja, um arrefecimento, e que requeria um aporte de calor. O conceito de calor latente de vaporização parece ter sido consolidado por essa altura através de Black, por volta de 1760 (McKie e Heathecote, 1935). As primeiras investigações que relacionam a radiação solar com a evaporação foram realizadas em meados do século dezanove. Em 1847, Daubrée promoveu o primeiro estudo quantitativo sobre o valor da radiação solar no topo da atmosfera, tendo chegado à conclusão que a

evaporação era responsável pelo consumo de uma terça parte da radiação solar que chegava à Terra (McKie e Heathecote, 1935).

Mais significativos, para uma completa avaliação energética do fenómeno da evaporação, foram os trabalhos publicados em 1861 por Maury, onde se introduziu o conceito de balanço energético nos termos que se podem considerar como actualmente vigentes. Neste âmbito, os estudos de Stefan e Boltzman, em 1879, desempenharam enorme importância no entendimento dos aspectos relacionados com a radiação, traduzindo-se por uma melhor quantificação dos diversos componentes do balanço energético.

Parece ser de consenso geral que o primeiro balanço energético quantitativo foi realizado por Homén em 1897 e constituiu a base de outros trabalhos posteriores, como os de Schmidt em 1915, Bowen (1926) e outros autores. Anunciava-se assim, o início da era moderna dos estudos dos fenómenos e processo da evaporação.

O estudo do efeito do vento na evaporação foi objecto de atenção para um grande número de investigadores onde se destacam os trabalhos de Cummigs (1950), Pasquill (1943), Penman (1948) e Sutton (1934). Os efeitos da humidade e da temperatura da superfície evaporante na intensidade de evaporação mereceram estudo para autores como Jones e Butler (1958) e Monteith (1981).

Devido à sua natureza, a evaporação de superfícies de água raramente é medida de forma directa (Jones, 1992). Por isso, a eleição de um método para quantificar a perda de água por evaporação depende, em parte, do grau de rigor que se pretenda obter; precisão da instrumentação utilizada e da quantidade e qualidade de dados históricos disponíveis. A aplicação de mais do que um método, não raramente, conduz a estimativas díspares da evaporação, tal como relatam Hoy e Stephens (1977) ao estudarem o resultado da aplicação de três distintos métodos de cálculo da evaporação a quatro albufeiras australianas. Tais conclusões são corroboradas pelos estudos de Warnaka e Pochop (1988), entre outros, ao compararem duas equações de cálculo da evaporação de duas albufeiras distintas, na região de Wyoming nos Estados Unidos.

A escolha de um método empírico para estimar a evaporação de um determinado lago ou albufeira numa determinada localização, raramente é garantia de obtenção dos resultados credíveis se não existir um método de comparação fiável. Assim sendo, a determinação da evaporação por processos directos parece constituir a única forma de aferição dos métodos empíricos quer em termos da sua selecção, como consequente calibração e modelação. Por

outro lado, tendo em conta que os dados meteorológicos disponíveis variam de local para local, quer em termos do número de parâmetros efectivamente monitorizados, quer em extensão temporal das respectivas séries de valores, parece claro que a definição de uma metodologia de cálculo dos valores da evaporação, capaz de lidar com essas diferenças, permanece como objectivo a atingir.

Um grande número de métodos foram sendo desenvolvidos ao longo dos anos impulsionados pelas campanhas intensivas de monitorização, realizadas a partir dos anos 40-50, nos grandes lagos do continente norte-americano. Tais métodos podem ser classificados segundo a seguinte hierarquização:

1. Balanço volumétrico (ou de balanço de massa);
2. Balanço energético (ou de balanço térmico);
3. Transferência de massa (ou aerodinâmico);
4. Combinado (ou balanço energético + aerodinâmico);
5. Térmico (ou função da temperatura);
6. Evaporimétrico (ou de medição análoga);
7. Balanço de isótopos (ou isotópico).

2.4.1 Método de balanço volumétrico

O balanço volumétrico representa a aproximação mais simplista para estimar a evaporação e baseia-se no princípio de conservação da massa aplicado a um determinado volume de controlo. Na prática, consiste em efectuar um balanço de massa para o corpo de água, explicitando o volume de água evaporado num determinado período de tempo, como função de todas as restantes variáveis do balanço, que devem ser conhecidas. O rácio entre o volume evaporado e a área superficial do lago faculta a quantidade de água evaporada, expressa em altura equivalente (geralmente mm).

A simplicidade conceptual que se acha subjacente a este método não encontra paralelo na sua aplicação prática devido à dificuldade de conhecer e quantificar correctamente alguns dos termos da equação de balanço, especialmente os relacionados com a interacção entre as águas de superfície e as águas subterrâneas. Resultam, por isso, dúvidas quanto à sua aplicabilidade e fiabilidade em muitas das situações práticas.

A equação que define o balanço mássico aplicado a um corpo de água num determinado período de tempo pode ser apresentada da seguinte forma:

$$\frac{dV}{dt} = I - O - (E_l - P)A \quad (2.5)$$

onde, V é o volume de água armazenado, t é o período de tempo considerado, I e O representam, respectivamente, as entradas e as saídas totais do sistema por unidade de tempo relativas às escorrências superficiais directas e à percolação, P refere-se à precipitação directa na superfície livre, A é a área média do espelho de água e, E_l corresponde à evaporação do lago em volume total ou por unidade de área, em concordância com as unidades em que vêm espessas as restantes componentes do balanço.

Nalgumas situações particulares associadas a longos intervalos de tempo, ou seja, quando é verificada a condição $\Delta V/P < 1$, a evaporação do lago pode ser considerada aproximadamente igual à diferença entre a quantidade de precipitação e o volume de escoamento que deixa a massa de água (Shuttleworth, 1994).

Utilizando as unidades em que usualmente cada variável se expressa e considerando que o volume armazenado e a área podem ser relacionados por uma função do tipo $V = a A^b$, com V em 10^6 m^3 e A em km^2 , a equação de balanço para valores mensais da evaporação resulta em (Tucci, 2002):

$$E_l (\text{mm} / \text{mês}) = \left(2592 \frac{I - O}{A} \right) + P - 1000 \left(\frac{\Delta V / \Delta t}{A} \right) \quad (2.6)$$

com, P em milímetros por mês, I e O , correspondendo a caudais médios mensais expressos em metros cúbicos por segundo.

Em teoria parece ser um método muito preciso, mas na prática resulta bastante inexacto e de aplicação directamente proporcional ao intervalo de tempo, Δt , considerado. Os erros de cálculo da evaporação nessas condições devem-se, essencialmente, a imprecisões na estimação das variáveis independentes, principalmente a infiltração (percolação). Alguns bons resultados podem ser obtidos em bacias hidrográficas com características homogéneas. Durante períodos secos e para perdas por infiltrações relativamente pequenas, quando comparadas às perdas por evaporação, o método poderá ser adequado, dado ser nula a precipitação e os caudais entrados e saídos muito reduzidos ou inexistentes. Contudo, há que ter em conta que a estimação da evaporação no período estival não

corresponde, necessariamente, a uma condição representativa de todas as épocas do ano. Sob óptimas condições a precisão do método pode ser da ordem dos 5 a 10 por cento tal como é mencionado por Harbeck e Kennon (1952), em estudos de evaporação diária realizados no lago Hefner no início da década de 50.

Outros relatos da utilização exaustiva deste método na determinação da evaporação nos lagos americanos Hefner, Michie e Salton Sea podem ser encontrados, respectivamente, em Marciano e Harbeck (1954), Turner (1966) e Sturrock (1987), entre outros.

2.4.2 Método de balanço energético

A paternidade do conceito de balanço energético ou balanço térmico aplicado a grandes massas de água parece poder ser atribuída a Schmit quando em 1915 apresentou a primeira estimativa da evaporação dos oceanos (Anderson, 1954). Também Angstrom, em 1920, parece ter estado nos primórdios da aplicação deste método com objectivo de determinar a evaporação das grandes superfícies de água (Brutsaert, 1982). Após aquele período, muitos investigadores usaram o método na determinação dos valores da evaporação de lagos e, tirando partido da consolidação do conhecimento dos vários termos em que assenta a equação de balanço energético, acabou por ser-lhe conferido o estatuto do mais robusto e preciso método de estimação da evaporação naqueles meios, muitas vezes usado como referência na calibração de outras metodologias de cálculo da evaporação (Harbeck *et al.*, 1952; Sturrock, *et al.*, 1992; Rosenberry *et al.*, 1993; Lenters, *et al.*, 2005; Rosenberry *et al.*, 2007).

No método de balanço de energia avaliam-se os fluxos energéticos: radiação solar; a energia armazenada; as trocas de energia nas interfaces água-ar e água-solo e a energia consumida no processo evaporativo. A equação de conservação da energia permite estimar a evaporação quando são conhecidos os restantes termos que intervêm no balanço. Apoia-se também em algumas parcelas do balanço hidrológico, já que os caudais de entrada e saída, bem como o volume de água armazenada, são componentes que afectam o balanço de energia e que, por isso, devem ser considerados conjuntamente com as suas temperaturas. A informação que possibilita avaliar a variação do armazenamento de calor da massa de água raramente se encontra disponível, principalmente para os grandes lagos (Bolsenga, 1975). Esta falha é passível de ser colmatada por recurso a modelos de simulação da temperatura da água (Henderson-Sellers, 1986; Corley, 1989, 1992; Hostetler e Bartlein, 1990).

Numerosos investigadores aplicaram o balanço de energia na determinação da evaporação, constituindo a investigação realizada no lago Hefner por Kohler *et al.* (1955) uma das primeiras provas de aplicabilidade do método às massas de água interiores.

Admitindo que a superfície está em equilíbrio, a equação de balanço energético, independente do meio considerado, pode ser escrita

$$Q_n - G = LE + H \quad (2.7)$$

onde, Q_n corresponde ao fluxo de radiação líquida (ou efectiva) de curto e longo comprimento de onda, G é o fluxo vertical de calor para baixo da superfície, LE e H representam, respectivamente, o fluxo de calor latente e o fluxo de calor sensível a partir da superfície.

O fluxo de calor latente representa a energia usada para a evaporação, ou seja, $LE = \rho_w \lambda E$, em que, ρ_w é a massa volúmica da água (kg m^{-3}), λ é o calor latente de vaporização (J kg^{-1}) e E é a intensidade de evaporação (m s^{-1}).

Particularizando para o balanço energético de um corpo de água considerando a variação da energia armazenada na massa de água ($\frac{dQ_w}{dt}$), o fluxo energético líquido por advecção resultante dos volumes de água retirados ou adicionados ao sistema (Q_v), o fluxo energético líquido por condução na interface água-sedimentos (Q_b) e a energia cedida pela massa de água através da água evaporada (Q_{ev}) a equação de balanço energético vem (Sene *et al.*, 1991)

$$\frac{dQ_w}{dt} = Q_n - LE - H + Q_v - Q_b - Q_{ev} \quad (2.8)$$

Considerando que a equação (2.8) é aplicada a toda a coluna de água, Q_b representa o fluxo de energia da água para o solo (equivalente a G na equação (2.7)). A sua determinação não é fácil devido à convecção que resulta dos gradientes térmicos que se criam na interface água-solo. Por essa razão, o balanço térmico é muitas vezes reduzido ao período de tempo em que são negligenciáveis os fluxos de calor da água para o solo e os fluxos energéticos associados às entradas e saídas de água, o que possibilita também não considerar o valor de Q_v . Nestas condições, as fronteiras inferiores e laterais dos lagos ou albufeiras podem ser consideradas fechadas e adiabáticas e o balanço energético reduz-se a

$$\Delta Q_w = Q_n - H - LE - Q_{ev} \quad (2.9)$$

em que, ΔQ_w , corresponde à variação de armazenamento de calor da massa de água na escala de tempo em análise.

2.4.2.1 Razão de Bowen

O fluxo de calor sensível nas condições de fronteira água-ar é de difícil determinação. Bowen (1926), no sentido de superar as dificuldades à sua determinação, propôs um método indirecto para estimar a repartição energética entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente, admitindo que os fluxos são proporcionais aos gradientes verticais da temperatura e da humidade, isto é:

$$H = -\rho_a c_p K_H \frac{dT_a}{dz} \quad (2.10)$$

$$LE = -\rho_a \lambda K_v \frac{dq}{dz} \quad (2.11)$$

onde, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, ρ_a é a massa volúmica do ar, K_H e K_v são os coeficientes de difusão turbulenta, respectivamente, para o calor e para o vapor de água, T_a é a temperatura do ar, q a humidade específica, z a altura acima da superfície evaporante e λ é o calor latente de vaporização.

Admitindo que a taxa de transporte é constante, ou seja, são ignoradas quaisquer covariâncias entre a velocidade do vento e as diferenças de vapor de água ou de temperatura, e que os gradientes de humidade (dq/dz) e de temperatura (dT_a/dz) se podem aproximar pelas diferenças de q e de T_a a dois níveis de alturas z_1 e z_2 , pode-se definir a razão de Bowen, β , como o rácio entre o fluxo de calor sensível pelo fluxo de calor latente

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{c_p K_H (T_{a1} - T_{a2})}{\lambda K_v (q_1 - q_2)} \quad (2.12)$$

Se, ao invés das diferenças de humidades específicas ($q_1 - q_2$), se pretender utilizar as diferenças de tensões de vapor entre a superfície evaporante e o ar ($e_s - e_a$) e, tal como foi assumido por Bowen, se considerar que são idênticos os coeficientes de difusão turbulenta para o calor e para o vapor de água ($K_H \approx K_v$), então vem

$$\beta = \gamma \frac{(T_s - T_a)}{(e_s - e_a)} \quad (2.13)$$

onde, $(T_s - T_a)$ corresponde à diferença de temperaturas entre a superfície da água e o ar, γ é a constante psicrométrica, com um valor próximo de $0,67 \text{ hPa K}^{-1}$, ou determinada por (Allen *et al.*, 1998; Reis e Dias, *et al.*, 1998; Brutsaert, 2005)

$$\gamma = \frac{c_p p}{\lambda \varepsilon} \quad (2.14)$$

onde, ε corresponde à razão das massas molares do vapor de água e do ar seco ($= 0,622$) e, p representa a pressão atmosférica no local.

O pressuposto mais importante é, como já referido, que K_H e K_v sejam aproximadamente iguais. Priestley e Taylor (1972) retomaram este assunto tendo sugerido que a aplicabilidade da equação (2.13) deveria ser condicionada à condição do quociente K_H/K_v ser igual à unidade.

A razão de Bowen constitui, só por si, uma forma de determinar a evaporação de um corpo de água desde que sejam conhecidos com rigor o valor da radiação útil, o gradiente de temperatura e humidade, e todos os fluxos de calor intervenientes no sistema. Nessas condições, a intensidade de evaporação pode ser obtida por combinação das equações (2.8) e (2.12)

$$E = \frac{Q_n - \Delta Q_w + Q_v - Q_b - Q_{ev}}{\rho_w \lambda (1 + \beta)} \quad (2.15)$$

O rigor na estimativa da evaporação quando é usada a equação anterior depende do grau de fiabilidade colocado na determinação da razão de Bowen. O valor de β deve ser obtido através de medições directas, idealmente instantâneas, dos fluxos de calor junto à superfície da água ou, indirectamente, recorrendo à equação (2.13) quando disponíveis os valores da humidade relativa e das temperaturas para o ar e para a superfície da água. O recurso a valores médios na estimação de β pode levar à deturpação dos valores da evaporação estimada (Sharif, 1989).

Com o desenvolvimento e aparecimento de instrumentação específica, a realização de medições directas dos fluxos de calor é hoje de uso corrente nas determinações da evapotranspiração (*ET*) de cobertos vegetais. Instrumentação do mesmo tipo tem encontrado aplicabilidade para determinar a evaporação de superfícies de água (Assouline e Mahrer, 1993; Amayreh, 1995; Rohli *et al.*, 2004; Allen e Masahiro, 2005; Tanny *et al.*, 2008).

2.4.2.2 Correlação de fluxos turbulentos

O método da correlação de fluxos turbulentos (*eddy-flux correlation method*) é considerado por vários autores (Stull, 2001; Allen e Masahiro, 2005) como o único capaz de fornecer uma medição directa da evaporação. Inicialmente apresentado na Austrália em 1951 por Swinbank (Dyer e Pruitt, 1962), esta técnica apoia-se na teoria da correlação por turbulência e permite medir directamente os fluxos de calor sensível e de calor latente com base nas medições das flutuações da velocidade vertical do ar, da temperatura e do vapor de água (Arya, 2001). Exige, no entanto, instrumentação sofisticada e capaz de registar, com rigor e com elevada frequência de amostragem, as variações mínimas da velocidade do vento, da temperatura do ar e da humidade.

Dyer e Pruitt (1962) chegaram a construir e testar laboratorialmente, com sucesso, um equipamento compacto de medição directa da evaporação - o *Evapotron* - baseado em sensores de resposta rápida e um processador electrónico com capacidade de efectuar a aquisição dos dados de alta frequência.

Estas exigências instrumentais do método têm sido ultrapassadas nos anos mais recentes em resultado dos progressos registados no domínio da instrumentação. Uma nova geração de sensores e sistemas de aquisição de dados, capazes de medirem e armazenarem as variáveis com grande precisão e velocidade, encontram-se hoje disponíveis no mercado, embora os custos de aquisição e manutenção daqueles equipamentos pareçam desencorajar a sua utilização na monitorização rotineira.

As flutuações de velocidade vertical do vento (w') são medidas com recurso a anemómetros tridimensionais de resposta rápida (>10 Hz), geralmente funcionando por ultra-sons. A instrumentação pode também incluir um termopar de grande sensibilidade para medição das flutuações de temperatura do ar (T_a') ou, em alternativa, esta pode ser estimada pelos anemómetros sónicos a partir da determinação da velocidade do som.

A concentração de vapor de água, ou humidade específica, (q), é medida por higrómetros de resposta rápida.

O processamento da informação assenta no cálculo das covariâncias ($\overline{w'q'}$) e ($\overline{w'T_a'}$) para um reduzido intervalo de tempo (5 a 30 minutos). Se as flutuações da velocidade e da concentração vertical de humidade e temperatura estiverem correlacionadas, existirá um fluxo que, em termos de fluxo de calor latente e de calor sensível, pode ser expresso por (Verma, 1990; Assouline e Mahrer, 1993):

$$\lambda E = \rho_a \lambda \overline{w'q'} \quad (2.16)$$

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'_a} \quad (2.17)$$

onde, ρ_a é a massa volúmica do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, λ é o calor latente de vaporização da água e, q é a humidade específica. As barras indicam a média para o período considerado e as plicas o desvio em relação à média.

Orlob e Selna (1970) encontram-se entre os primeiros investigadores que usaram modelos baseados em difusão turbulenta para modelar a evaporação de lagos. Stannard e Rosenberry (1991), Assouline e Maher (1993) e Amayreh (1995), entre outros, usaram o método da correlação de fluxos turbulentos para medir a evaporação de lago, tendo concluído que, no conjunto dos métodos micro climatológicos à data disponíveis, o método da correlação de fluxos turbulentos era o que conduzia à melhor estimativa da evaporação, por ser aquele que se apoiava num menor número de pressupostos de base na caracterização do processo evaporativo.

2.4.3 Método de transferência de massa

A remoção do vapor de água da superfície líquida através da turbulência difusa suporta o método de transferência de massa (ou aerodinâmico). A evaporação resulta proporcional às diferenças das tensões de vapor na camada próxima da superfície, sendo que o factor de proporcionalidade depende da velocidade do vento. O transporte vertical do ar é determinado pela turbulência induzida pela velocidade do vento e pela convecção livre condicionada aos gradientes térmicos na interface água-ar, originando flutuações verticais de fluxos de calor (Adams *et al.*, 1990).

Os trabalhos de Dalton, em 1802, abriram caminho à tradução matemática do conceito físico que norteia o método, nos termos da equação (2.2). Depois de Dalton, Penman (1948), Kohler *et al.* (1955), Harbeck (1962) e Kohler e Parmele (1967) sugeriram diversas formas para expressar o coeficiente C da equação de Dalton (equação 2.2) como uma função do vento $f(u)$, baseadas em relações com a velocidade do vento, u , elevada a uma potência de valor igual ou inferior à unidade. Assim, se a função do vento for expressa na forma

$$f(u) = bu^n \quad (2.18)$$

onde, b e n são constante de regressão, então a evaporação é totalmente condicionada por fenómenos de convecção forçada. Nestas condições, a parcela de evaporação que resulta da convecção livre não é quantificada, uma vez que, para condições sem vento, a equação (2.18) é anulada. Harbeck (1962) admitiu mesmo que para uma velocidade do vento muito reduzida ou nula, a evaporação se processava apenas por difusão molecular que, em termos relativos, é muito mais lenta e de menor expressão do que a difusão turbulenta que caracteriza a convecção forçada. Por outro lado, nas aproximações em que a função do vento se apresenta na forma

$$f(u) = a + bu^n \quad (2.19)$$

onde, a é também uma constante empírica obtida por regressão, então ambos os processos (convecção livre e convecção forçada) são tidos em consideração.

A utilização da equação (2.2) em situações reais, com $C = f(u)$ dado pela equação (2.19), não raras vezes produziu bons resultados para uma grande variedade de situações, já que a forte dependência das condições de cada local vem, em parte, reflectida nos valores que tomam as constantes a , b e n (Brutsaert, 1982).

A necessidade de calibração local das constantes empíricas da função do vento determinou uma grande diversidade de expressões do tipo da equação (2.2). Por exemplo, expressando a intensidade de evaporação do lago, E_l , em mm/dia, as tensões de vapor em kPa e a velocidade do vento em km/h, podemos encontrar em Llamas (1993), referência a equações empíricas indicadas por vários autores:

- Fitzgerald (1886) apresentou uma estimativa para os coeficientes a e b e expressou a fórmula de cálculo da evaporação, do modo seguinte

$$E_l = (e_s - e_a)(3 + 1,5u) \quad (2.20)$$

- Horton (1917), recorrendo a medições directas da evaporação de tina, apresentou a seguinte equação

$$E_l = 3(\omega e_s - e_a) \quad (2.21)$$

onde, ω é um coeficiente dependente da velocidade do vento, u , determinado por

$$\omega = 2,0 - e^{0,124u} \quad (2.22)$$

A utilização da fórmula de Horton para grandes superfícies de água exige que o valor da evaporação seja corrigido por um coeficiente de superfície, S_s , obtido por

$$S_s = (1 - t_v) + t_v \frac{\omega - 1}{\omega - hr} \quad (2.23)$$

onde, t_v corresponde à fracção de tempo em que o vento é turbulento e, hr é a humidade relativa do ar expressa como uma fracção decimal.

Na presença de condições atmosféricas médias, admite-se que $S_s = 0,9$, pelo que a equação (2.21) vem

$$E_l = 2,7(\omega e_s - e_a) \quad (2.24)$$

- Meyer (1944), para aplicação a lagos naturais, propôs:

$$E_l = D_d (e_s - e_a)(1 + 0,062u) \quad (2.25)$$

com, E_l , em mm/mês, e D_d a variar entre 110, para lagos pouco profundos, e 80 para massas de água de grande profundidade. Adicionalmente, sugere a aplicação da seguinte equação a lagos naturais de reduzida profundidade

$$E_l = 11(e_s - e_a)(1 + 0,10 u_8) \quad (2.26)$$

com a evaporação a vir expressa em polegadas/mes e onde, u_8 , é a velocidade do vento registada a oito metros de altura relativamente à superfície evaporante e expressa em milhas/hora e as tensões de vapor são expressas em polegadas de mercúrio.

Outros exemplos de equações de transferência de massa são citados por Fortin (1977) e Singh e Xu (1997a; 1997b) empregando as mesmas unidades que a equação (2.26), mas expressando a evaporação em polegadas por dia:

- Equação de Rohwer (1931)

$$E_l = 0.77(1,465 - 0,086p)(0,44 + 0,118u)(e_s - e_a) \quad (2.27)$$

em que, p , é a pressão barométrica expressa em polegadas de mercúrio.

- Equação de Marciano e Harbeck (1954) para o lago Hefner (Oklahoma – EUA):

$$E_l = 0,0578 u_8 (e_s - e_a) \quad (2.28)$$

Outras equações empíricas desenvolvidas a partir dos dados obtidos para o lago Hefner com a evaporação de lago em milímetros por dia e onde as tensões de vapor estão dadas em milibares, o vento em metros por segundo e os índices numéricos a corresponderem às alturas sobre a superfície evaporante, em metros (Linsley *et al.*, 1982):

$$E_l = 0,122(e_s - e_2)u_4 \quad e_2 \text{ e } u_4 \text{ sobre o lago} \quad (2.29)$$

$$E_l = 0,097(e_s - e_8)u_8 \quad e_8 \text{ e } u_8 \text{ sobre o lago} \quad (2.30)$$

$$E_l = 0,109(e_s - e_2)u_4 \quad e_2 \text{ a barlavento e } u_4 \text{ sobre o lago} \quad (2.31)$$

A equação 2.29 forneceu bons resultados para o lago Mead e existem boas razões para crer que a sua aplicação é genérica (Webb, 1966). A equação (2.30) conduziu a valores satisfatórios para a evaporação anual no mesmo lago, mas parece vir afectada de algum viés sazonal, que se crê estar correlacionado com a estabilidade atmosférica local.

Na sequência de campanhas intensivas de validação de balanços energéticos realizadas em diversas albufeiras e lagos americanos nos anos 50, Harbeck (1962) apresentou uma parametrização aerodinâmica, semi-empírica, para determinação da evaporação de lago com a seguinte configuração:

$$\bar{E}_l = N \bar{u}_2 (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad (2.32)$$

onde, \bar{E}_l é a evaporação média diária (mm/dia), \bar{u}_2 é a velocidade média do ar (m/s) medida a uma altura de 2 metros acima do espelho de água, \bar{e}_s , é a tensão de vapor saturado à temperatura média da camada evaporante (mb), \bar{e}_a , é a tensão de vapor no ambiente não afectado pelo corpo de água (mb) medida a uma altura a , e N é uma constante [(mm/dia)(m/s mb)⁻¹], vulgarmente designada por coeficiente aerodinâmico ou coeficiente de transferência de massa.

O coeficiente N encerra em si a combinação de muitas variáveis com relevância para as dimensões do lago, a rugosidade da superfície, a pressão e estabilidade atmosférica, a densidade e a viscosidade cinemática do ar. Daí que um dos maiores problemas no uso generalizado da equação (2.32) resida na determinação do valor de N .

Em termos práticos e para situações onde estão disponíveis valores de evaporação medida, o valor de N pode ser estimado por correlação linear entre o produto $\bar{u}_a (\bar{e}_s - \bar{e}_a)$ e a evaporação determinada por outra metodologia de cálculo. Nesta situação, a recta de regressão que relaciona os dois termos passa pela origem dos eixos coordenados e o seu coeficiente angular corresponde ao valor de N (Figura 2.4a). Em alternativa, o valor de N pode ainda ser determinado através do balanço volumétrico do lago. Nessas condições, o produto $\bar{u}_a (\bar{e}_s - \bar{e}_a)$ é correlacionado com a parcela correspondente à variação diária do nível do espelho de água, depois de retirados os fluxos volumétricos de ou para o

reservatório. O declive da recta que reflecte o melhor ajuste entre aquelas duas componentes corresponde ao valor de N . A intercepção com o eixo das ordenadas, ocorrendo na sua parte positiva, indica-nos o valor estimado para as perdas por percolação a partir do reservatório (Figura 2.4b). No caso da intercepção ocorrer na parte negativa do eixo das ordenadas o seu valor é indicativo de que o reservatório se encontra em zona de convergência de drenagem subterrânea (WMO, 1966).

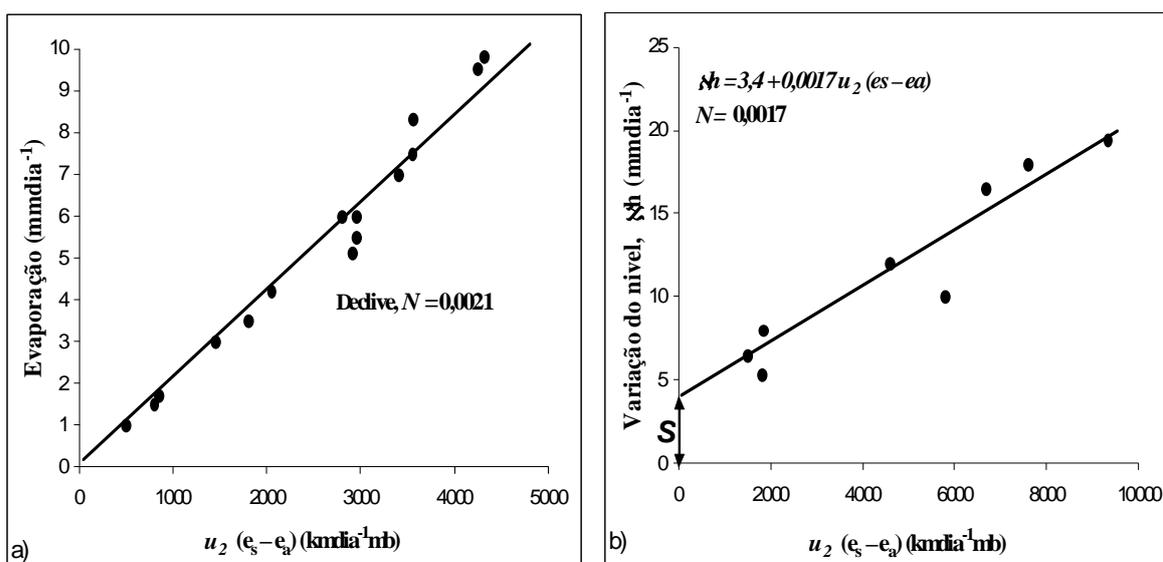


Figura 2.4 Determinação do coeficiente de transferência de massa (adaptado de Dunne e Leopold, 1978).

A utilização do balanço volumétrico para definição do valor de N encontra-se grandemente facilitada quando são nulas as efluências e as afluências ao reservatório. Nesta condição, as necessidades de monitorização ficam reduzidas à obtenção dos níveis nos períodos secos que possibilitem a determinação das variações de armazenamento no corpo de água. A correlação destas com o produto da velocidade do vento pela diferença de tensões de vapor, para além da obtenção do valor de N , possibilita, como foi já referido, avaliar a grandeza das perdas diárias por fugas subterrâneas, que na Figura 2.4b) se encontram traduzidas por S .

2.4.3.1 Efeito do tamanho do lago

Quando o vento percorre o espelho de água arrasta a humidade e a tensão de vapor do ar aumenta espacialmente. Por esse motivo, os conceitos de transporte turbulento levam a

sustentar que a evaporação pontual tende a diminuir para sotavento, por ser progressivamente menor o défice de saturação.

Sutton (1934) refere que, sob condições adiabáticas, a intensidade de evaporação média de uma superfície de água com forma circular é proporcional ao seu diâmetro elevado à potência -0,11. Esta relação fundamental foi também verificada experimentalmente com recurso a túneis de vento (Lettau *et al.*, 1936, citados por Molina, 2004). A teoria considera que a temperatura da água e o vento permanecem constantes para sotavento e esta condição confirma-se em túneis de vento, onde a radiação solar não entra como factor. Todavia, observações de campo mostram um aumento da velocidade do vento, quando são comparadas as medições efectuadas nas margens do lago quer a sotavento como a barlavento com aquelas obtidas no interior do espelho de água.

Considerando o princípio da conservação de energia, uma redução imediata na intensidade de evaporação, devido a uma diminuição do gradiente de tensão de vapor, acaba por se traduzir num aumento da temperatura da água. Apesar dos dados experimentais serem insuficientes para determinar o efeito quantitativo do tamanho do lago, a equação (2.34) parece poder ser aplicada a corpos de água com superfícies de espelho de água até várias centenas de quilómetros quadrados sem introdução de grandes erros desde que as observações das variáveis intervenientes estejam bem centradas na superfície.

Em resultado dos estudos detalhados efectuados no lago Hefner e no lago Mead (Marciano e Herbeck, 1954; Harbeck, 1958), complementados com os valores das campanhas intensivas realizadas em duas dezenas de lagos, ao abrigo do programa de evaporação americano, Harbeck (1962), ao analisar o perfil vertical dos ventos sobre o espelho de água, concluiu que quanto menor a dimensão do lago menores eram as diferenças verticais na velocidade do vento e que a velocidade média do vento tendia a diminuir com a área do lago. Com base nestes estudos, Harbeck propôs que o valor de N fosse obtido em função da área, em acres, pela seguinte expressão:

$$N = 0,00859 A^{-0,05} \quad (2.33)$$

Usando as unidades assumidas pelas variáveis na equação (2.32) e a área, A , expressa em km^2 , o valor de N será

$$N = 0,1458 A^{-0,05} \quad (2.34)$$

Por multiplicação pelo calor latente de vaporização, λ , e usando a equação (2.32) com N dado pela equação (2.34), obtém-se o valor da evaporação expresso como um fluxo energético, $W m^{-2}$ (Adams *et al.*, 1990):

$$\lambda \overline{E}_l = 4,05 A^{-0,05} \overline{u}_2 (\overline{e}_s - \overline{e}_a) \quad (2.35)$$

com unidades de velocidade do vento e tensões de vapor da equação (2.32).

A assumpção de que o coeficiente de transferência de massa não variava significativamente para as grandes superfícies de água condicionou o início dos estudos de evaporação australianos e canadianos. O Australian Water Resources Council (AWRC) começou por considerar que N era uma constante para corpos de água com superfícies livres superiores a 500 acres ($\approx 2 km^2$), assumindo o valor $0,13 (mm/dia)(m/s mb)^{-1}$, para velocidades do vento medidas a 2 metros de altura. Este pressuposto foi posteriormente alterado na sequência dos trabalhos de Webb (1966) realizados no lago Eucumbene ($\approx 60 km^2$). A expressão de Harbeck passou a ser utilizada para períodos de integração de 3 horas, com o vento e tensões de vapor medidas a 6 metros e 4 metros, respectivamente (Hoy e Stephens, 1977).

Nos estudos de evaporação canadianos, o valor de N , que havia sido determinado para o lago Hefner, passou a ser usado como referência, suprimindo a dificuldade de obtenção de informação representativa das condições no interior dos grandes lagos (Richards e Irbe, 1969). Contudo, os trabalhos de investigação do projecto canadiano centraram-se, essencialmente, sobre o estudo de relações entre a velocidade do vento, humidade atmosférica e os valores de temperatura dentro e fora do perímetro das grandes superfícies lacustres (Richards e Fortin, 1969; Phillips, 1978). A expressão resultante acrescenta à desenvolvida para o lago Hefner factores de correcção relativos à humidade, R_e , e à velocidade do vento, R_u , que resultam de rácios mensais entre as determinações efectuadas no lago e as medidas nas suas imediações em enquadramento terrestre:

$$\overline{E}_l = 0,097 R_u \overline{u}_8 (\overline{e}_s - R_e \overline{e}_8) \quad (2.36)$$

onde, \overline{E}_l é a evaporação média diária (mm/dia), \overline{u}_8 é a velocidade média do vento (m/s) medida a uma altura de 8 metros acima do solo, \overline{e}_s , é a tensão de vapor saturado à temperatura média da camada evaporante (mb), \overline{e}_8 , é a tensão de vapor no ar ambiente a barlavento, medida a uma altura de 8 metros acima do solo, e 0,097 é o coeficiente de

transferência de massa do lago Hefner $(\text{mm/dia})(\text{m/s mb})^{-1}$ quando referenciado para uma altura de 8 metros.

Ainda que a utilização dos rácios mensais possa ser considerada simplista nos ajustamentos das condições do lago relativamente às verificadas em terra, a equação (2.36) foi largamente utilizada na estimação da evaporação mensal para os Grandes Lagos (Richards e Irbe, 1969; Derecki, 1976).

Phillips (1978) analisou as cartas sinópticas diárias relativas a períodos de vários anos em estações meteorológicas situadas a barlavento dos lagos, a fim conferir representatividade aos factores de correcção R_e e R_u . Por outro lado, a deslocalização do valor da medição da tensão de vapor do ar não modificado para 8 metros no centro do lago, possibilitou a utilização do mesmo coeficiente do lago Hefner, já que o seu valor, naquelas condições, é insensível ao *fetch* (Brutsaert, 1982).

Os estudos canadianos vieram demonstrar que, ao invés do verificado para a velocidade do vento onde os valores são sempre superiores sobre a superfície do lago, a humidade medida sobre o lago, no período correspondente ao final da primavera e início do verão, apresentava-se menor que quando determinada em terra, no mesmo período (Derecki, 1976).

A instabilidade atmosférica proveniente do calor armazenado nos lagos parece estar na base das variações da humidade, as quais se sobrepõem às variações sazonais dos parâmetros da fórmula da transferência de massa. Também a sazonalidade nas variações de N parece estar ligada à instabilidade da baixa atmosfera, apesar do valor médio anual se manter sensivelmente constante (Figura 2.5).

Sweers (1976) apresentou uma expressão similar à de Harbeck (1962) usando as mesmas unidades de (2.32) com a seguinte configuração

$$\overline{E}_l = \left(\frac{A}{5}\right)^{-0,05} (0,129 + 0,095 \overline{u}_2)(\overline{e}_s - \overline{e}_a) \quad (2.37)$$

Tal como acontece com a parametrização de Harbeck, a não consideração explícita, na equação (2.37), da instabilidade atmosférica provocada pelos gradientes verticais de temperatura acima da superfície dos lagos, adequa a sua aplicabilidade aos locais onde é determinada, ainda que não seja limitativo para os outros casos, como se verá na fase experimental deste trabalho.

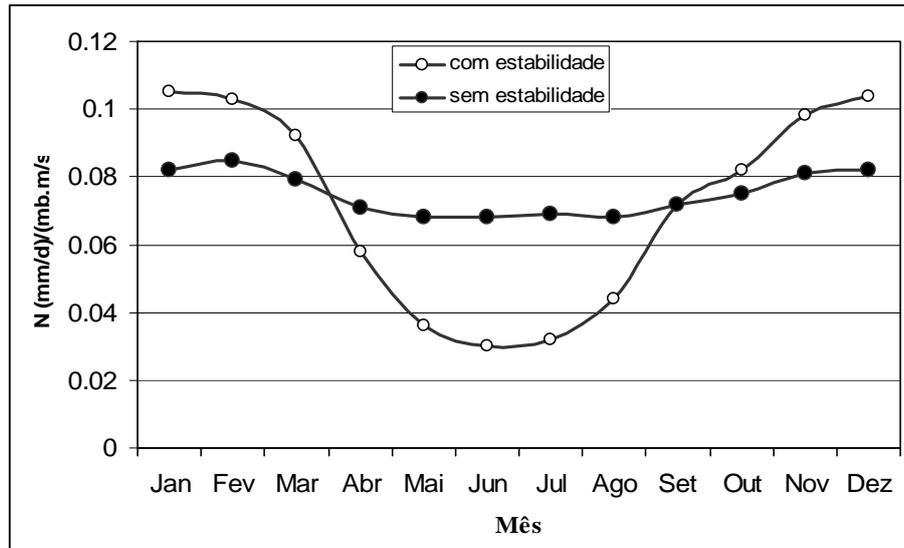


Figura. 2.5 Variação sazonal do coeficiente de transferência de massa do lago Superior – Canadá (Derecki, 1981).

2.4.3.2 Conceptualização aerodinâmica da transferência de massa

O fluxo de vapor a partir das superfícies livres resulta da complexa interação entre a convecção livre e forçada. O ponto de partida passa por considerar que a formulação da transferência de massa é um processo de difusão turbulenta apropriado para a caracterização de situações de estratificação neutra.

Numa camada limite superficial homogênea em que se possam considerar como constantes os fluxos ao longo da vertical, a formulação aerodinâmica das três equações diferenciais que definem os fluxos superficiais turbulentos da quantidade de movimento, de calor sensível e de humidade, são, respectivamente

$$\tau = \rho_a K_M \frac{du_z}{dz} \quad (2.38a)$$

$$H = -\rho_a c_p K_H \frac{dT}{dz} \quad (2.38b)$$

$$E = -\rho_a K_V \frac{dq}{dz} \quad (2.38c)$$

onde, K_M , K_H e K_V são os coeficientes de transferência turbulenta para a quantidade de movimento, calor sensível e vapor de água, respectivamente, e τ é a tensão de atrito, E é o

fluxo de humidade (ou evaporação), H é o fluxo de calor sensível, ρ_a é a massa volúmica do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, z é a altura de referência para as medições da velocidade do vento, u_z , da humidade específica, q , e da temperatura, T .

A análise dimensional da equação de difusão da quantidade de movimento obriga a que $K_M = u_* z k$, sendo k a constante de von Karman, com um valor de 0,4 (Brutsaert, 1982) e u_*

uma escala de velocidade designada de velocidade de atrito e obtida por $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}$. Desta

forma, a equação (2.38a) pode ser reescrita como

$$\frac{du_z}{dz} = \frac{u_*}{kz} \quad (2.39)$$

A integração da equação (2.39) produz o perfil logarítmico de velocidades do vento

$$u_z = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2.40)$$

onde, z_0 é a constante de integração, designada por comprimento de rugosidade para a transferência de momento linear e corresponde à altura para a qual a velocidade do vento se anula numa camada superficial onde estejam garantidas condições de estabilidade neutra.

Quando se consideram dois níveis de medição da velocidade do vento, nível (1) e nível (2), então podemos voltar a reescrever a equação (2.40)

$$u_2 - u_1 = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \quad (2.41)$$

Se assumirmos que em zonas suficientemente afastadas das superfícies evaporantes o transporte das moléculas de ar e de água se processa do mesmo modo, então a análise dimensional sugere que a expressão para a difusão do vapor de água seja:

$$\frac{dq}{dz} = \frac{E}{\rho_a u_* k_v z} \quad (2.42)$$

onde, k_v corresponde à constante de von Karman para o vapor de água, geralmente assumindo valor igual a k (Brutsaert, 1982). A variação da humidade específica com a altura passa a ser

$$q_s - q_z = \frac{E}{\rho_a u_* k_v} \ln\left(\frac{z}{z_{0v}}\right) \quad (2.43)$$

onde s , é um índice que designa as condições de saturação à superfície e z_{0v} representa o comprimento de rugosidade para o vapor de água. Combinando as equações (2.41) e (2.43) para obter a evaporação, temos

$$E = \frac{\rho_a u_* k k_v}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0v}}\right)} (q_s - q_z) \quad (2.44)$$

ou, em termos de formulação da transferência de massa

$$E = C_v \rho_a u_* (q_s - q_z) \quad (2.45)$$

onde, C_v , representa o coeficiente de transferência de vapor de água por convecção, também conhecido por número de Dalton, dado por

$$C_v = \frac{k k_v}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0v}}\right)} \quad (2.46)$$

Se em (2.45) a diferença de humidades específicas for substituída pela diferença de tensões de vapor ($e_s - e_a$), obtém-se

$$E = Nu(e_s - e_a) \quad (2.47)$$

com $N = \frac{0,622 \rho_a}{p} C_v$, onde p é a pressão atmosférica.

A avaliação do coeficiente de transferência de massa requer estimativas dos parâmetros, k , k_v , z_0 e z_{0v} . A determinação experimental de k_v conduz a um valor ligeiramente superior ao valor da constante de von Karman. Todavia, como foi já referido, é usual ser-lhe atribuído o mesmo valor ($k_v = k = 0,4$). Também para os comprimentos de rugosidade da quantidade de movimento e vapor de água se assume, por vezes, o mesmo valor, pese embora o transporte do vapor de água dependa essencialmente da difusão molecular e ao momento linear lhe estejam adicionadas também forças de pressão. Com base nestes pressupostos, o coeficiente de transferência de massa vem

$$C = \left(\frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \right)^2 \quad (2.48)$$

Argumentos idênticos aos anteriormente descritos servem para estimar o fluxo de calor sensível a partir da superfície livre da água, característico dos fenômenos em que a convecção livre é dominante. A análise dimensional sugere que a expressão para a difusão de calor seja

$$\frac{dT}{dz} = \frac{H}{\rho_a u_* c_p k_H z} \quad (2.49)$$

em que, c_p é o calor específico do ar, k_H é o coeficiente de troca de calor, T a temperatura do ar e, H é o calor sensível. Por integração de (2.49), o perfil de temperatura virá

$$T_s - T_z = \frac{H}{\rho_a u_* c_p k_H} \ln\left(\frac{z}{z_{0H}}\right) \quad (2.50)$$

onde, z_{0H} é o comprimento de rugosidade para o calor sensível.

A equação (2.44) multiplicada pelo calor latente de vaporização da água, para ser considerada como um fluxo de energia, e combinada com a equação (2.49) resulta em

$$\frac{H}{\lambda E} = \frac{c_p(T_s - T_z)}{\lambda(q_s - q_z)} \quad (2.51)$$

assumindo igualdade entre k , k_v e k_H , e entre z_0 , z_{0v} e z_{0H} , e traduz a razão ou coeficiente de Bowen (β), um dos parâmetros já referenciados para o cálculo da evaporação através do método de balanço energético.

Considerando condições de não neutralidade (estável ou instável), as difusividades turbulentas para a quantidade de movimento, calor e vapor de água são obtidas recorrendo às funções de semelhança de Monin-Obukhov (Monin e Obukhov, 1954). Em tais condicionalismos, as equações (2.41), (2.43) e (2.50) assumem a forma

$$u_z = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (2.52a)$$

$$T_s - T_z = \frac{H}{\rho_a k u_* c_p} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0h}} \right) - \Psi_H \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.52b)$$

$$q_s - q_z = \frac{E}{\rho_a k u_*} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0v}} \right) - \Psi_V \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.52c)$$

onde, L é um parâmetro de estabilidade, conhecido por comprimento de Obukhov, ψ_M , ψ_H e ψ_V são as funções de estabilidade de Monin-Obukhov, respectivamente, para a quantidade de movimento, temperatura e vapor de água, calculadas em função de um parâmetro adimensional, $\xi = z/L$, e as restantes variáveis foram já definidas.

O comprimento de Obukhov, definido originalmente (Obukhov, 1947/1971) pela expressão

$$L = \frac{u_*^2}{k \frac{g}{T_o} T_*} \quad (2.53a)$$

com a escala de temperaturas $T_* = -H/\rho_a c_p u_*$, pode ser generalizada para integrar o efeito do vapor de água (Brutsaert, 1982)

$$L = \frac{-\rho_a u_*^3}{k g \left[\frac{H}{T_o c_p} + 0,61 E \right]} \quad (2.53b)$$

em que, g é aceleração da gravidade, k é a constante de von Karman, c_p é o calor específico do ar, u_* é a velocidade de atrito, ρ_a é a massa volúmica do ar, H o fluxo de calor sensível, E é o fluxo de humidade (evaporação) e, T_o é a temperatura média absoluta do ar junto à superfície (em K).

O valor de L pode ser interpretado como a altura acima da superfície onde é verificável um equilíbrio entre a produção de energia cinética turbulenta de origem mecânica e a sua destruição no perfil, por efeito da ascensão térmica do ar. A Tabela 2-3 mostra como L pode ser relacionado com a instabilidade atmosférica.

Tabela 2-3 Relação entre o comprimento de Monin-Obukhov (L) e as condições de estabilidade (Seinfeld e Pandis, 1998).

Comprimento de Monin-Obukhov	Condições de Estabilidade atmosférica
$-100m < L < 0$	Muito instável
$-10^5m \leq L \leq -100m$	Instável
$ L > 10^5m$	Neutro
$10m \leq L \leq 10^5m$	Estável
$0 < L < 10m$	Muito estável

Genericamente podemos considerar que o parâmetro ζ é nulo para condições neutras, positivo para condições estáveis e negativo para condições instáveis (Derecki, 1981).

Na grande maioria dos casos práticos as funções de estabilidade de Monin-Obukhov podem ser obtidas

- para condições estáveis

$$\psi_M = \psi_H = \psi_V = -5 \frac{z}{L} \quad (2.54)$$

- para condições instáveis

$$\psi_M = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \quad (2.55)$$

$$\psi_H = \psi_V = 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) \quad (2.56)$$

onde,

$$x = \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{0,25} \quad (2.57)$$

sendo certo que para condições neutras temos $\psi_M = \psi_H = \psi_V = 0$ (Businger *et al.*, 1971).

Substituindo o valor de u_* na equação (2.52c) por aquele obtido na equação (2.52a), explicitada em termos de E , obtém-se uma expressão semelhante a (2.45) para o fluxo de vapor, em situações de estabilidade não neutra.

$$E = \frac{\rho_a k^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_M\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0v}}\right) - \Psi_V\left(\frac{z}{L}\right) \right]} (q_s - q(z)) \quad (2.58)$$

No que se refere aos fenómenos de convecção livre a abordagem teórica assenta na descrição do fluxo de calor sensível, H , que é libertado de uma fina placa metálica colocada horizontalmente. Nestas condições a equação que descreve o fenómeno é (Ryan *et al.*, 1974)

$$H = \rho_a c_p \left[C_e \left(\frac{g \omega_a \alpha_m^2 (T_s - T_a)}{\nu} \right)^{1/3} \right] (T_s - T_a) \quad (2.59)$$

onde, ρ_a é a massa volúmica do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, ω_a é o coeficiente de expansão térmica do ar, g é a aceleração da gravidade, α_m é a condutividade molecular do ar, ν é a viscosidade cinemática do ar, T_s e T_a são, respectivamente, a temperatura da superfície e do ar e C_e , é um coeficiente empírico (=0,14).

Analogamente, aplicando a mesma abordagem às superfícies livres de água, a equação (2.59) pode ser reescrita como

$$H = \rho_a c_p K_H (T_s - T_a) \quad (2.60)$$

em que, K_H é a difusividade turbulenta para o calor sensível e corresponde ao termo dentro do parêntesis recto na equação (2.59).

Em condições atmosféricas instáveis, as difusividades turbulentas de calor e de massa podem ser consideradas equivalentes (Dyer, 1974). Assim, o fluxo de vapor por convecção livre, E , resulta

$$E = \rho_a K_H (q_s - q_a) \quad (2.61)$$

ou, substituindo os valores da humidade específica à superfície da água, q_s , e da humidade específica do ar, q_a , pelos valores das tensões de vapor, tem-se

$$E = \left(\frac{0,622 \rho_a}{p} \right) K_H (e_s - e_a) \quad (2.62)$$

onde, p é a pressão atmosférica.

A equação (2.62) se multiplicada pelo calor latente de vaporização da água, para ser considerada como um fluxo, com o valor do coeficiente de turbulência para o calor sensível, K_H , substituído pelo termo dentro do parêntesis recto na equação (2.59) dá-nos

$$\lambda E = 0,14 \left(\lambda \frac{M_v}{RT} \right) \left[\frac{g \omega_a \alpha_m^2}{\nu} \right]^{1/3} (T_s - T_a)^{1/3} (e_s - e_a) \quad (2.63)$$

onde, M_v é a massa molar do vapor de água, R é a constante dos gases perfeitos e T_o a temperatura média absoluta do ar.

Adams *et al.* (1990) propõem que a acção combinada da convecção livre e forçada seja traduzida pela adição vectorial das parcelas da equação (2.63) com a equação de transferência de massa atribuída a Harbeck (equação 2.32) resultando na expressão

$$\lambda E = \left[\left(2,7 (T_s - T_a)^{1/3} \right)^2 + \left(4,05 A^{-0,05} u_2 \right)^2 \right]^{0,5} (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad (2.64)$$

válida para gamas de temperaturas entre os 20 e 30 °C, com os valores das tensões de vapor em mb, a velocidade o vento em m/s, a área do lago em km² e as temperaturas em °C.

2.4.4 Métodos combinados

2.4.4.1 Fórmula de Penman

O balanço de energia apresentado na equação (2.9) traduz, como foi referido, os fluxos energéticos que intervêm no balanço energético aplicado a um volume de água com fronteiras laterais e inferiores adiabáticas. Para períodos superiores a 10-20 dias em lagos pouco profundos e com temperatura da água constante, as variações de energia armazenada na massa de água podem ser desprezadas, possibilitando que o balanço de energia possa ser descrito como

$$H = Q_n - LE \quad (2.65)$$

Em 1948, Penman considerando a equação (2.65), realizou o balanço para uma lâmina delgada de água desprezando o calor armazenado no seu interior, assumindo características não turbulentas para o movimento do ar sobre a lâmina de água e considerando que o movimento do vapor era essencialmente resultado dos processos de difusão molecular.

Tentando ultrapassar as limitações impostas à determinação rigorosa de algumas das variáveis necessárias à obtenção do coeficiente de Bowen, Penman (1948) propôs-se

eliminar a necessidade dos dados relativos à temperatura superficial da água. Assim, recorrendo a equação de Clausius-Clayperon, definiu o declive da variação da tensão de vapor saturado em função da temperatura do ar

$$\Delta = \frac{de^*}{dT} = \frac{e_a^* - e_d}{T_a - T_d} \quad (2.66)$$

e apresentou, pela primeira vez, uma expressão de cálculo da evaporação que combinava um termo energético com outro do cariz aerodinâmico, tal que

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \lambda E_a \quad (2.67)$$

com

$$\lambda E_a = 6,43 f(u) (e_a^* - e_d) \quad (2.68)$$

onde, λ é o calor latente de vaporização ($\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$), λE é o calor latente de evaporação ($\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$), Δ corresponde ao declive da curva de tensão de vapor para a temperatura média do ar, T_a ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), Q_n , é o fluxo de radiação líquida ($\text{MJ}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{dia})^{-1}$), E_a corresponde ao poder evaporante do ar (mm/dia) e define a velocidade de evaporação como uma função da velocidade média do vento e do défice de saturação, u é a velocidade do vento (m/s), e_a^* e e_d são, respectivamente, a tensão de saturação de vapor à temperatura média do ar e à temperatura do ponto de orvalho, T_d (kPa).

Apesar de ao longo de mais de meio século a equação combinada de Penman ter sido objecto de inúmeros estudos e formulações teóricas e ser considerada, por muitos autores, como a mais fiável equação empírica de cálculo da evaporação a partir das superfícies livres, continua a não haver consenso quanto à formulação da função do vento, $f(u)$ que deve ser utilizada.

Originalmente Penman (1948, 1963) propôs a seguinte expressão para a função do vento da equação (2.68)

$$f(u) = (1,0 + 0,537 u_2) \quad (2.69a)$$

também recomendada por Shuttleworth (1993) para as estimativas da evaporação de superfície livre com pequena dimensão. Posteriormente, Penman (1956), acaba por sugerir uma redução na função do vento original para

$$f(u) = (0,5 + 0,537 u_2) \quad (2.69b)$$

Qualquer destas versões da função do vento tem sido largamente utilizada em hidrologia. Contudo, a última versão parece favorecer a obtenção de estimativas mais realistas quando se trata de estimar a evaporação de grandes superfícies de água (Cohen *et al.*, 2002).

Em 1955, Kohler, Nordenson e Fox, na sequência dos estudos de evaporação que realizaram para o lago Hefner tendo por base dados de tinas evaporimétricas, reavaliaram o termo aerodinâmico da equação de Penman, tendo proposto uma expressão para o cálculo da evaporação provocada pela acção do vento (Kohler *et al.*, 1955)

$$E_a = 25,4[0,295(e_a^* - e_d)]^{0,88} (0,37 + 0,00255 u_{tina}) \quad (2.70)$$

onde, E_a corresponde à intensidade de evaporação do termo aerodinâmico da fórmula de Penman em mm/dia, u_{tina} é a velocidade do vento em km/dia, medida aproximadamente 15 cm acima do bordo superior da tina e e_d é a tensão de saturação de vapor à temperatura do ponto de orvalho em kPa, tal como e_a^* . Todavia, a utilização de uma expressão deste tipo para estimação da evaporação nos lagos continua a ser questionável na medida em que as condições de fronteira, as escalas e turbulência gerada sobre a tina são completamente díspares das verificadas nos lagos.

Ainda Kohler *et al* (1955), assumindo que a evaporação nos lagos corresponde a 70% da evaporação determinadas nas tinas evaporimétricas, apresentam uma expressão para o cálculo da evaporação diária nos lagos, E_l , em mm/dia

$$E_l = \frac{0,70}{\lambda} \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \right] \quad (2.71)$$

com

$$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} p \quad (2.72)$$

onde, γ , é a constante psicométrica do lago (kPa °C⁻¹), e p a pressão atmosférica na superfície livre (kPa). As restantes variáveis têm as designações e assumem as unidades já anteriormente referidas.

Hill (1994) refere uma equação para o cálculo da evaporação de lago, resultante da combinação entre a fórmula de Penman e a formulação proposta por Kohler. Assim, tomando os valores de 0,06 e 0,97, respectivamente, para o albedo e emissividade da

superfície da água, e ajustando as funções do vento em uso nas equações (2.69) e (2.70), a evaporação diária do lago em mm pode ser estimada por

$$E_l = \frac{0,7}{\lambda} \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 15,36(1 + 0,01u_2) (e_a^* - e_d) \right] \quad (2.73a)$$

com

$$Q_n = 0,94 Q_s - 0,97 Q_{ls} \quad (2.73b)$$

onde, Q_n é a radiação líquida estimada para o lago, Q_s é a radiação solar incidente e Q_{ls} corresponde à radiação líquida de longo comprimento que é emitida pelo lago.

Van Bavel (1966), tendo por base os trabalhos de Thornthwaite e Holzman (1939), apresenta a função do vento em termos da distribuição logarítmica do vento em condições de estabilidade neutra da camada limite atmosférica

$$f(u) = \frac{0,622 \rho_a k^2 u_z}{p \left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2} \quad (2.74)$$

em que as variáveis assumem as designações, valores e unidades já anteriormente definidos.

2.4.4.2 Fórmula de Penman-Monteith

Monteith (1965), procurando adaptar a equação original de Penman à determinação da evaporação das superfícies vegetais (ET) de forma a incorporar as características das superfícies evaporantes, acrescentou à fórmula dois factores de resistência: a resistência aerodinâmica, r_a , e a resistência estomática, r_c . A equação resultante dos trabalhos deste investigador, conhecida vulgarmente por equação de Penman-Monteith (P-M) para cálculos de evapotranspiração à escala diária, resulta como (Jensen *et al.*, 2005)

$$\lambda ET = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma^*} (Q_n - \Delta Q_w) + \frac{\rho_a c_p}{\Delta + \gamma^*} \frac{1}{r_a} (e_a^* - e_z) \quad (2.75)$$

com

$$\gamma^* = \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \quad (2.76)$$

e

$$r_a(s/m) = \frac{\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0H}}\right)}{k^2 u_z} \quad (2.77)$$

onde, ΔQ_w é a variação total do armazenamento de calor (MJ.kg^{-1}) e z_{0m} e z_{0H} , são, respectivamente, a distância rugosa para a quantidade de movimento e a distância rugosa para o calor e vapor de água, em metros.

A resistência estomática não existe para as superfícies de água pelo que, nessas condições, $r_c = 0$ e $\gamma^* = \gamma$ (Kaimal e Finnigan, 1994). Contabilizando a energia líquida por advecção, Q_v , e considerando que ΔQ_w representa a variação diária no armazenamento de calor da massa de água, então a equação (2.75) virá

$$\lambda E_l = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Q_n - \Delta Q_w + Q_v) + \frac{\rho_a c_p}{\Delta + \gamma} \frac{1}{r_a} (e_a^* - e_z) \quad (2.78)$$

A maioria dos autores, contudo, quando utilizam o método combinado em lugar de $(Q_n - \Delta Q_w + Q_v)$, sugerem usar E_r , para indicar a intensidade de evaporação que resulta, directamente da radiação líquida e expressam o seu valor em mm/dia. O valor de E_r pode ser obtido por

$$E_r = \frac{Q_n - \Delta Q_w + Q_v}{\rho_w \lambda} \quad (2.79)$$

onde, ρ_w , é a massa volúmica da água (Chow *et al.*, 1988).

Em face das considerações anteriores a equação (2.78), quando utilizada para calcular a evaporação de água de lagos e albufeiras, pode ser escrita da forma seguinte:

$$E_l = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (2.80)$$

Os factores de ponderação $[\Delta/(\Delta + \gamma)]$ e $[\gamma/(\Delta + \gamma)]$ somam a unidade, pelo que o método combinado indica em que proporção relativa a radiação e as características aerodinâmicas afectam a evaporação.

Chow *et al.* (1988) referem que a aplicação das fórmulas combinadas oferecem bons resultados para o cálculo da evaporação de lago quando toda a informação meteorológica necessária se encontra disponível e todos os pressupostos estabelecidos por Penman se verificam. As principais suposições do balanço de energia são a prevalência de um fluxo de energia constante e variações não significativas de armazenamento de calor no corpo de

água durante o período de tempo em análise. Estes pressupostos limitam a aplicação das fórmulas combinadas a intervalos de tempo iguais ou superiores ao dia e a situações que não envolvam grandes capacidades de armazenamento de calor. Segundo Linsley *et. al.* (1982) estes pressupostos podem levar à sobre estimação da evaporação em condições calmas e húmidas e a subestima-la em condições onde prevalecem ventos secos e turbulentos.

2.4.4.3 Fórmula de Priestley-Taylor

Como foi referido, as formulações combinadas são indicadas para calcular a evaporação quando está disponível informação climatológica detalhada (Thompson, 1999). A informação requerida inclui a radiação solar líquida, a temperatura do ar, a humidade e a velocidade do vento. Por outro lado, quando parte desta informação não está disponível a utilização das fórmulas combinadas é restringida, pelo que, devem ser utilizados modelos de evaporação dependentes de um menor número de variáveis. Doorens e Pruitt (1977), em concordância com os trabalhos de Priestley e Taylor (1972) considerando condições mínimas de turbulência e de trocas de calor entre as superfícies e a atmosfera, atribuíram à componente energética da fórmula de Penman um papel determinante e condicionador da intensidade de evaporação. Nestas condições, o termo aerodinâmico constitui uma fracção da evaporação total, sendo o segundo termo da equação de Penman aproximadamente 21-22% do primeiro. Logo, a equação (2.80) pode ser transformada em

$$E_l = \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad (2.81)$$

e α_{PT} , é um coeficiente empírico, no valor de 1,26, para ter em conta a porção de energia por advecção mobilizada para a evaporação (Stewart e Rouse, 1976) e cujo valor resulta de igualar a equação (2.80) à equação (2.81)

$$\alpha_{PT} = 1 + \frac{\frac{\gamma}{\gamma + \Delta} E_a}{\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r} \quad (2.82)$$

Desde 1972, outros investigadores confirmaram a validade desta aproximação na estimativa da evaporação de lago, embora, nalguns casos, variando ligeiramente o valor de α_{PT} em função da localização (Chow *et al.*, 1988, Thompson, 1999).

DeBruin (1978), combinando a fórmula de Penman (equação 2.67) com a fórmula de Priestley e Taylor (equação 2.81), eliminou a necessidade de determinação da radiação e da variação do armazenamento de energia na massa de água, possibilitando que a evaporação de lago pudesse ser estimada recorrendo apenas a três parâmetros: temperatura do ar, humidade relativa e velocidade do vento. Assumindo que o parâmetro α_{PT} permanece constante e com o valor já referido, a evaporação a partir das superfícies de água pode ser obtida por

$$E_l = \left[\frac{\alpha_{PT}}{\alpha_{PT} - 1} \right] \left[\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right] \frac{f(u)(e_a^* - e_d)}{\rho_w \lambda} \quad (2.83)$$

em que as variáveis têm o significado e as unidades já anteriormente referidos.

2.4.4.4 Fórmula de Linacre

Pelo facto de diversos autores terem evidenciado que uma grande desvantagem do método de Penman é a necessidade de informações climatológicas que muitas vezes não estão disponíveis, Linacre (1977) apresenta uma simplificação aquele método, visando possibilitar a estimativa da evaporação diária de áreas bem abastecidas de humidade requerendo somente os valores da temperatura média do ar, a temperatura do ponto de orvalho e coordenadas do local. A equação foi calibrada utilizando os valores obtidos com a equação de Penman e apresenta-se com a seguinte formulação:

$$E_l = \frac{15(T_a - T_d) + \frac{500(T_a + 0,006 Alt.)}{100 - Lat.}}{80 - T_a} \quad (2.84)$$

em que, E_l é a evaporação do lago (mm/dia), $Alt.$ é a altitude do local (m), $Lat.$ é a latitude local (graus), T_a e T_d são, respectivamente, a temperatura média do ar e do ponto de orvalho (°C).

A principal desvantagem da equação (2.84) refere-se à falta de sensibilidade aos termos aerodinâmicos e ao saldo de radiação. Tendo em vista esse fato, Linacre (1993) propôs uma nova simplificação da equação de Penman para a estimativa da evaporação de lagos quando os dados de precipitação mensal (P) e de velocidade do vento são também conhecidos. O modelo foi testado em três lagos dos Estados Unidos com resultados satisfatórios e possibilita a determinação dos valores mensais médios da evaporação de lago através da expressão

$$E_l = (0,015 + 0,00042 T_a + 10^{-6} Alt.) [0,8 Q_s - 40 + 2,5 F_{Alt} u_2 (T_a - T_d)] \quad (2.85)$$

onde, u_2 é a velocidade do vento medida a dois metros de altura (m/s), F_{Alt} é um factor adimensional de correcção para a altitude do local

$$F_{Alt} = 1.0 - 8.7 * 10^{-5} Alt \quad (2.86)$$

Q_s , é a radiação solar incidente na superfície do lago (W/m^2)

$$Q_s = Q_{ex} (0,85 - 0,047 C_m) \quad (2.87)$$

determinada empiricamente a partir da atenuação da radiação extraterrestre, Q_{ex} , provocada pelas nuvens, cujo valor, C_m , é obtido dos dados de precipitação

$$C_m = 1 + 0,51 \log (P) + [\log (P)]^2 \quad (2.88)$$

2.4.4.5 Modelo CRLE

O modelo CRLE (*Complementary Relationship Lake Evaporation*), apresentado por Morton (1983), baseia-se na relação de complementaridade entre a evaporação actual e a evaporação potencial, conceito inicialmente sugerido por Bouchet (1963) e mais tarde aplicado, à escala diária (Brutsaert e Stricker, 1979) e horária (Parlange e Katul, 1992), na determinação da evapotranspiração (evaporação) potencial e regional (de lago) em condicionalismos climáticos onde os efeitos advectivos são determinantes para o processo evaporativo. Segundo este modelo, ao decréscimo da evaporação efectiva (E_e) em resultado da diminuição da água disponível, corresponde igual acréscimo da evaporação potencial (E_p). O somatório destas duas parcelas equivale ao dobro da evaporação verificada numa vasta superfície de características homogéneas e plenamente abastecida de água (E_w). Uma vez que a evaporação a partir da superfície livre de um lago não sofre qualquer limitação por indisponibilidade de água e é fortemente limitada à capacidade de transporte do vapor para além da superfície, podemos assumir $E_w = E_l$, onde E_l é a evaporação do lago.

A representação esquemática da relação complementar é apresentada na Figura 2.6 e pode ser expressa por

$$E_e + E_p = 2E_w = 2E_l \quad (2.89)$$

A ordenada do gráfico da Figura 2.6 representa a evaporação do lago e a abcissa o suprimento de água às superfícies vegetais vizinhas. Quando não há água disponível para evapotranspiração no ambiente terrestre contíguo, ou seja, $E_e = 0$ e, com ar quente e seco, a

evaporação potencial E_p atinge sua intensidade máxima, correspondendo ao dobro da evaporação potencial do lago ($2E_w$). Logo que a disponibilidade de água ao meio terrestre aumenta, verifica-se um aumento equivalente de E_p , o que provoca humedecimento e arrefecimento do ar na região que, por sua vez, leva à uma diminuição na E_p . Finalmente, quando a disponibilidade de água aumenta significativamente, os valores de E_p convergem para E_w .

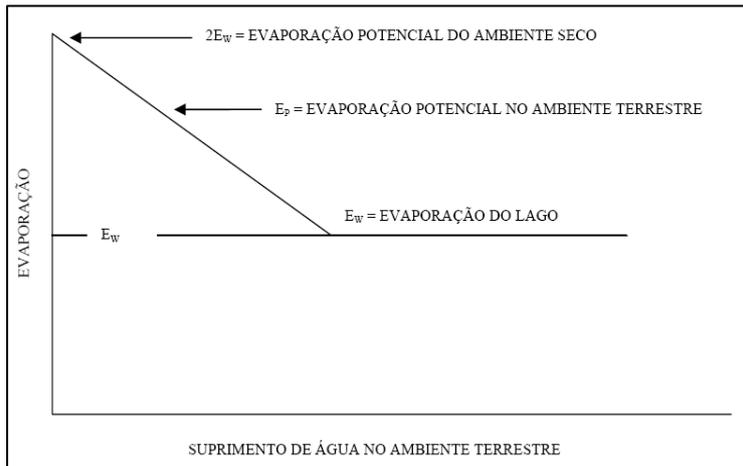


Figura 2.6

Representação da relação entre as evaporações do lago (E_w) e potencial (E_p) no ambiente de terra com fornecimento de energia radiante constante. (Morton, 1983)

Em resumo, a relação complementar prevê que a evaporação potencial num ambiente terrestre completamente seco pode ser até duas vezes a evaporação do lago e decrescer em reposta ao aumento no suprimento de água às superfícies solo-planta adjacentes até alcançar um mínimo, igual à evaporação de lago.

A principal vantagem do uso do modelo CRLE consiste no facto de depender apenas do conhecimento dos valores mensais da temperatura do ar, humidade e radiação (ou insolação, em alternativa) determinados na vizinhança da massa de água. O modelo calcula a ‘temperatura de equilíbrio’ através da resolução simultânea das equações de transferência de calor e de balanço de energia para as condições de evaporação potencial. A temperatura de equilíbrio é, então, usada na equação de Priestley-Taylor (Morton, 1983; 1986; Reis e Dias, 1998). De acordo com o modelo, o valor da velocidade do vento presente no segundo termo da equação de Penman é substituído por um coeficiente empírico que não obriga a calibrações locais. O argumento de Morton para considerar a evaporação de lago independente da velocidade do vento reside no facto de, durante os períodos de grande evaporação, o efeito da turbulência induzida pelo calor ser o principal responsável por retirar o vapor de água para além da área do lago. Estas considerações, são concordantes

com o referido por Brutsaert e Stricker (1979) ao concluírem que as estimativas da evaporação são relativamente insensíveis à velocidade do vento nos períodos de elevada evaporação.

A aplicabilidade do modelo foi originalmente testada por Morton (1983b) em 7 lagos situados em regiões de climas temperados dos Estados Unidos e Canadá. Os valores simulados pelo modelo foram calibrados recorrendo a estimativas de evaporação obtidas pelo balanço de massa dos lagos, tendo apresentado erros inferiores a 10%.

Mais recentemente, o modelo CRLE foi reavaliado por Reis e Dias (1998) para o lago Serra Azul (Brasil, 20° S e 8,8 km² de área). A validade do modelo foi testada contra os valores da evaporação obtidos pela aplicação do método de balanço energético, recorrendo à razão de Bowen, e pelo método de Priestly-Taylor, ao longo de um período de 30 meses. Nas conclusões deste estudo, aqueles autores referem uma sobrestimação da temperatura de equilíbrio relativamente à temperatura superficial da água e da evaporação simulada relativamente aos valores estimados com recurso à razão de Bowen na ordem dos 8%. Deste estudo resultaram sublinhadas algumas fraquezas do modelo CRLE: i) a estimativa da energia armazenada na massa de água é muito deficiente; ii) obriga a que o fluxo de calor sensível seja apenas ascendente o que implica que a temperatura média do ar se mantenha inferior à temperatura média da superfície da água durante o período em análise.

Roque e Sansigolo (2001) concluíram que o modelo conceptual de Morton fornece estimativas mais realistas e consistentes de evaporação de lagos nas regiões mais secas, para além de permitir prever, a partir de séries de dados climatológicos convencionais, qual será o impacto ambiental de grandes lagos projectados no microclima de uma dada região.

Com o modelo CRLE, a evaporação potencial é estimada por uma fórmula combinada (tipo Penman) enquanto E_w assenta na noção da evaporação de equilíbrio proposta por Slatyer e McIlroy (1961), citados por Brutsaert (1982), e já usada por Priestly e Taylor (1972), procurando incluir os efeitos das variações de temperatura na superfície, nos balanços de ondas longas e nas variações das tensões de saturação do vapor de água com a temperatura de equilíbrio. A evaporação de lago mensal vem

$$E_l = E_w = 13 + 1,12 \left(1 + \frac{0,66 \frac{P}{P_0}}{\Delta_p} \right)^{-1} Q_{nT_p} \quad (2.90)$$

onde, p e p_0 são, respectivamente, a pressão atmosférica local e ao nível médio do mar (hPa), Δp corresponde ao declive da curva de tensão de vapor para a temperatura de equilíbrio e, Q_{nTp} é a radiação líquida na superfície para temperatura de equilíbrio. Os valores 13 e 1,12 correspondem a constantes empíricas calibradas por Morton, com base na aplicação do modelo para diversas regiões do Globo.

2.4.5 Modelo térmico – Fórmula de Thornthwaite

Correlacionando a temperatura média mensal do ar com a evapotranspiração derivada da realização de balanços hídricos sequenciais em condições não sujeitas a stress hídrico, Thornthwaite apresentou um modelo de cálculo da evapotranspiração potencial à escala mensal (Thornthwaite, 1948)

$$ET_m = 16N_m \left(\frac{10\bar{T}_m}{I_a} \right)^a \quad (2.91)$$

onde m , corresponde os meses do ano 1, 2, 3...12, N_m é um factor de correcção em função da latitude do local e da época do ano, dando conta da duração teórica da insolação, T_m é a temperatura média mensal, I é o índice térmico anual obtido pela somatório dos 12 índices térmicos mensais

$$I_a = \sum i_m = \sum \left(\frac{\bar{T}_m}{5} \right)^{1,514} \quad (2.92)$$

e a é uma função polinomial do índice térmico anual

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I_a^3 - 7,71 \times 10^{-5} I_a^2 + 1,79 \times 10^{-2} I_a + 0,49 \quad (2.93)$$

O factor de ajustamento N_m depende do número de dias do mês ($1 \leq N_d \leq 31$) e da duração média diária de horas de sol (n_d) em função do mês e da latitude do local.

$$N_m = \left(\frac{n_d}{12} \frac{N_d}{30} \right) \quad (2.94)$$

Embora muito criticado em virtude do seu empirismo e pelo uso exclusivo da temperatura média, o modelo de Thornthwaite tem sido largamente usado nas estimativas mensais da evaporação potencial. Parte do criticismo à volta do modelo resulta da sua aplicação em

regiões áridas e semi-áridas, onde não é garantido o pressuposto de total suprimento de humidade ao solo, mesmo para as zonas irrigadas.

A aplicação do modelo de Thornthwaite para estimação da evaporação de lago tem merecido a atenção de diversos autores, onde se destaca, por ser de realização mais recente, o trabalho de Rosenberry *et al.* (2007). Segundo estes autores e de forma considerada surpreendente, os resultados da aplicação do modelo de Thornthwaite comparados com as estimativas resultantes da realização do balanço de energia no lago Williams (New Hampshire, EUA), determinaram erros inferiores a 10% em metade dos meses estudados. Se o cálculo da evaporação não requerer maior rigor, então o recurso ao do modelo de Thornthwaite é aceitável em alternativa a outros modelos empíricos mais exigentes em informação de base.

2.4.6 Método evaporimétrico

De entre os diversos métodos conhecidos para estimação da evaporação, o método evaporimétrico continua ser o mais barato e simples de usar justificando que a tina evaporimétrica continue a ser, ainda hoje, o instrumento mais utilizado para quantificar a evaporação de lagos e albufeiras. Muito embora as críticas às tinas evaporimétricas possam estar justificadas teoricamente, a relação entre a evaporação de um grande corpo de água e a evaporação de tina (por introdução do respectivo coeficiente de tina, k_{Tina}) é bastante consistente de um ano para o outro e não varia excessivamente entre regiões (Hounam, 1973; Linsley *et al.*, 1982).

2.4.6.1 Observações em tinas evaporimétricas

Em termos genéricos existem três formas de instalar as tinas evaporimétricas: enterradas, flutuantes e à superfície. Ao enterrar a tina, procura-se reduzir os efeitos de fronteira, tais como a radiação directa incidente nas paredes laterais e a troca de calor entre a atmosfera e a tina. No entanto, as tinas enterradas acabam por receber mais sujidade e são de difícil instalação, limpeza e reparação. Por outro lado, as dificuldades na detecção de fugas pelo fundo ou pelas paredes laterais aumentam quando enterrada e, a altura da vegetação que rodeia a tina pode tornar-se crítica ao ponto de acrescentar erros às medições. Não são, também, de menosprezar as trocas de calor entre a tina e o solo, função, essencialmente, do seu tipo de solo, do seu teor de humidade e das formas de vegetação que suporta. De acordo com Nordenson e Baker (1962), as trocas de calor entre a tina e o solo chegam a

afectar o valor da evaporação em cerca de 7 a 10%, dependendo das dimensões do tanque, o que se reflecte nos coeficientes de tina.

A evaporação registada numa tina que flutua num lago aproxima-se da evaporação real deste porque, aí, os efeitos de fronteira são atenuados. As tinas flutuantes, contudo, apresentam alguns problemas nas observações já que transferências de água, por salpico, entre o lago e a tina são, na maioria das situações, inevitáveis o que diminui a fiabilidade das medições. Acresce, ainda, os custos de instalação e operação associados a estas instalações serem mais elevados.

As tinas colocadas sobre a superfície (do solo ou da água) experimentam uma evaporação superior que as enterradas ou flutuantes devido à energia radiante interceptada pelas paredes laterais e às trocas de calor mais acentuadas. Estas diferenças podem ser minimizadas isolando termicamente a tina. As principais vantagens das instalações à superfície são a sua economia e a facilidade de instalação, operação e manutenção.

A tina do tipo Classe A do U.S. Weather Bureau é o evaporímetro mais utilizado a nível mundial. Trata-se de um tanque de ferro galvanizado, sem pintura, com 1220 mm de diâmetro e 254 mm de profundidade. Em condições padrão de instalação permanece assente sobre um estrado de madeira, construído de modo a possibilitar a circulação do ar por baixo da tina e abastecido de água até uma altura de 200 mm. As instruções do U. S. Weather Service Substation Observation vão no sentido da manutenção da profundidade da água na tina a um valor nunca inferior a 180 mm. O nível da água na tina é medido diariamente no interior de um poço amortecedor, recorrendo a um hidrómetro de gancho e a evaporação é calculada por diferença entre os níveis observados, descontando o valor da precipitação diária eventualmente ocorrida. Em alternativa, pode ser contabilizado o volume de água que é necessário adicionar à tina diariamente para que o nível no poço amortecedor permaneça constante.

Actualmente, é já comum realizarem-se medições dos níveis e calcular os valores evaporados de forma automática, recorrendo à introdução de sondas de registo contínuo de níveis no poço amortecedor da tina e a algoritmos de cálculo da evaporação. O registo analógico obtido pelas sondas é então convertido à forma digital e armazenado num registador de dados (INAG, 2001).

Para além da tina Classe A, outros tipos de tinas evaporimétricas foram sendo usados em diferentes partes do mundo, pelo que a necessidade de normalização há muito que foi

reconhecida pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Enquanto essa normalização não se tornou efectiva, estudos comparativos entre tanques de diferentes características evidenciaram que as relações tina a tina encerravam uma grande variabilidade geográfica (WMO, 1966). Tal como a tina Classe A, também a tina GCI-3000 é de utilização bastante generalizada. Apresenta-se também com forma circular, mas com uma área de 3000 cm² correspondendo a um diâmetro de 618 mm. A sua altura é de 600 mm junto às paredes laterais e um pouco maior no centro e é construída em ferro galvanizado. Geralmente é instalada enterrada, associando-lhe um udómetro também enterrado.

O valor da evaporação de tina como indicador da evaporação de lago deve depender das considerações de troca de energia e não de semelhanças aerodinâmicas. Isolando termicamente as tinas, algumas das desvantagens das instalações enterradas podem ser eliminadas ou grandemente reduzidas. As experiências com tinas termicamente isoladas e de dimensões idênticas às da tina GCI-3000 revelaram que a variação geográfica do coeficiente de tina para este tipo de instalação é consideravelmente menor que para qualquer outra tina pequena de uso geral (Shuttleworth, 1994). Em alguns locais e situações, as tinas podem ser cobertas com malhas metálicas, para evitar que a água seja consumida por pássaros e outros animais. Tais situações obrigam a correcções no coeficiente de tina de forma a atender à menor quantidade de radiação que, necessariamente, atinge a superfície livre, reduzindo a evaporação, tal como revelam os ensaios realizados no Kenya, que, para tinas Classe A, a evaporação anual estimada viu o seu valor reduzir-se em cerca de 14% ao cobri-las com malhas metálicas (WMO, 1966).

2.4.6.2 Cálculo da evaporação de lago a partir da tina

Foi já referido que, atendendo à sua simplicidade e baixo custo, a quantificação evaporimétrica aplicada às tinas continua a ser, na actualidade, um dos métodos mais usados para estimar a evaporação de albufeiras. Os resultados mostram-se muito aceitáveis para intervalos temporais mais alargados (mês e ano) onde os coeficientes de tina revelaram maior estabilidade.

O uso da tina circular Classe A na caracterização da evaporação dos lagos é reportado como de utilização generalizada à escala mundial (Ferguson *et al.*, 1985). Este procedimento apoia-se na correlação entre os valores evaporados na tina E_{Tina} e a evaporação com origem numa superfície ampla de água, E_l , traduzido na relação

$$E_l = k_{Tina} E_{Tina} \quad (2.95)$$

onde, k_{tina} é uma constante de proporcionalidade adimensional, que geralmente varia entre 0,60 e 0,85, com um valor médio anual de 0,70 (Kohler *et al.*, 1955).

O usual é que a evaporação medida em tina seja superior à efectivamente verificada no lago, por várias razões como a capacidade calorífica do material em que está construída a tina, a sua cor e tamanho e, até mesmo, diferenças de *albedo*, que pode ser substancialmente diferente para a água da albufeira e para a água da tina.

O valor de k_{Tina} tende a ser uniforme a nível anual. No entanto, para escalas temporais menores, o coeficiente de tina apresenta grandes oscilações, dependendo do local, da estação do ano, da dimensão das superfícies evaporantes e do posicionamento da tina em relação a estas. Tais oscilações resultam das grandes diferenças de dimensões entre os meios em análise, as quais se reflectem na diferente capacidade de armazenamento de calor. Devido à reduzida altura de água na tina, a quantidade de energia que esta recebe por radiação e condução através das paredes é incomparavelmente superior à recebida pela água do lago. Por outro lado, parece consensual que a área reduzida das tinas tende a potenciar a perda de água por evaporação, em virtude de facilitar a remoção das camadas de ar saturado que se formam na fronteira água-ar. São igualmente distintas as condições aerodinâmicas induzidas pelo efeito do bordo da tina quer na velocidade do vento quer na sua turbulência. Também a localização da tina relativamente ao lago condiciona o valor do coeficiente de tina dado que os posicionamentos a sotavento destes sujeitam as tinas a massas de ar modificadas pela passagem sobre o lago que não ocorrem com localizações a barlavento das superfícies evaporantes.

De acordo com Kohler *et al.* (1955), a redução em cerca de 30% do valor da evaporação dos lagos relativamente à registada nas tinas foi prática aceite e largamente difundida desde 1932, pela American Society of Civil Engineers (ASCE). O uso de um valor médio de 0,7 para k_{Tina} nas determinações anuais da evaporação ganhou foros de universalidade até aos nossos dias. Autores como Turc (1970) e Brutsaert (1982) referem valores oscilando entre 0,6 e 0,82, respectivamente, para regiões semi-áridas e climas húmidos, como sendo os mais usados na determinação dos valores anuais da evaporação dos lagos. Hounam (1973), tendo por base o tratamento de dados mensais da evaporação, refere variações naquele coeficiente entre 0,13 e 2,53.

A OMM apresenta alguns coeficientes de tina para determinação dos valores mensais da evaporação (WMO, 1966). Contudo, a utilização daqueles valores, por traduzirem apenas as condições médias, encontra fortes limitações quando se pretende realizar balanços hidrológicos sequenciais nas albufeiras.

2.4.6.3 Efeitos da energia por advecção na evaporação de tina

A energia aduzida à água por advecção pelas paredes e fundo da tina, se esta tiver sido instalada segundo as condições padronizadas (WMO, 1973), depende da temperatura da água e do percurso diário do vento (*wind run*). De facto, as observações têm demonstrado que a transferência de calor sensível numa tina evaporimétrica pode ter um efeito apreciável e que o calor pode fluir em qualquer direcção dependendo das temperaturas da água e do ar. Também a advecção de calor sensível através das paredes da tina é suficiente para produzir variações moderadas no coeficiente de tina sob diferentes regimes climáticos. Como a transferência de calor através do fundo de um lago ou albufeira pode ser considerada como sendo praticamente zero, os dados da tina necessitam ser ajustados.

No sentido da estimativa diária da evaporação por balanço volumétrico, a OMM recomenda que, em simultâneo com a monitorização dos níveis de água, se proceda a medição da temperatura da água da tina (WMO, 1966). Subjacente desta recomendação parece estar a aceitação do modelo sugerido por Kohler *et al.* (1955), que constituiu, desde então, uma referência para a determinação da evaporação diária dos meios lacustres a partir dos dados de tina (Gibson *et al.*, 1998).

Segundo Kohler *et al.*, (1955), a evaporação diária de um lago poderá ser obtida pela expressão

$$E_l = 0,7 [E_{Tina} + 0,00642 p \alpha_{Tina} (0,37 + 0,0255 U_{Tina}) \theta(T)] \quad (2.96)$$

onde E_l , e E_{Tina} são a evaporação do lago e a evaporação registada na tina (mm/dia), p é a pressão atmosférica do local (kPa), α_{tina} corresponde à fracção de energia aduzida à tina, por advecção, e que é mobilizada para a evaporação, U_{Tina} é o percurso diário do vento sobre a tina (km), $\theta(T)$ é uma função da diferença de temperaturas entre a água da tina e do ar ambiente traduzida por

$$\begin{aligned} \theta(T) &= (T_{Tina} - T_a)^{0,88} && ; \text{ se } T_{Tina} > T_a \\ \theta(T) &= -(T_{Tina} - T_a)^{0,88} &&] ; \text{ se } T_{Tina} < T_a \\ \theta(T) &= 0 && ; \text{ se } T_{Tina} = T_a \end{aligned} \quad (2.97)$$

em que, T_{Tina} é a temperatura média diária da água na tina (°C), T_a , é a temperatura média diária do ar (°C).

Kohler *et al.* (1955) apresentam ábacos que possibilitam o cálculo de α_{tina} para altitudes de 300 e 3000 metros. Rodrigues (1995) transcreveu para formulário os ábacos correspondentes à altitude de 300 metros onde

$$\begin{aligned} \alpha_{Tina} &= 0,35 + 0,01044 T_{Tina} + 0,000559 U_{Tina} & ; se & 0 \leq U_{Tina} < 160 \\ \alpha_{Tina} &= 0,43 + 0,01044 T_{Tina} + 0,000249 (U_{Tina} - 160) & ; se & 160 \leq U_{Tina} < 320 \\ \alpha_{Tina} &= 0,47 + 0,01044 T_{Tina} + 0,000124 (U_{Tina} - 320) & ; se & 320 \leq U_{Tina} < 480 \\ \alpha_{Tina} &= 0,49 + 0,01044 T_{Tina} + 0,000062 (U_{Tina} - 480) & ; se & U_{Tina} \geq 480 \end{aligned} \quad (2.98)$$

A equação (2.96) baseia-se no pressuposto que qualquer energia aduzida ao lago por advecção é equivalente à variação do armazenamento de calor na tina e que as condições de exposição desta são representativas das verificadas para o lago.

Ferguson *et al.* (1985) e Trivett (1983) utilizaram, com sucesso, o método anterior para estimar valores mensais de evaporação, tendo por base a adição dos valores diários obtidos sequencialmente pela equação (2.96).

Nos casos em que a temperatura da água da tina não é monitorizada, Dephon (1981) refere que o seu valor pode ser obtido de modo indirecto por correlação com a temperatura do ar ou com recurso à modelação da temperatura a partir de variáveis climatológicas: radiação solar, insolação, temperatura do ar e velocidade do vento.

2.4.7 Balanço de isótopos

O recurso aos isótopos estáveis presentes nas moléculas da água constitui outra possibilidade de determinar a evaporação a partir das superfícies livres dos lagos e albufeiras. Conceptualmente o método baseia-se no facto de o processo evaporativo conduzir a um enriquecimento isotópico da massa de água sujeita a evaporação. Este aumento de concentração dos isótopos de oxigénio e hidrogénio pode ser rigorosamente medido, possibilitando a determinação da evaporação através de adequadas equações de balanço de massa e de isótopos.

A variação da concentração dos isótopos estáveis do oxigénio e do hidrogénio em águas naturais é expressa em termos da notação delta (δ) do seguinte modo

$$\delta = \frac{R_i - R_p}{R_p} \quad (2.99)$$

onde, R_i representa a razão isotópica ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou $^2\text{H}/^1\text{H}$) da amostra e R_p representa a razão isotópica ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou $^2\text{H}/^1\text{H}$) do padrão. Os valores delta (δ) são expressos em permilagem (‰) dos desvios relativamente ao padrão. O padrão isotópico adoptado universalmente para o caso do ^{18}O e ^2H (deutério, também denominado como D) é a V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*) e é composto por uma média de amostras de água de diferentes oceanos e diferentes profundidades (Craig, 1961).

À medida que a água se vai evaporando dos oceanos e de outras massas de água, verifica-se um fraccionamento isotópico. O vapor de água fica enriquecido em isótopos leves (^{16}O e ^1H) e, conseqüentemente, empobrecido em isótopos pesados (^{18}O e ^2H). Deste modo, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ do vapor de água existente na atmosfera são, de modo geral, negativos pelo que a água resultante da precipitação atmosférica é, geralmente, deficiente em ^{18}O e ^2H , quando comparada com a água dos oceanos e lagos. Como consequência a água retida nas massas de água sujeitas à evaporação fica enriquecida em isótopos pesados, apresentando valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ superiores aos das restantes águas atmosféricas e subterrâneas, permitindo assim detectar a sua influência nas águas de outra natureza (Figura 2.7).

Craig (1961) verificou que, num diagrama de δD vs $\delta^{18}\text{O}$ os valores referentes a amostragem de águas meteóricas distribuídas pelo globo seguiam uma relação linear que designou de recta das águas meteóricas mundiais, cuja equação é

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad (2.100)$$

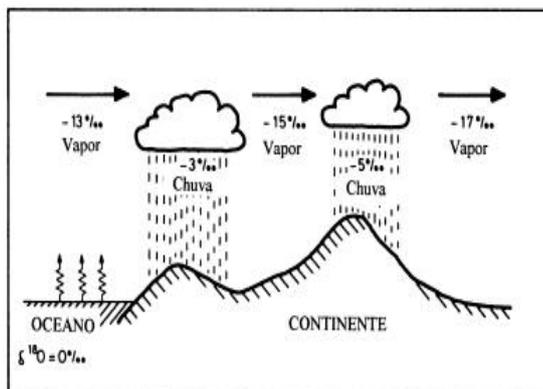


Figura 2.7
Esquema de fraccionamento dos isótopos de oxigénio da água na atmosfera. (adaptado de Hoefs, 1997).

O valor do coeficiente angular (=8) é fisicamente interpretado como resultante do fraccionamento isotópico onde os isótopos mais leves são favorecidos na transição do

estado líquido para o estado gasoso, em resultado das diferenças nas tensões de vapor entre as espécies isotópicas. Deste modo, uma água proveniente da precipitação atmosférica, que não tenha sido alvo de variação na composição isotópica ao longo dos diversos ramos do ciclo hidrológico, apresentará valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD que "caem" em cima ou próximo da recta das águas meteóricas mundiais.

No diagrama esquemático da Figura 2.8. das águas meteóricas mundiais encontra-se representada a recta AB. As águas que não tenham sido sujeitas a evaporação superficial porque se infiltram para o subsolo, serão projectadas ao longo da linha AB, enquanto que as águas que tenham sido alvo de evaporação seguirão uma linha do tipo CD, cujo coeficiente angular é inferior, de modo geral, compreendido entre 4 e 6 (IAEA, 1983). O ponto de intercepção C com a recta das águas meteóricas mundiais representará a composição em ^{18}O e D da água superficial anteriormente ao enriquecimento em isótopos pesados por evaporação.

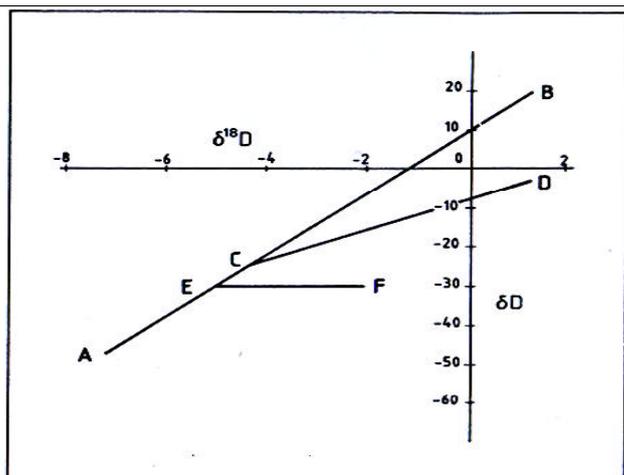


Figura 2.8
Diagrama esquemático $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$
(adaptado de IAEA, 1983).

De modo geral, as águas quentes, relacionadas com sistemas geotérmicos de alta temperatura, são representadas ao longo de uma linha do tipo EF. O ponto E, intercepção da linha EF com a recta das águas meteóricas mundiais, corresponde à composição isotópica das águas meteóricas locais, indicando a origem meteórica das águas geotérmicas. O afastamento do ponto F, relativamente ao ponto E, deve-se ao enriquecimento da água em ^{18}O devido a interacção água-rocha a temperaturas elevadas ($> 100\text{ }^\circ\text{C}$). Este enriquecimento em isótopos pesados só é efectivo para o caso do ^{18}O , dado a maioria das formações geológicas serem caracterizadas pela quase total ausência de D.

Craig e Gordon (1965) conceptualizaram um modelo em que a composição isotópica da água evaporada pode ser obtida como uma função dos parâmetros ambientais que determinam o processo evaporativo. Segundo estes autores a intensidade de evaporação em termos isotópicos, pode ser definida como:

$$\delta_E = \frac{\alpha' \delta_L - hr \delta_a - \nu}{(1 - hr + 0,001 \Delta \nu)} \quad (2.101)$$

onde: δ_E , δ_L , δ_a correspondem à composição de δD ou $\delta^{18}O$, respectivamente, na água de evaporada, na água do lago e na humidade atmosférica; α' representa o factor de separação de equilíbrio isotópico para a temperatura na interface líquido-ar e é função da temperatura superficial média da água do lago; hr , é a humidade relativa normalizada referenciada à temperatura média superficial, expressa como uma fracção; ν , representa o afastamento do factor de equilíbrio em relação à unidade e $\Delta \nu$, corresponde à parcela cinemática de fraccionamento (igual a 12,5.(1-hr) para δD e 14,2.(1-hr) para $\delta^{18}O$).

Calcular o fluxo evaporativo líquido (δ_E) de um lago através da equação (2.101) requer a monitorização dos valores mensais de quatro parâmetros: composição isotópica da humidade atmosférica (δ_a), a temperatura do ar (T_a), a temperatura da superfície da água (T_s) e a humidade relativa do ar (hr).

A equação do balanço isotópico tendo em conta o balanço de massa mensal quando aplicada a um lago, vem

$$\delta_L \frac{dV}{dt} + V \frac{d\delta_L}{dt} = \delta_I I - \delta_O O - \delta_E E + \delta_P P \quad (2.102)$$

onde os valores δ representam as concentrações de D e $\delta^{18}O$ em cada dos componentes do balanço, e P é a precipitação.. Em lagos onde se garanta a uma boa mistura entre as águas afluentes (superficiais ou subterrâneas) e a água do lago, a composição isotópica das afluências é assumida igual à composição isotópica da água do lago. Nessas condições, a equação (2.102) e a equação de balanço volumétrico do lago podem ser resolvidas em simultâneo em ordem às entradas (I) e saídas (O) da massa de água

$$I = P \left(\frac{\delta_P - \delta_L}{\delta_L - \delta_I} \right) + E \left(\frac{\delta_E - \delta_L}{\delta_L - \delta_I} \right) \quad (2.103)$$

$$O = I + P - E \quad (2.104)$$

Finalmente o valor da evaporação do lago pode ser obtido por resolução das equações (2.103) e (2.104).

Gibson *et al.*, (1998) procurando quantificar a incerteza associada à determinação das componentes do balanço volumétrico a partir do balanço de isótopos, concluem que as estimativas da evaporação para os pequenos lagos do Ártico canadiano, com recurso ao balanço de isótopos, podem oscilar em 10% relativamente os valores obtidos pelos métodos de balanço energético e de transferência de massa.

Capítulo 3

Descrição experimental e métodos

3.1 Estações experimentais

O projecto de reestruturação das redes de monitorização dos recursos hídricos, encetado pelo INAG nos finais do século passado, possibilitou a instalação de um conjunto de dez estações meteorológicas no interior do espelho de água das principais albufeiras do sul de Portugal (Figura 3.1).



Figura 3.1 Mapa do sul de Portugal com a localização das albufeiras monitorizadas.

No âmbito deste projecto foi privilegiada a instalação dos equipamentos de medida das variáveis ambientais em plataformas flutuantes em detrimento da sua localização em terra, tendo como objectivo primeiro a criação de condições que possibilitassem o efectivo conhecimento dos processos hidrológicos associados às massas de água com maior relevância estratégica da região (DSRH, 1998).

As estações flutuantes começaram a ser instaladas durante 2001 (excepto no caso de Alqueva por não estar ainda concluído). Assentavam numa configuração semelhante à utilizada nas restantes estações meteorológicas da rede de monitorização localizadas em terra. No decurso deste processo, as estações climatológicas históricas que haviam funcionado até essa data associadas aos aproveitamentos foram sendo desactivadas e substituídas pelas novas estações baseadas numa plataforma flutuante de dimensões 2,5 x 2,5m e equipadas com os sensores de precipitação, temperatura e humidade relativa do ar, direcção e velocidade do vento, radiação solar global e temperatura e nível de água em tina evaporimétrica (Figura 3.2).



Figura 3.2 Estação meteorológica flutuante pronta a ser deslocada para a sua posição definitiva no interior da albufeira do Maranhão.

Posteriormente, em 2002, foi possível incrementar o número de variáveis a monitorizar em cada estação. Procedeu-se, então, ao redimensionamento das plataformas que passaram a

ter 30 m² de área (6 x 5m) e a contemplar sensores para a monitorização da temperatura da coluna de água, dos perfis de temperatura e humidade relativa do ar, da velocidade vertical do vento e da pressão atmosférica. A Figura 3.3 esquematiza a disposição final dos equipamentos de medida nas plataformas definitivas.

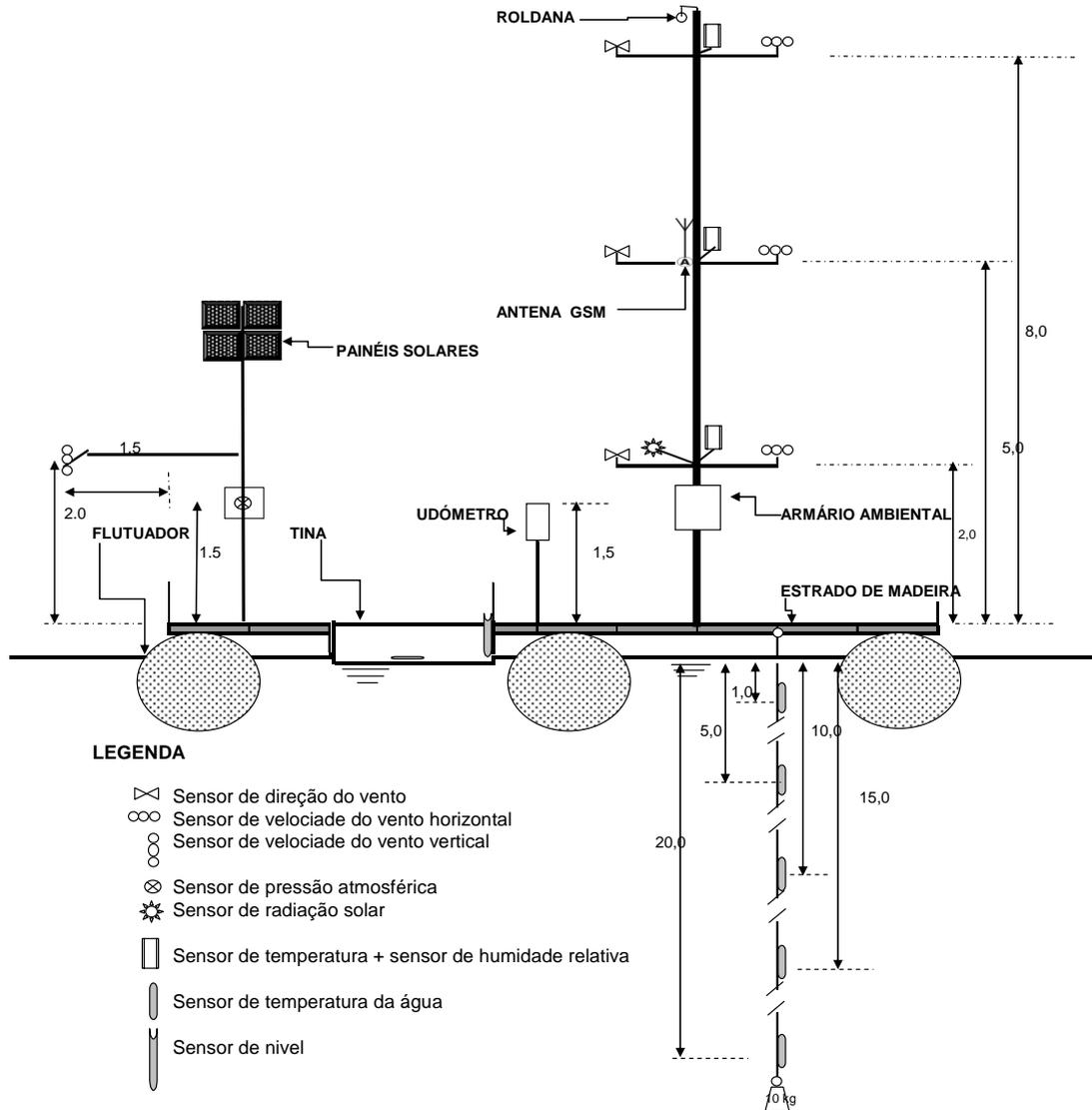


Figura 3.3 Representação esquemática da disposição dos equipamentos de medida nas estações meteorológicas flutuantes.

Nesta nova configuração, a tina evaporimétrica foi reposicionada, tendo passado da posição sobre o estrado da plataforma (Figura 3.2) para uma posição encastrada, em que a sua base contacta com a água do lago (Figura 3.3). Procurou-se desta forma reduzir os efeitos da radiação solar directa nas paredes da tina e garantir maior proximidade entre as temperaturas da água da tina e a temperatura superficial da água da albufeira.

As medições da velocidade e direcção do vento, da temperatura e humidade relativa do ar, passaram a realizar-se em três níveis (2, 5 e 8 metros). Um sensor de velocidade vertical do vento foi posicionado a 2 metros de altura sobre a espelho de água, num suporte suplementar que inclui também um sensor para a medição da pressão atmosférica e os painéis solares de carga das baterias responsáveis pela alimentação do sistema.

A temperatura da água passou a ser monitorizada por uma cadeia de 5 sensores, até à profundidade de 20 metros, colocados a 1, 5, 10, 15 e 20 metros de profundidade ao longo de um cabo de aço, lastrado na sua extremidade inferior. Todo o conjunto, cabo e sondas, encontra-se posicionado no interior de um tubo “pad” (polietileno de alta densidade) perfurado, com 90 mm de diâmetro, para protecção das sondas e reduzir o risco de eventuais enrolamentos destas nos cabos de amarração da plataforma.

A Tabela 3-1 identifica as principais características dos sensores presentes nas estações flutuantes. Acresce referir que todas as medidas são parametrizadas, pré-processadas e temporariamente armazenadas num sistema de aquisição de dados modelo Geolog S (*Logotronic, GmbH, Viena, Áustria*), ampliado na sua configuração standard para albergar o acréscimo de sensores de cada estação.

Tabela 3-1 Características principais dos sensores instalados nas estações flutuantes.

Variável	Unidades	Gama	Precisão	Sensor (marca/modelo)
Velocidade do vento	m/s	0 - 50 m/s	+/- 0,2 m/s	Thies / Clima
Direcção do vento	°	0 - 360 °	+/- 5°	Thies / Clima
Velocidade vertical do vento	m/s	0 - 25 m/s	0,3 m/s	Young / 27106
Temperatura do ar	°C	-40 - +85 °C	+/- 0,3 °C	Hygroclip
Temperatura da tina	°C	-5 - 45 °C	+/- 0,1 °C	Gealog / NTC
Temperatura da água da albufeira	°C	-5 - 45 °C	+/- 0,1 °C	Logotronic
Humidade relativa	%	0 - 100%	+/- 1,5 %	Hygroclip
Radiação solar	W/m ²	0 - 2000	+/- 5 %	Si-01TCext
Pressão atmosférica	hPa	600 - 1060	+/- 0,3 hPa	Vaisala PTB100
Precipitação (balancete)	mm	11 basc/min	0,2 mm	Young / 52202
Precipitação (sifão)	mm	0 -50 mm	0,1 mm	Young / 502002
Nível de água na tina	mm	0-50cm	0,1%	Druck /1830

A parametrização básica do sistema de aquisição de dados encontra-se listada na Tabela 3-2. A informação armazenada localmente apresenta periodicidade horária para todas as

Descrição experimental e métodos

variáveis com excepção da precipitação e da velocidade do vento, com registos ao minuto em períodos coincidentes com a ocorrência de precipitação.

Tabela 3-2 *Parametrização das variáveis no sistema de aquisição de dados.*

Variável	Canal	Ritmo de amostragem	Ritmo de armazenamento	Registo	Algoritmo
Precipitação	(1) (3) Precipit	1min	60min	valor	condicional
Velocidade do vento 2m	(2) Vel Vent	1min	60min	valor	condicional
Vel. máxima do vento 2m	(4) V V max	1min	60min	máximo	
Direcção do vento 2m	(5) Dir Vent	1min	60min	valor	
Nível da tina	(6) Evap	10min	60min	média	
Temperatura da tina	(7) Temp H20	10min	60min	média	
Temperatura do ar 2m	(8) Temp Ar	10min	60min	média	
Humidade relativa 2m	(9) Hum Rel	10min	60min	média	
Radiação solar	(10) Radiação	10min	60min	média	
Velocidade do vento 5m	(11) Vel V 5	1min	60min	valor	condicional
Vel. máxima do vento 5m	(12) V Vmax5	1min	60min	máximo	
Direcção do vento 5m	(13) Dir Vent5	60min	60min	valor	
Temperatura do ar 5m	(14) Temp Ar5	10min	60min	média	
Humidade relativa 5m	(15) Hum Rel5	10min	60min	média	
Vel.do vento 8m	(16) Vel V 8	1min	60min	valor	condicional
Vel. máxima do vento 8m	(17) V Vmax8	1min	60min	máximo	
Direcção do vento 8m	(18) Dir Vent8	60min	60min	valor	
Temperatura do ar 8m	(19) Temp Ar8	10min	60min	média	
Humidade relativa 8m	(20) Hum Rel8	10min	60min	média	
Vel.vertical do vento 2m	(21) Vert V	1min	60min	valor	condicional
Pressão atmosférica	(22) Baro	10min	60min	média	
Temperatura da água 1m	(23) T H2O 1	10min	60min	média	
Temperatura da água 5m	(24) T H2O 5	10min	60min	média	
Temperatura da água 10m	(25) T H2O 10	10min	60min	média	
Temperatura da água 15m	(26) T H2O 15	10min	60min	média	
Temperatura da água 20m	(27) T H2O 20	10min	60min	média	
Voltagem da bateria	(29) Bateria	10min	60min	média	
Temperatura no armário	(30) T Int	10min	60min	média	

Os dados armazenados no sistema de aquisição são teletransmitidos para o repositório central do SNIRH com uma periodicidade diária ou a pedido e, posteriormente,

disponibilizados, em parte e após validação sumária, na página “Dados de Base” do respectivo sítio (<http://snirh.pt/>). Durante as operações de manutenção periódicas das estações os dados armazenados entre manutenções são recolhidos e reportados ao INAG, para complemento e correcção da base de dados, na forma de relatórios de visita.

Na Tabela 3-3 encontram-se identificadas e georeferenciadas as estações meteorológicas flutuantes que suportam o presente estudo. As datas e profundidades de instalação referem-se ao início da recolha de dados.

Tabela 3-3 Identificação, localização e datas de instalação das estações meteorológicas.

Albufeira	Código (SNIRH)	Localização		Instalação	
		Latitude	Longitude	Data	Profundidade (m)
Alqueva	24L/02F	38° 13' 23,40"	-7° 27' 34,99"	22-07-2002	34,97
Alqueva (Mourão)	22M/05F	38° 23' 46,89"	-7° 23' 13,82"	26-09-2002	37,31
Alvito	24J/02F	38° 16' 56,70"	-7° 54' 47,07"	19-03-2002	32,44
Bravura	30E/03F	37° 12' 14,41"	-8° 42' 00,02"	19-04-2002	33,78
Caia	19O/02F	39° 00' 21,58"	-7° 08' 52,75"	08-03-2002	34,38
Maranhão	19J/04F	39° 00' 50,40"	-7° 58' 22,79"	22-03-2002	39,87
Odeleite	30M/05F	37° 19' 37,18"	-7° 29' 16,74"	15-04-2002	40,44
Pego do Altar	23G/01F	38° 25' 04,03"	-8° 23' 25,96"	27-03-2002	35,39
Roxo	26I/02F	37° 55' 44,31"	-8° 04' 46,71"	29-03-2002	27,07
Santa Clara	28G/01F	37° 30' 56,20"	-8° 26' 30,88"	04-04-2002	70,15

3.2 Caracterização e condicionantes dos locais monitorizados

As principais características das albufeiras são resumidas a seguir:

Alqueva

A albufeira de Alqueva localiza-se na bacia hidrográfica do rio Guadiana, aproximadamente entre as latitudes 38° 11' e 38° 48' Norte e longitudes 7° 08' e 7° 37' Oeste. Desenvolve-se a partir da barragem com o mesmo nome construída no rio Guadiana imediatamente a jusante da confluência do rio Degebe e a montante da confluência do rio Ardila e prolonga-se, rio acima, na direcção Nor-Nordeste, por cerca de 83 km, ao longo dos concelhos de Portel, Mourão, Reguengos de Monsaraz e Alandroal (ver Figura 3.4).

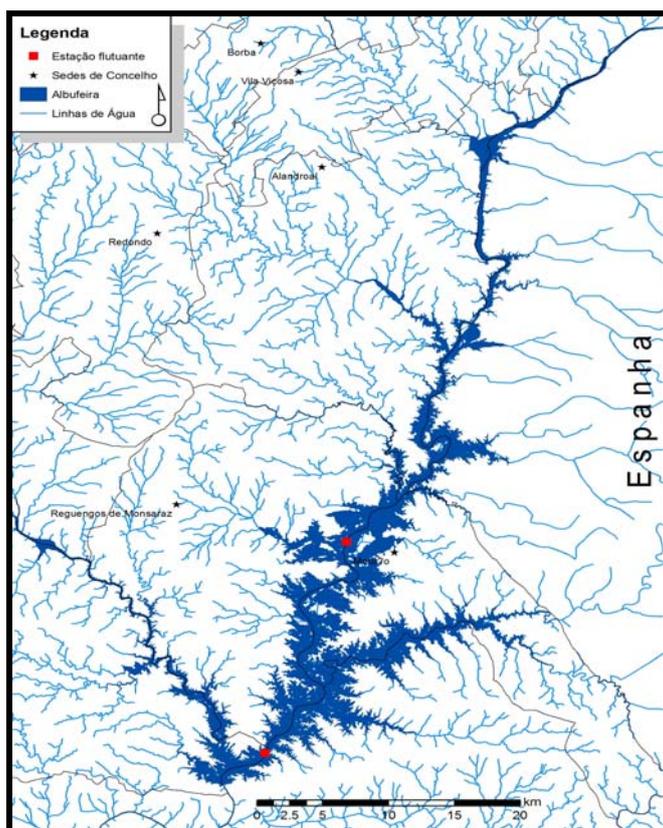


Figura 3.4
Albufeira de Alqueva.

À cota do nível de pleno armazenamento (NPA), que é de 152m, a área inundável é de 250 km². A capacidade máxima da Albufeira é de 4150 hm³, a que corresponde uma profundidade média de 16,5 m.

Os locais de implantação das estações flutuantes apresentam uma franca exposição aos ventos de NNE.

Alvito

A barragem do Alvito, localizada na Ribeira de Odivelas, na freguesia de Oriola, concelho de Cuba, define uma albufeira com o mesmo nome situada entre as latitudes 38° 16' e 38° 19' Norte e as longitudes 7° 55' e 7° 10' Oeste. Os terrenos que inunda pertencem aos concelhos de Portel, Cuba e Viana do Alentejo (Figura 3.5).

Na sua máxima capacidade (NPA =197,5 m) inunda uma superfície de 14,80 km² e armazena um volume de 132,50 hm³, que resulta da drenagem de uma bacia com 212 km² de área. A profundidade média das águas na albufeira é de 8,95 m.

A albufeira tem o seu desenvolvimento mais significativo segundo a direcção Nordeste, onde atinge um comprimento máximo de cerca de 7 km. Igualmente relevante é o braço longo do vale da ribeira Cegonha, na margem direita da ribeira de Odivelas e que se estende na direcção Norte-Noroeste por 5,6 km no sentido do concelho de Viana do Alentejo.

O local de mediação na albufeira de Alvito tem franca exposição aos ventos do quadrante Norte.

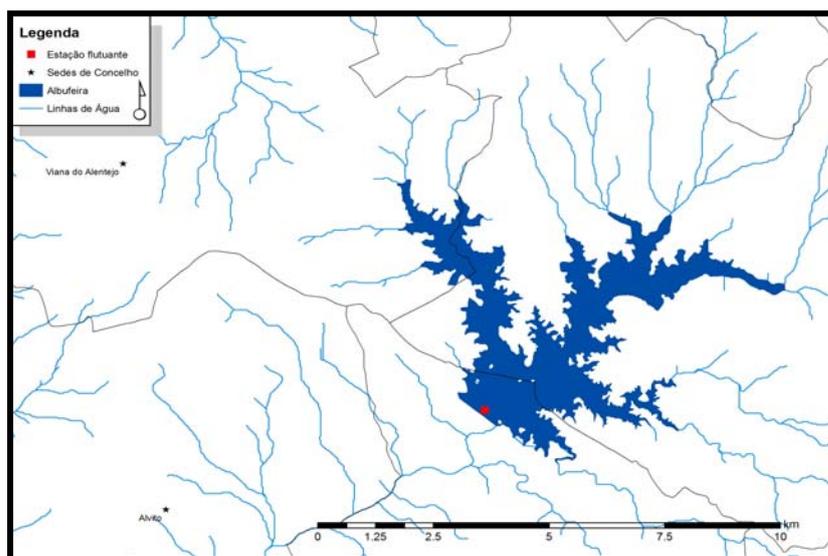


Figura 3.5
Albufeira de Alvito.

Bravura

A albufeira da Bravura localiza-se, aproximadamente, entre as latitudes 37° 12' e 37° 14' Norte e as longitudes 8° 43' e 8° 40' Oeste e desenvolve-se a partir da barragem construída na ribeira de Odiáxere, drenando uma área de 76,8 km². Esta albufeira situa-se na zona sul da serra de Espinhaço de Cão, na fronteira entre a zona serrana algarvia e a bacia sedimentar do Barlavento, e reparte-se pelas freguesias de Bensafrim, no município de Lagos, e de Marmeleite, no município de Monchique.

Ao nível de pleno armazenamento, que é de 84,1m, inunda uma área de 2,85 km² e armazena cerca de 34,825 hm³ de água. A albufeira tem o seu desenvolvimento maior segundo a direcção Norte-Noroeste, onde atinge um comprimento máximo de 5,5 km e uma profundidade média de cerca de 12,3 m, estendendo-se por três braços principais: o da

margem direita, associado à ribeira de Odiáxere, e os braços de Corsino e Vagarosa, na margem esquerda (Figura 3.6).

O local de implantação da estação flutuante apresenta franca exposição aos ventos de Norte.

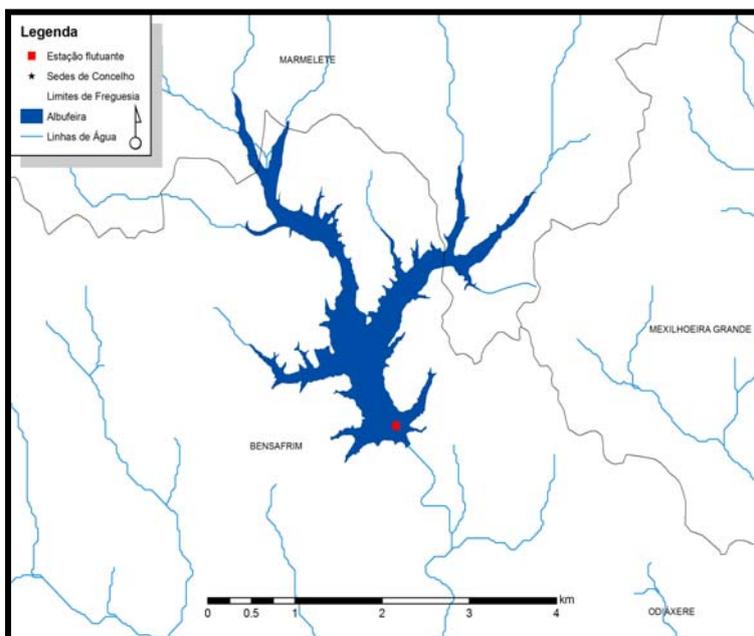


Figura 3.6
Albufeira da Bravura.

Caia

Localizada no concelho de Campo Maior, a barragem do Caia define uma bacia hidrográfica com 595 km² e uma albufeira aproximadamente entre as latitudes 38° 59' e 38° 03' Norte e as longitudes 7° 14' e 7° 08' Oeste. Ao nível de pleno armazenamento, que é 233,50 m, a área inundada pela albufeira é de 19,7 km², repartida pelos concelhos de Elvas e Arronches (Figura 3.7). Na sua máxima capacidade armazena um volume de 192,3 hm³.

A albufeira tem o seu desenvolvimento maior segundo a direcção Noroeste, onde atinge um comprimento máximo de 12,8 km e uma profundidade média de 9,8 m.

O ponto de medição tem franca exposição aos ventos do quadrante Norte.

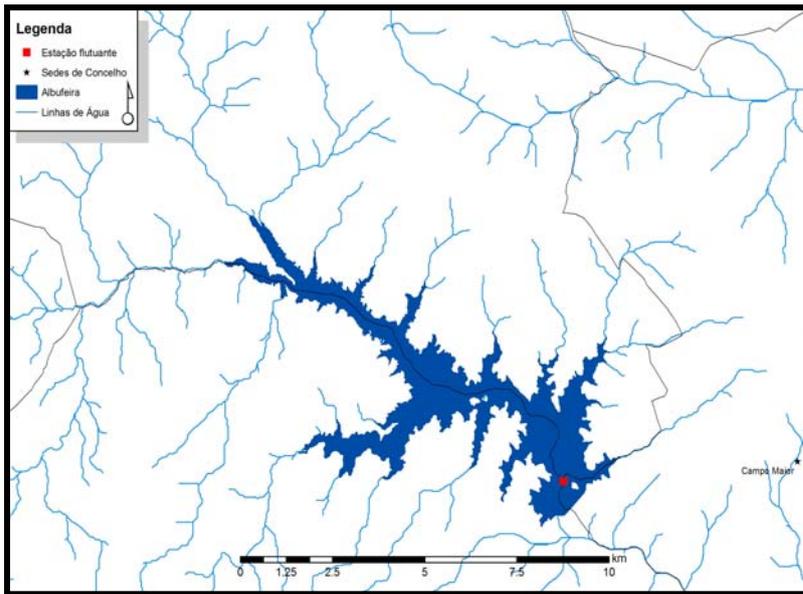


Figura 3.7
Albufeira do Caia.

Maranhão

Construída na ribeira da Seda no local de Maranhão, concelho de Avis, a barragem do Maranhão define uma bacia hidrográfica com 2282 km² e uma albufeira com uma capacidade de 205,4 hm³ quando é atingido o nível de pleno armazenamento, à cota de 130 m.

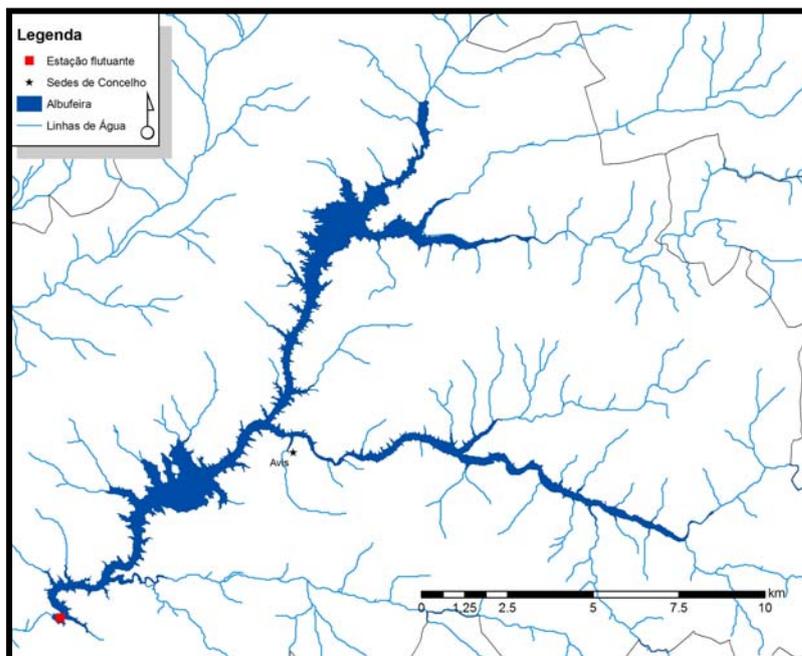


Figura 3.8
Albufeira do Maranhão.

A superfície do espelho de água desenvolve-se entre as latitudes 39° 00' e 39° 10' Norte e as longitudes 7° 58' e 7° 49' Oeste abrangendo uma área de 19,6 km² que se estende por cerca de 25 km, segundo a direcção Nordeste (Figura 3.8).

Apresenta uma profundidade média de 10,48 m e uma profundidade máxima de 44 m.

O local de medição não apresenta exposição significativa aos ventos dominantes.

Odeleite

A albufeira de Odeleite localiza-se no concelho de Castro Marim, junto à aldeia que lhe dá o nome, e define uma bacia drenante de 352 km². O seu desenvolvimento principal segue a direcção Oeste-Noroeste por um extensão de cerca de 18 km (Figura 3.9) entre as latitudes 37° 19' e 37° 20' Norte e as longitudes 7° 29' e 7° 36' Oeste. À cota de pleno armazenamento, que é de 52 m, retém um volume de água de 130 hm³ e inunda uma superfície de 7,20 km². A profundidade máxima é 45 m atingida junto à barragem. A profundidade média é de 18,6 m.

O ponto de medição tem clara exposição aos ventos de NNO.

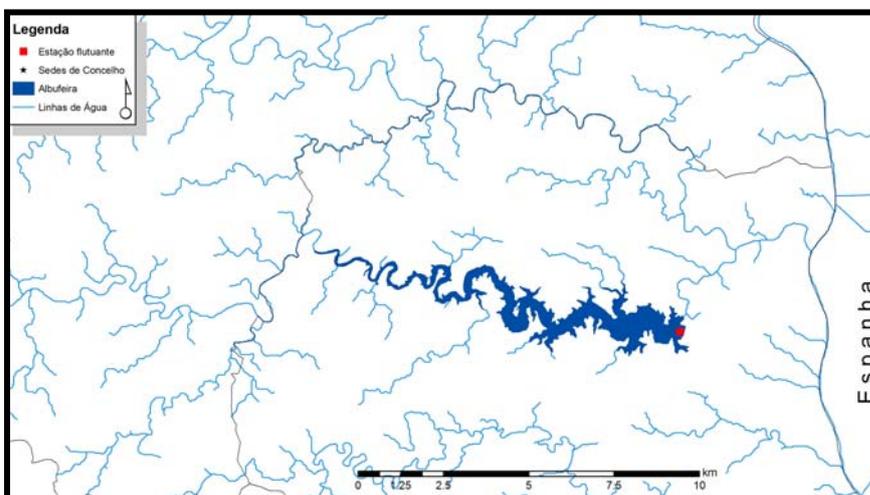


Figura 3.9
Albufeira de Odeleite.

Pego do Altar

A albufeira do Pego do Altar localiza-se entre as latitudes 38° 23' e 38° 28' Norte e as longitudes 8° 23' e 8° 16' Oeste, na bacia hidrográfica da ribeira de Santa Catarina e define

uma bacia hidrográfica com 743 km². Na sua máxima capacidade o espelho de água atinge a cota de 52,26 m e desenvolve-se por uma área de 7,98 km², armazenando um volume de 94 hm³. Na direcção Este-Oeste atinge a sua extensão máxima de 15 km (Figura 3.10). A profundidade média é de 11.9 m e a profundidade máxima é de 37.3 m junto à barragem.

A exposição aos ventos dominantes de Norte não é significativa ainda que o *fetch* seja superior a 500m.

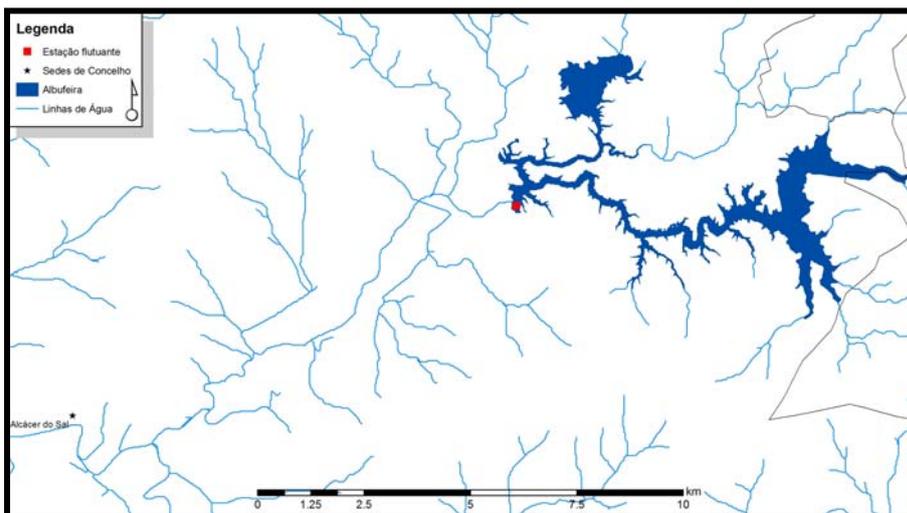


Figura 3.10
Albufeira de Pego do Altar.

Roxo

Implementada na ribeira com o mesmo nome (também designada por ribeira de Santa Vitória), a albufeira do Roxo define uma bacia hidrográfica com 351 km², dos quais 13,78 km² ficam inundados quando é atingida a cota de pleno armazenamento, que é de 136 m. A sua capacidade é de 96,311 hm³, dos quais 89,311 hm³ correspondem à capacidade útil e 6,800 hm³ corresponde a capacidade morta. A albufeira desenvolve-se nos concelhos de Aljustrel e Beja, entre as latitudes 38° 10' e 38° 13' Norte e as longitudes 8° 07' e 8° 03' Oeste, segundo dois braços principais, um na direcção Sudeste com cerca de 4,3 km de extensão e outro na direcção (Lés-Nordeste) com cerca de 3,2 km (Figura 3.11). À sua máxima capacidade, a albufeira apresenta uma profundidade máxima de 27,3 m e uma profundidade média de cerca de 3,6 m.

A estação de monitorização encontra-se instalada num local de franca exposição aos ventos de NNE.

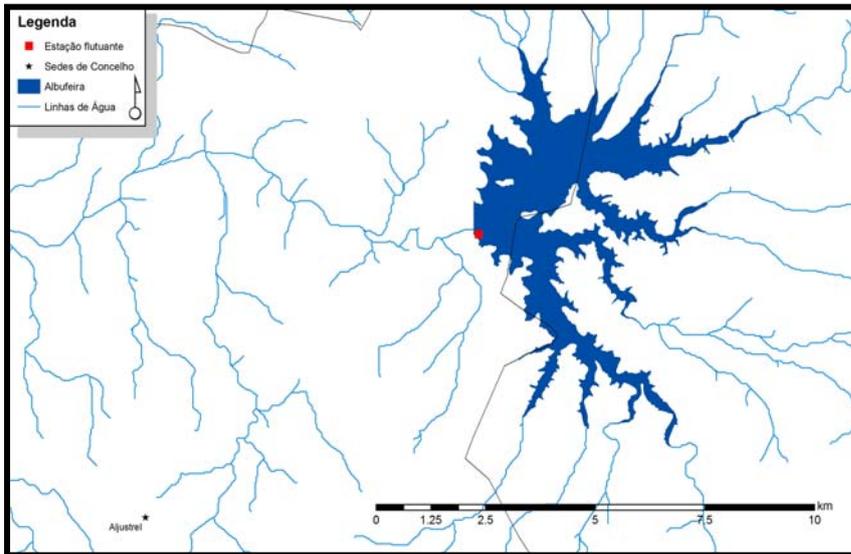


Figura 3.11
Albufeira do Roxo.

Santa Clara

Localizada no rio Mira, cerca de 3 km a montante da localidade de Santa Clara-a-Velha no concelho de Odemira, a barragem de Santa Clara define uma bacia hidrográfica com uma área aproximada de 520 km² e serve uma albufeira com uma capacidade de 485 hm³, localizada entre as latitudes 37° 28' e 34° 14' Norte e as longitudes 8° 26' e 8° 18' Oeste (Figura 3.12).

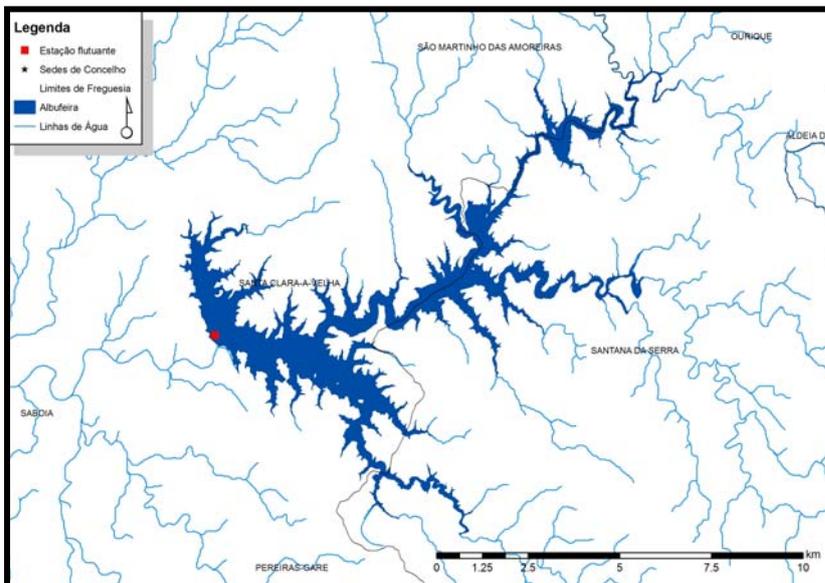


Figura 3.12
Albufeira de Santa Clara.

A área inundada pela albufeira, ao nível do pleno armazenamento (NPA a 130 m) é de 19,86 km², correspondendo a um perímetro de 230 km e a uma profundidade máxima e média, respectivamente, de 75 e 24,2 m. O seu desenvolvimento principal faz-se na direcção Nordeste numa extensão aproximada de 21,2 km. O ponto de medição tem franca exposição aos ventos de NNO.

Tabela 3-4 Principais características morfométricas das albufeiras.

Parâmetro	Albufeira								
	Alqueva	Alvito	Bravura	Caia	Maranhão	Odeleite	Pego do Altar	Roxo	Sta Clara
NPA (m)	152	197.5	84.1	233.5	130	52	52.3	136	130
V (hm ³)	4150	132.5	34.8	192.3	205.4	130	94	96.3	485
A _s (km ²)	250	14.8	2.85	19.7	19.6	7.2	7.98	13.78	19.86
Prof_med (m)	16.60	8.95	12.22	9.76	10.48	18.06	11.78	6.99	24.42
Prof_max (m)	77.0	32.8	34.5	37.2	44.0	41.3	37.3	27.3	71.6
P (km)	1712	93.2	33.9	99.8	188	65.3	94.7	99.2	230
L (km)	83	7	5.5	12.8	25	18	15	4.3	21.2
Rácio (P/L)	20.6	13.3	6.2	7.8	7.5	3.6	6.3	23.1	10.9
kc (-)	30.3	6.8	5.6	6.3	11.9	6.8	9.4	7.5	14.5
A _d (km ²)	55400	212	76.8	571	2282	352	743	351	520
Rácio (A _d /A _s)	222	14	27	29	116	49	93	25	26

NPA – nível de pleno armazenamento; V – capacidade; A_s - área inundada; Prof_med – profundidade média; Prof_max – profundidade máxima; P – perímetro; L – comprimento principal; kc – coeficiente de compacidade (Gravellius); A_d – área de drenagem.

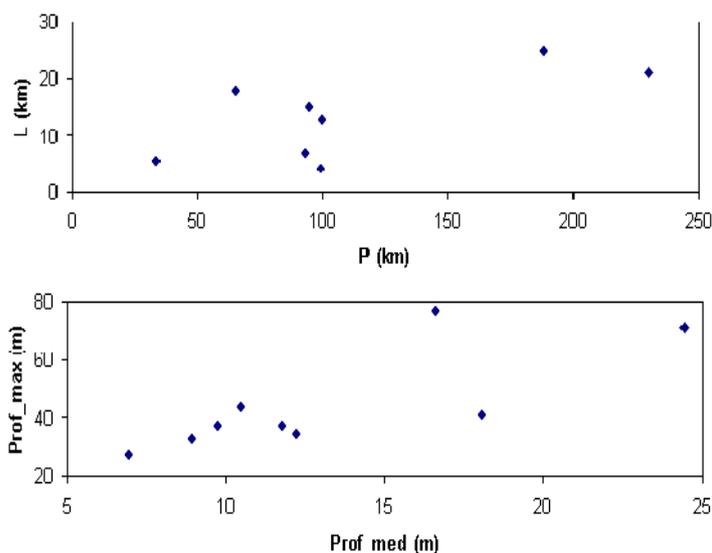


Figura 3.13

Características morfométricas das albufeiras. A) Relação linear entre o maior comprimento e o perímetro do espelho de água ($R^2 = 0,50$, excluindo Alqueva); B) Relação linear entre a profundidade máxima e a profundidade média ($R^2 = 0,62$; $R^2 = 0,80$, excluindo Alqueva).

Na Figura 3.14 é possível avaliar as flutuações temporais da cota da superfície livre em cada albufeira e inferir das oscilações nos níveis de armazenamento a que cada uma das estações flutuantes foi sujeita. No caso de Alqueva, a instalação das plataformas teve lugar ainda no período de enchimento da albufeira. Por isso, só a partir de primavera de 2004 foi atingida alguma estabilidade dos níveis. Nos restantes aproveitamentos as oscilações registadas no período 2002-2007 variam entre 4 metros, para o caso de Alvito, e 18 metros em Odeleite.

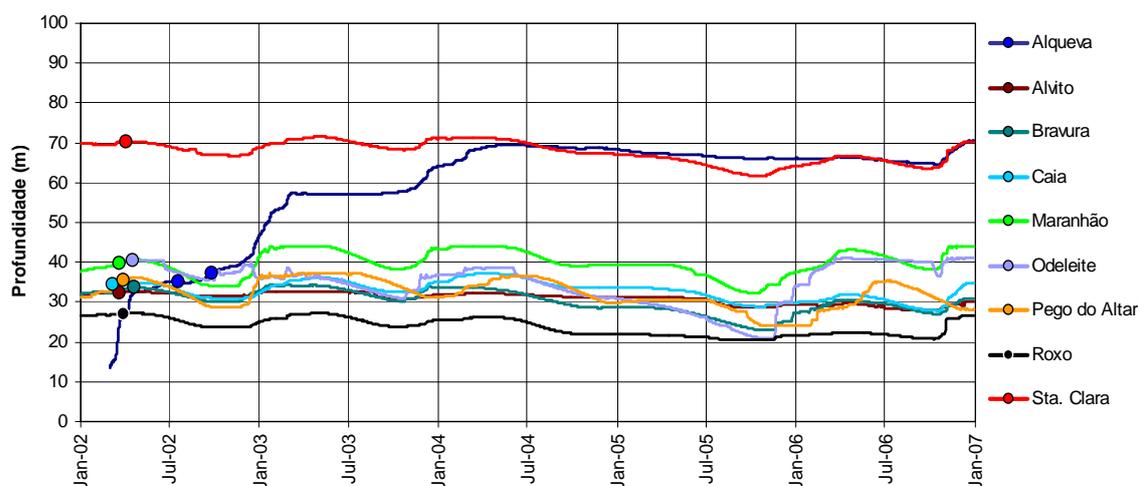


Figura 3.14 Evolução das profundidades em cada albufeira e data de instalação das estações de monitorização.

3.3 Avaliação da informação recolhida

A informação hidrometeorológica utilizada neste trabalho com origem nas estações flutuantes abarca os anos 2002 a 2006 e é complementada com os dados históricos das estações mais próximas dos aproveitamentos, muitas das quais extintas e substituídas pelas novas estações no interior do espelho de água.

A parametrização dos sensores (Tabela 3-3) aponta, desde logo, para a recolha de um enorme manancial de informação, quer no que concerne ao número de variáveis medidas quer em termos da periodicidade com que os registos são realizados.

Sem outro objectivo que não seja a percepção para o volume de dados recolhidos, apresentam-se na Figura 3.15 os registos correspondentes aos valores horários para quatro dos principais parâmetros atmosféricos monitorizados aos dois metros de altura. Os dados

reportam-se a uma das estações da albufeira de Alqueva e correspondem aos valores medidos até Março de 2006 em virtude dos registos posteriores terem sido truncados para aplicação informática usada na construção dos gráficos.

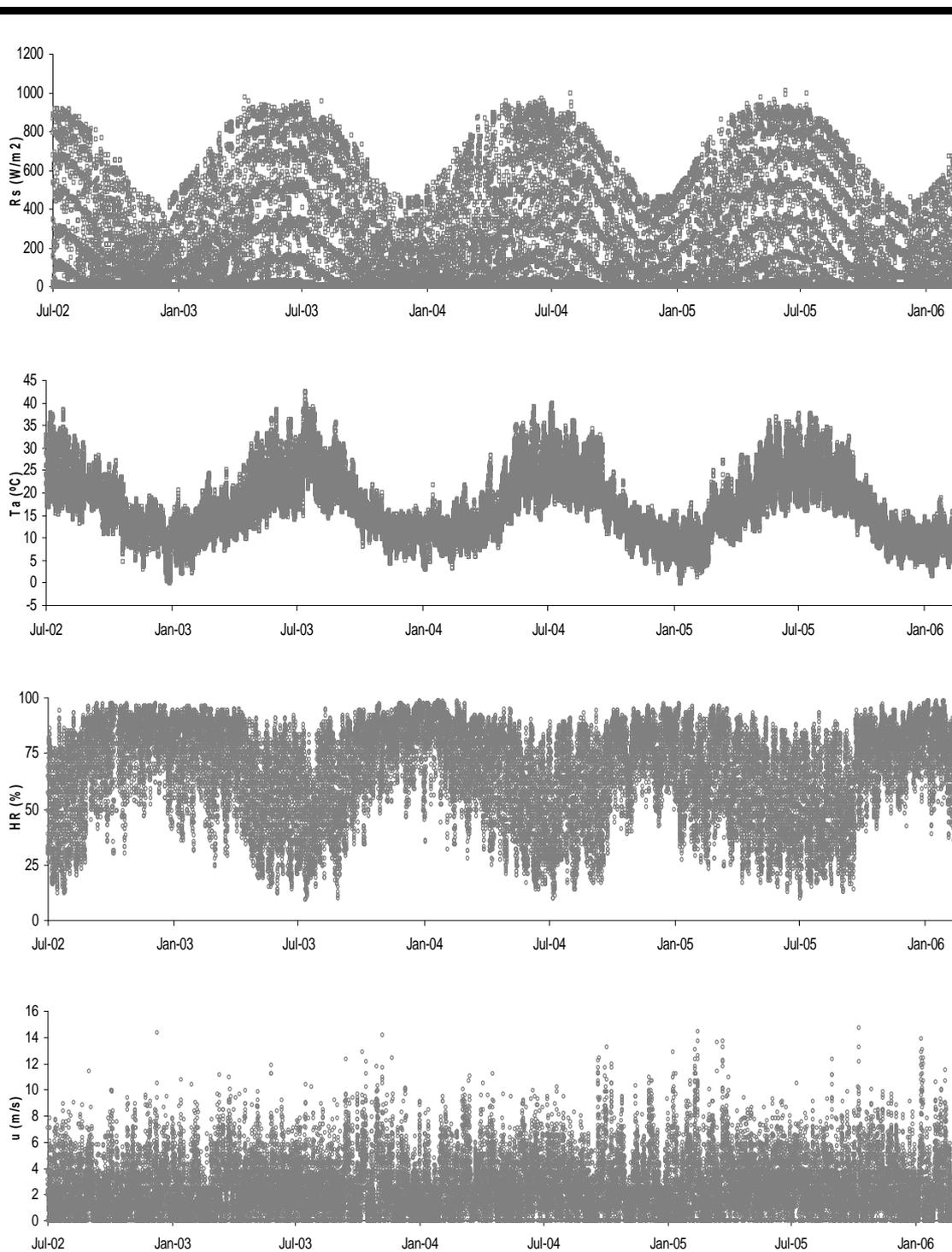


Figura 3.15 Registos horários relativos a quatro variáveis atmosféricas monitorizadas.

A Figura 3.16 apresenta a evolução mensal para o ano médio no período 2002-2006 das quatro principais variáveis atmosféricas observadas. Na Tabela A-1, em anexo, encontra-se informação estatística dos elementos climáticos horários nas estações flutuantes por semestre (húmido e seco) e por ano.

No que à temperatura do ar diz respeito, as observações revelam grande homogeneidade entre os vários locais, com uma variação anual entre 8,5 e 24,2 °C. No Inverno, as temperaturas mais elevadas ocorrem nas albufeiras situadas mais a sul, designadamente em Odeleite, Bravura e Santa Clara, com cerca de + 4 °C, quando comparadas com as temperaturas mais baixas registadas nas albufeiras do Caia, Maranhão e Roxo. No Verão, Odeleite mantém valores elevados, comparativamente, e é acompanhada nesse registo por Alqueva, Caia e Maranhão.

A humidade relativa apresenta comportamento similar ao da temperatura. Os valores registados encontram-se dentro do que é expectável na região com os maiores valores (>80%) a ocorrerem nos meses de Novembro, Dezembro e Janeiro e os menores a registarem-se nos meses de Verão, período onde a variabilidade entre albufeiras também é mais acentuada.

A análise comparada da velocidade do vento evidencia diferenças significativas entre albufeiras. As variações mensais em cada albufeira são pouco significativas, embora se observe uma tendência ligeira de subida nos valores do módulo do vento durante os meses de Verão. Este aumento da velocidade poderá dever-se ao efeito de nortada tão característico nas nossas condições climáticas e que poderá explicar a maior variabilidade verificada nos valores observados nas albufeiras da Bravura e Caia, cuja fisiografia local favorece o estabelecimento de longos *fetchs* (máxima distância sobre a água percorrida pelo vento) segundo esse quadrante.

Os valores da radiação mensal apresentam-se consistentes para a generalidade das albufeiras. Alguma anomalia parece existir nos dados de Santa Clara e Maranhão que apresentam maiores valores de radiação quando comparados com os restantes. Tendo em conta que esta diferença permanece praticamente constante ao longo do ano, a existência de um erro sistemático nestes dois registos poderá explicar aquelas discrepâncias.

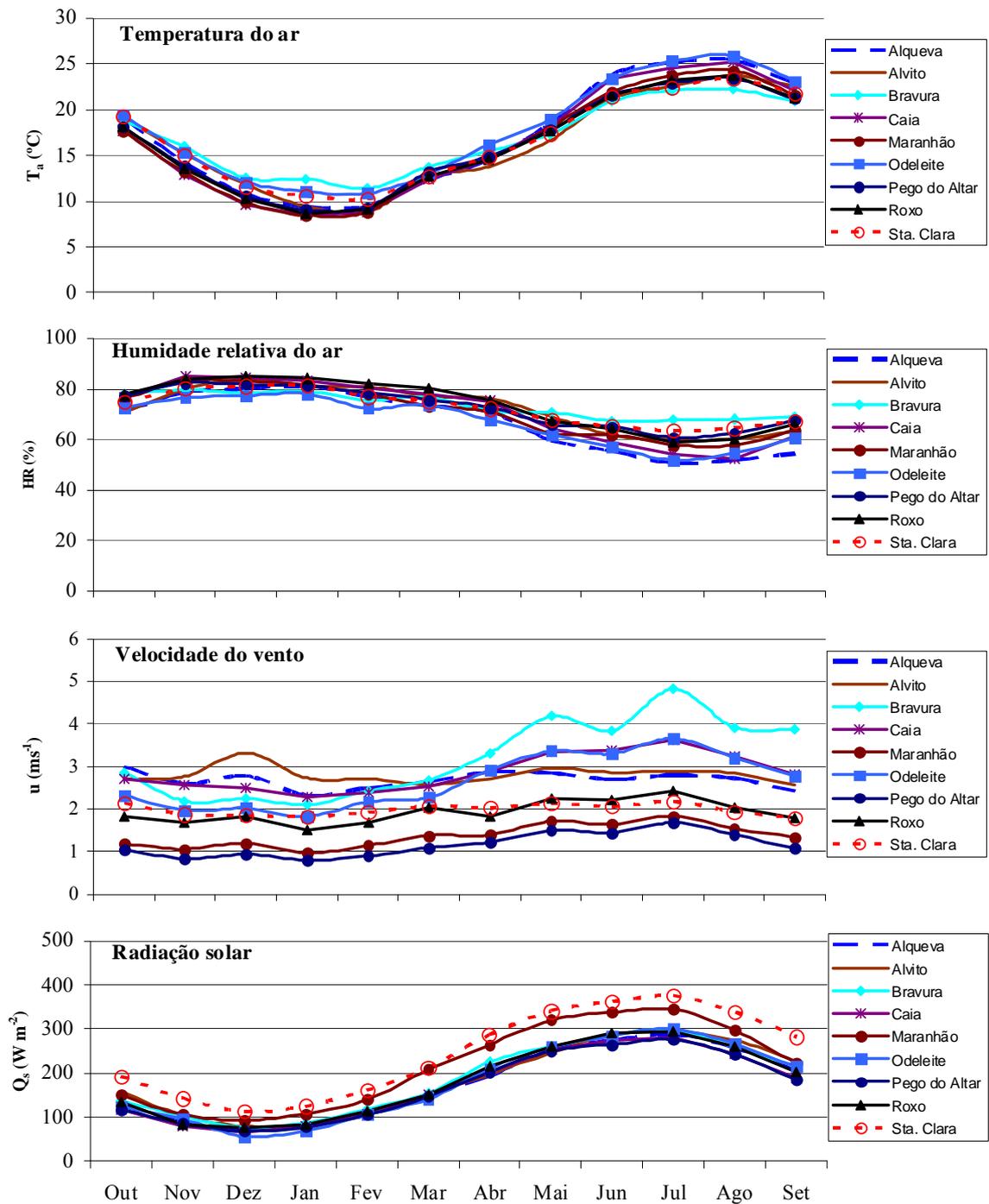


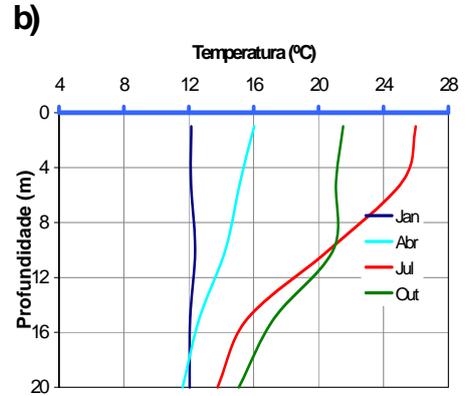
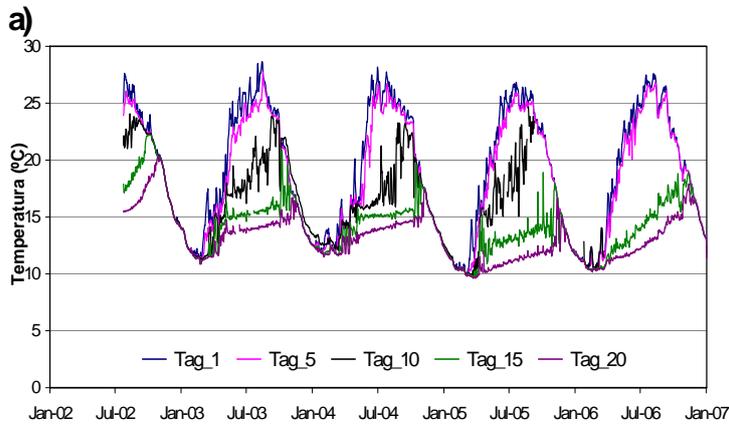
Figura 3.16 Evolução mensal dos valores da temperatura do ar, humidade relativa, velocidade do vento e radiação solar no período 2002-2006. Medições aos 2 metros de altura.

A Tabela 3-5 e as Figuras 3.17, 3.18 e 3.19 resumem a evolução diária de temperatura da água registada em cada uma das albufeiras. A análise comparativa da evolução térmica, quer em termos temporais quer espaciais (profundidades), permite concluir idêntico

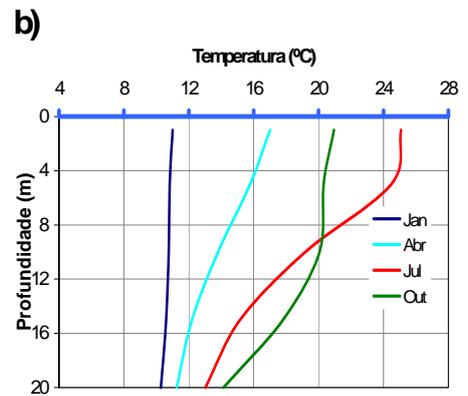
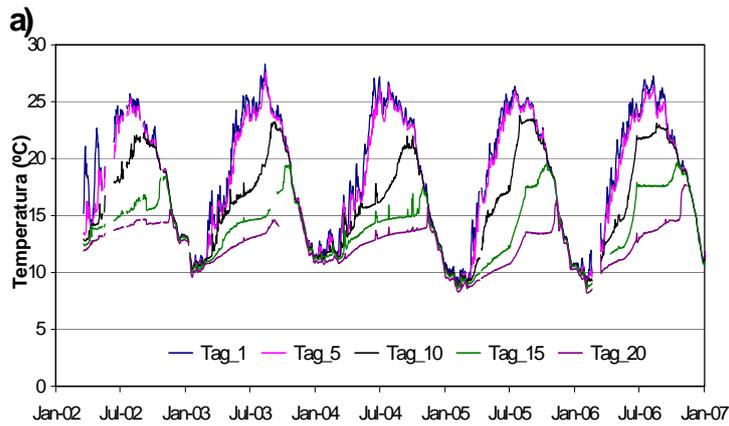
comportamento térmico entre as várias albufeiras. As maiores amplitudes ocorrem à superfície e apresentam valores entre 16 e 18 °C, com os valores máximos de temperatura superficial entre 25 a 27 °C a registarem-se nos meses de Julho e Agosto. À máxima profundidade monitorizada (20 m), as amplitudes térmicas registadas variaram entre 8 e 10 °C. Os valores mínimos ocorrem nos meses de Janeiro e Fevereiro e, para a generalidade das albufeiras, o seu valor não desce abaixo dos 10 °C.

Os perfis térmicos, reduzidos aos quatro meses considerados mais representativos da evolução térmica da coluna de água, denotam igual comportamento na generalidade das albufeiras. Em Janeiro, o perfil apresenta-se isotérmico em todos os casos. Em Abril, correspondendo ao incremento da temperatura do ar, radiação solar e da duração média dos dias, observa-se um aquecimento em profundidade a partir da superfície e o início da estratificação térmica, que atinge o seu máximo nos meses de Verão. Em Junho, a compartimentação da coluna de água em camadas de diferentes temperaturas é evidenciada em todos os casos. Nalgumas albufeiras torna-se claro o estabelecimento de uma camada superficial, onde a temperatura pode ser considerada constante (camada de mistura induzida pela ondulação), que se sobrepõe a outra camada, onde a temperatura varia em função da profundidade (termoclina). No início do Outono observa-se a diminuição da temperatura superficial, que se estende em profundidade e que leva à progressiva diminuição da termoclina até ao restabelecimento do perfil isotérmico em Janeiro/Fevereiro.

Alqueva



Alvito



Bravura

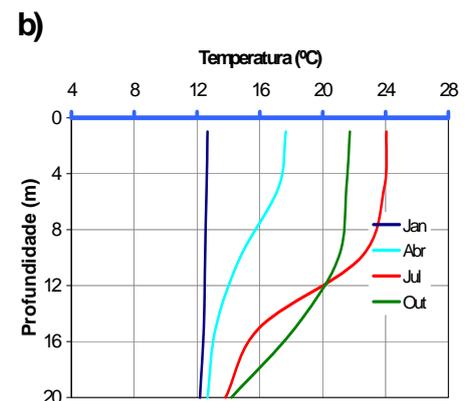
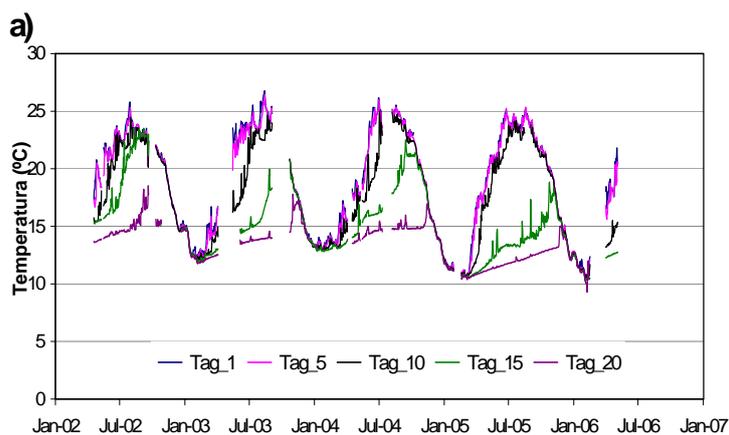
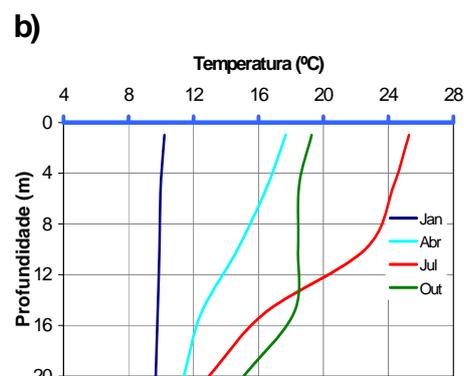
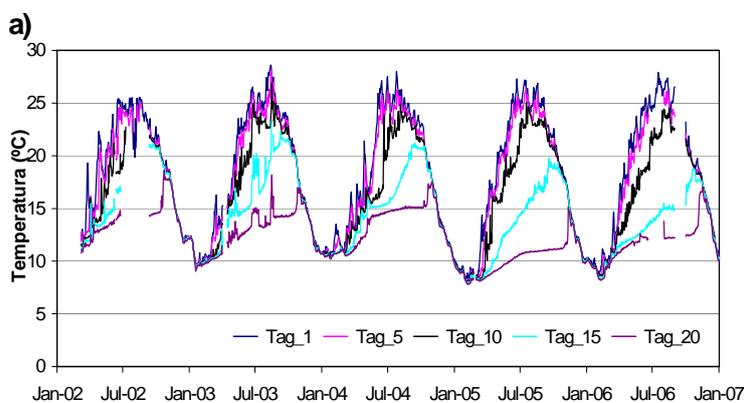
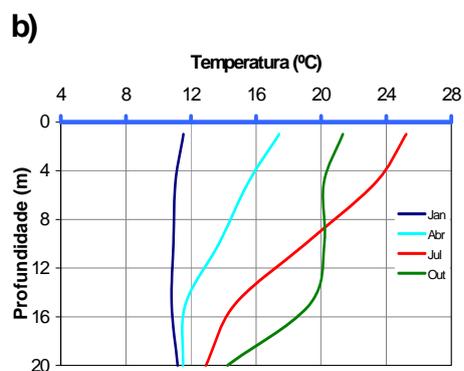
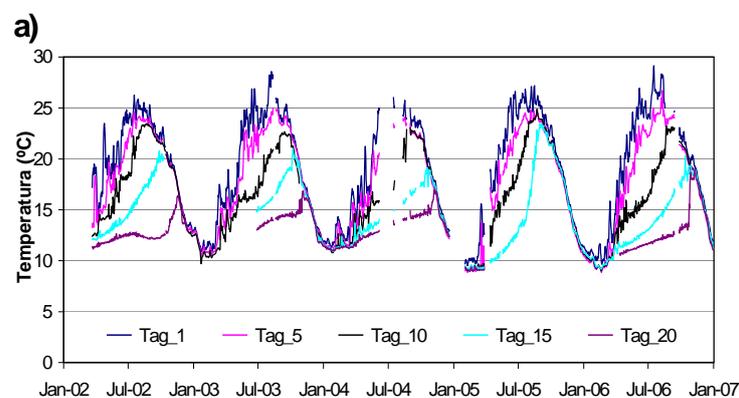


Figura 3.17 Valores diários da temperatura da água observada nas profundidades 1, 5, 10, 15 e 20 metros nas albufeiras de Alqueva, Alvito e Bravura [a)] e correspondentes perfis térmicos médios mensais no período 2002-2006 [b)].

Caia



Maranhão



Odeleite

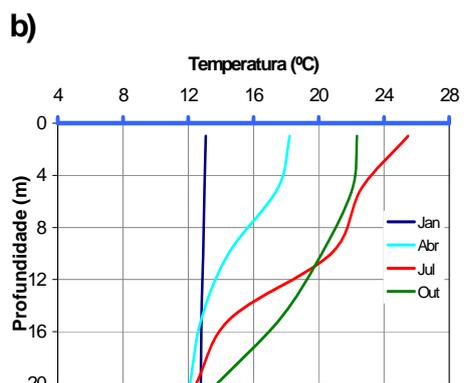
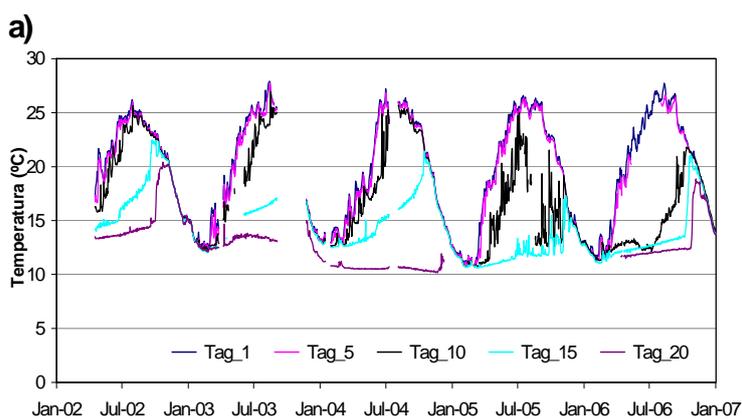
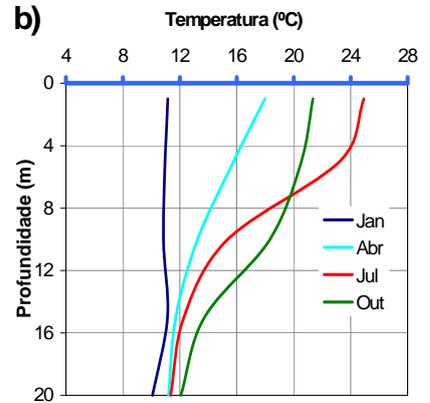
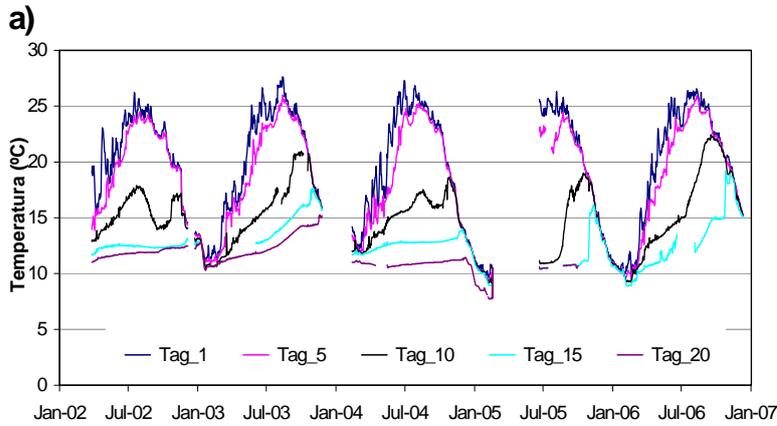
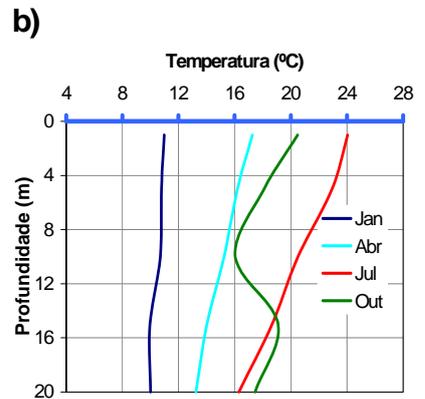
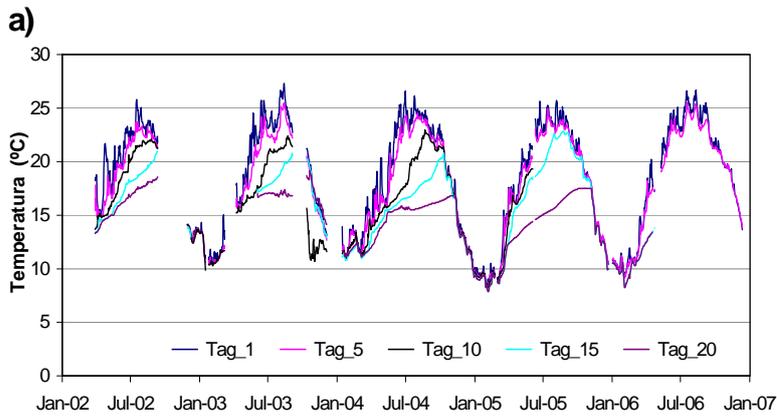


Figura 3.18 Valores diários da temperatura da água observada nas profundidades 1, 5, 10, 15 e 20 metros para as albufeiras do Caia, Maranhão e Odeleite [a] e correspondentes perfis térmicos médios mensais no período 2002-2006 [b].

Pego do Altar



Roxo



Sta. Clara

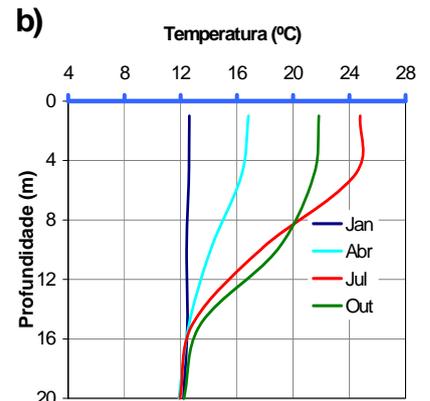
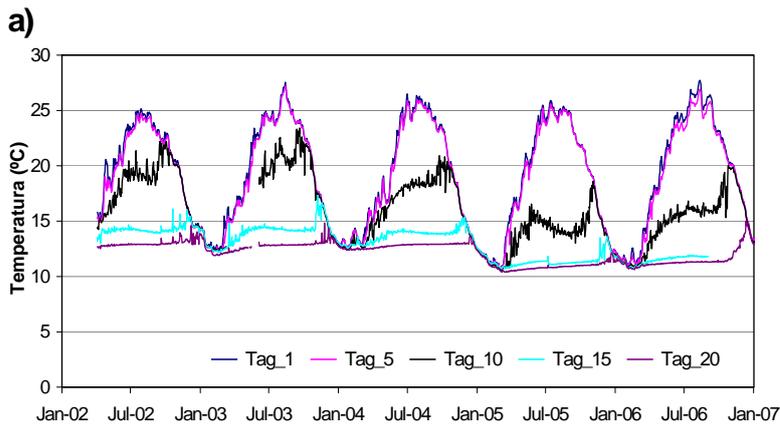


Figura 3.19 Valores médios da temperatura da água observada nas profundidades 1, 5, 10, 15 e 20 metros para as albufeiras de Pego do Altar, Roxo e Santa Clara [a)] e correspondentes perfis térmicos médios mensais no período 2002-2006 [b)].

Os perfis térmicos observados na albufeira de Santa Clara possibilitam concluir que a estabilização da temperatura na coluna de água ocorre a partir da profundidade de 20 metros. Esta evidência não se apresenta clara nos restantes casos, onde a monitorização até à profundidade de 20 metros parece insuficiente para a caracterização do perfil térmico na sua totalidade. Um dos motivos para a estabilização das temperaturas verificada em Santa Clara poderá residir na menor variabilidade dos níveis devido à fraca representatividade dos usos.

Uma análise mais apurada das variações bruscas de temperatura que se estabelecem entre Novembro e Dezembro nas profundidades intermédias (10 a 15 metros) em algumas albufeiras pode suportar a tese que aponta para a ocorrência de *turnovers*, ou seja, afundamentos das camadas superficiais mais frias e densas que substituem as mais profundas com maior energia térmica armazenada e conseqüente aumento da evaporação naqueles meses.

Tabela 3-5 - Temperatura da água (°C) em função de profundidade (Valores diários).

Albufeira	Estatística	Profundidades				
		1 m	5 m	10 m	15 m	20 m
Alqueva	Média	18,8	18,2	16,3	14,3	13,2
	Desvio Padrão	5,4	5,1	3,9	2,5	2,0
	Máximo	27,2	25,6	23,0	21,5	18,9
	Mínimo	10,6	10,5	10,1	9,9	9,8
	Amplitude	16,6	15,2	13,0	11,6	9,1
Alvito	Média	18,7	18,2	16,1	14,0	12,4
	Desvio Padrão	5,2	5,1	4,0	2,7	1,9
	Máximo	26,3	25,7	23,3	19,0	17,5
	Mínimo	9,7	9,4	9,3	8,9	8,5
	Amplitude	16,6	16,2	14,0	10,1	9,1
Bravura	Média	19,4	19,2	17,9	15,3	13,5
	Desvio Padrão	4,5	4,5	4,1	3,0	1,6
	Máximo	25,6	25,1	24,3	22,9	17,0
	Mínimo	10,9	11,0	10,8	10,5	10,4
	Amplitude	14,7	14,1	13,6	12,4	6,6
Caia	Média	18,1	17,3	16,2	14,1	12,3
	Desvio Padrão	5,6	5,3	4,7	3,5	2,1
	Máximo	26,7	25,5	23,7	21,4	16,2
	Mínimo	8,8	8,5	8,4	8,2	8,1
	Amplitude	17,8	17,0	15,3	13,2	8,2
Maranhão	Média	19,2	17,8	16,2	14,5	12,9
	Desvio Padrão	5,1	4,7	4,2	3,3	1,7
	Máximo	27,0	24,3	24,0	22,4	17,5
	Mínimo	10,0	9,1	9,2	9,3	9,1
	Amplitude	17,0	15,2	14,7	13,1	8,3
Odeleite	Média	19,8	19,3	17,0	14,4	12,9
	Desvio Padrão	4,8	4,7	4,2	2,6	2,2
	Máximo	26,6	26,1	25,1	21,4	19,4
	Mínimo	11,3	11,2	10,9	10,7	10,3
	Amplitude	15,2	14,8	14,2	10,7	9,1
Pego do Altar	Média	19,5	18,5	14,8	12,7	11,5
	Desvio Padrão	5,1	4,8	3,0	1,9	1,2
	Máximo	27,6	26,0	22,4	19,2	15,3
	Mínimo	9,6	9,3	9,1	8,9	7,7
	Amplitude	18,0	16,7	13,3	10,3	7,6
Roxo	Média	18,2	17,6	15,8	15,5	14,3
	Desvio Padrão	4,9	4,7	4,0	3,8	2,7
	Máximo	25,4	24,1	21,9	22,5	18,3
	Mínimo	9,3	9,2	9,0	8,6	8,6
	Amplitude	16,1	14,9	13,0	13,8	9,7
Santa Clara	Média	19,2	18,9	15,8	13,0	12,2
	Desvio Padrão	4,7	4,6	3,0	1,4	0,9
	Máximo	26,3	26,0	21,6	15,9	13,9
	Mínimo	11,3	11,3	10,9	10,8	10,5
	Amplitude	15,0	14,7	10,8	5,0	3,4

3.4 Estimação da evaporação com base nos dispositivos experimentais

A descrição dos métodos e metodologias de aplicação mais comum para a determinação das perdas de água por evaporação foi objecto de referência no Capítulo 2. Tendo em conta a informação disponível nas estações metodológicas flutuantes e aspectos relacionados com a maior ou menor portabilidade, robustez e necessidade de dados de base de cada uma das metodologias de cálculo, foram seleccionados neste trabalho os métodos/modelos que passaremos a descrever nas próximas secções.

3.4.1 Balanço de energia pela razão de Bowen

O recurso à razão de Bowen na equação do balanço de energia (BERB) assenta nos pressupostos de que o quociente entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente é compatível com a medição das variáveis microclimatológicas e que podem ser negligenciados os erros que resultam de se ignorarem eventuais covariâncias entre a velocidade do vento e as diferenças de temperaturas ou de tensões de vapor na interface líquido-ar (Lenters *et al.*, 2005).

O método BERB foi o seleccionado como padrão para determinação da evaporação de cada uma das albufeiras tendo em conta as referências que dele são feitas por vários autores (Harbeck *et al.*, 1958; Sturrock, *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2003; Lenters, *et al.*, 2005), ao considerarem o método como padrão para teste e validação de outros modelos e metodologias de cálculo da evaporação de massas de água. A formulação adoptada na aplicação do balanço de energia foi condicionada pela informação disponível e possibilitou a realização do balanço à escala diária tendo por base os valores horários das variáveis meteorológicas e do lago, registados no período 2002 - 2006. Recorreu-se à resolução da equação de balanço de energia com explicitação da evaporação, traduzido pela equação (2.15), com a energia cedida pela massa de água através da água evaporada expressa em $W \cdot m^{-2}$ e obtida por, $Q_{ev} = \rho_w c_w T_s E_l$ (Allen, 1968; Ficke, 1972; Sturrock, 1978; Rosenberry *et al.*, 2007)

$$E_l = (86,4 \times 10^6) \frac{Q_n - \Delta Q_w + Q_v - Q_b}{\rho_w [\lambda(1 + \beta) + c_w T_s]} \quad (3.1)$$

onde, E_l corresponde ao valor da evaporação (mm/dia), Q_n representa o fluxo líquido de radiação ($W \cdot m^{-2}$), ΔQ_w corresponde à variação do armazenamento de energia na massa de água ($W \cdot m^{-2}$), Q_v é a parcela líquida de energia por advecção que resulta da precipitação e das aflúncias e efluências superficiais e subterrâneas ($W \cdot m^{-2}$), Q_b quantifica o fluxo

líquido de calor por condução na interface água-solo ($W \cdot m^{-2}$), ρ_w é a massa volúmica da água em função da temperatura ($kg \cdot m^{-3}$), λ refere-se ao calor latente de vaporização da água ($J \cdot kg^{-1}$), β corresponde à razão de Bowen (adimensional), c_w é o calor específico da água líquida ($= 4186 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) e, T_s é a temperatura da água à superfície do lago ($^{\circ}C$).

O fluxo líquido de radiação corresponde ao aporte de energia do sistema. Foi estimado a partir da soma algébrica das várias componentes radiativas de acordo com a expressão

$$Q_n = Q_s(1 - \alpha) + Q_a(1 - \alpha_l) - Q_{ls} \quad (3.2)$$

em que, Q_s é a radiação solar incidente, Q_a é a radiação atmosférica incidente, Q_{ls} é a radiação de longo comprimento de onda emitida pela superfície, α é o albedo da superfície para a radiação de curto comprimento de onda e α_l é o albedo da superfície para a radiação de longo comprimento de onda, assumido como constante e igual a 3% (Anderson, 1954).

O albedo médio diário da superfície relativo à radiação de curto comprimento de onda foi estimado em função do dia do ano, DJ , através da expressão proposta por Antenucci e Imérito (2000), válida para o hemisfério Norte

$$\alpha = 0,08 + 0,02 \sin\left(\frac{2\pi DJ}{365} + \frac{\pi}{2}\right) \quad (3.3)$$

Na ausência de medições locais da radiação atmosférica optou-se por usar os valores de três horas disponibilizados no registo operacional do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). <http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts>. Estes valores resultam do modelo global de previsão do tempo do ECMWF e encontram-se referenciados a uma malha de 0,5 graus (Lat. x Long.), tendo-se optado por associar aos registos horários medidos em cada albufeira os valores de radiação infravermelha descendente relativos ao ponto de malha mais próximo, depois de interpolados linearmente para a hora. Estes valores constituem, igualmente, a série de entrada relativa à radiação descendente de longo comprimento de onda usada para as corridas do modelo de lago FLake, descrito a seguir, no ponto 3.4.2.

A radiação de longo comprimento de onda emitida pela superfície foi determinada a partir da temperatura superficial da água por intermédio da expressão

$$Q_{ls} = \varepsilon_w \sigma T_s^4 \quad (3.4)$$

onde, ε_w é a emissividade da superfície da água, geralmente assumida igual a 0,97 (Henderson-Sellers, 1986), σ é a constante de Stephan-Boltzman ($5,6697 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$), e T_s é a temperatura da superfície da água, tomada como equivalente à registada a 1 metro de profundidade ($T_s = T_{w_1m}$)

O armazenamento total de energia na massa de água foi estimado por integração numérica ao longo do perfil de temperaturas vs. profundidades, segundo a metodologia inicialmente sugerida por Anderson (1952) e posteriormente de aplicação generalizada nas determinações de balanços de energia em massas de água (Crow e Hottman, 1973; Winter, 1981; Rosenberry, *et. al.*, 1993; Jensen *et. al.*, 2005; Rosenberry *et. al.*, 2007, entre outros).

A massa de água de cada albufeira foi compartimentalizada em cinco camadas horizontais com espessuras de 2 metros para a camada mais superficial e 5 metros, as restantes camadas. O produto da área média de cada camada pela respectiva espessura, massa volúmica e calor específico da água determinou a quantidade de energia da camada. O valor total de energia armazenado no lago foi então obtido pela soma da energia armazenada em cada camada. A variação diária da energia armazenada (ΔQ_w) resultou da diferença de armazenamento energético em dois dias consecutivos.

As parcelas Q_v e Q_b da equação (3.1) foram desprezadas, uma vez que, para a escala temporal utilizada ($\Delta t = 1$ hora), os valores daquelas componentes seriam necessariamente muito reduzidos e, por isso, perfeitamente negligenciáveis para efeitos do balanço. Esta premissa encontra suporte em estudos de avaliação do balanço energético em lagos onde a medição acurada das diversas componentes do balanço do lago mereceu particular cuidado, tendo-se concluído ser muito reduzido o peso exercido por daquelas componentes na estimativa final da evaporação (Johnson *et al.*, 1985; Sturrock *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2003; Rosenberry *et al.*, 2007).

A razão de Bowen foi determinada com recurso à expressão

$$\beta = C_B p \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (3.5)$$

em que, C_B é uma constante empírica ($^{\circ}\text{C}^{-1}$), apresentada com o valor 0,61 de acordo com o sugerido por Harbeck *et al.* (1958) aquando dos estudos no lago Hefner e suportado pelos trabalhos de Sturrock *et al.* (1992) relativos ao lago Williams (Minnesota), p é a pressão atmosférica do local (kPa), T_a é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), e_s e e_a são, respectivamente, a

tensão de vapor saturado para a temperatura da superfície da água, T_s , e a tensão de vapor do ar (Pa).

O calor latente de vaporização ($\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$) e a massa volúmica da água ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), em função da temperatura superficial da água ($^{\circ}\text{C}$), foram determinados recorrendo às relações propostas por Orlob (1981)

$$\lambda = 2,501 - 0,002361T_s \quad (3.6)$$

$$\rho_w = 1000 \left[1 - \left(\frac{T_s + 288,9414}{508929} \frac{(T_s - 3,9863)^2}{(T_s + 68,12963)} \right) \right] \quad (3.7)$$

3.4.2 Modelo de lago FLake

O modelo de lago FLake (Mironov, 2005) é um modelo unidimensional não estacionário que permite calcular o perfil de temperatura e as principais características turbulentas de um corpo de água natural ou artificial, numa base temporal que vai desde horas até vários anos. Este modelo foi desenvolvido com o objectivo de ser utilizado nos modelos de previsão do tempo, estando actualmente a ser testado, nomeadamente, no DWD do German Weather Service (Mironov e Ritter, 2003), no HIRLAM de um consórcio de serviços meteorológicos dos países nórdicos (Kourzeneva e Braslavsky, 2005), no IFS do Centro Europeu de Previsão do Tempo e no AROME da Météo-France.

O regime hidrotermodinâmico fornecido pelo modelo é condicionado pelo forçamento atmosférico local, nomeadamente as condições meteorológicas acima da superfície livre, com relevância para os parâmetros: velocidade do vento, temperatura do ar, humidade do ar, radiação solar e pressão atmosférica.

Os principais produtos fornecidos pelo modelo consistem:

- Fluxos de calor, massa e momento linear na interface água- atmosfera;
- Espessura da camada “*quasi*” homogénea superficial (camada de mistura);
- Estruturação vertical da temperatura e das variações de energia no sistema água-sedimentos;
- Formação e destruição da camada de gelo durante o período Inverno-Primavera.

3.4.2.1 Descrição do modelo

O modelo assume um perfil de temperaturas de lago baseado em duas camadas: uma superficial - camada de mistura - verticalmente homogénea, com profundidade e

temperatura sujeitas a variabilidade no tempo, e uma camada estratificada - a termoclina - compreendida entre o limite inferior da camada de mistura e o fundo do lago, com forma e temperatura variáveis no espaço e no tempo. Esta estrutura térmica (esquemática na Figura 3.20) apoia-se numa descrição paramétrica de auto-semelhança (*self-similarity*), na forma assumida, do perfil de temperatura no lago e, eventualmente, nos sedimentos e na cobertura de gelo, tal como foi inicialmente sugerido por Munk e Anderson (1948). Mais tarde, Kitaigorodskii e Miropollsky (1970), citados por Mironov (2005), utilizaram este conceito na descrição da estruturação vertical das temperaturas da água em condições oceânicas. Para estes autores o perfil térmico adimensionalizado na termoclina oceânica vem bem descrito por uma função adimensional “universal” da temperatura, tal que,

$$\frac{T_s(t) - T(z,t)}{\Delta T(t)} = \Phi_T(\zeta) \quad , \quad h(t) \leq z \leq h(t) + \Delta h(t) \quad (3.8)$$

onde, t é o tempo, z é a profundidade, $T_s(t)$ é a temperatura da camada de mistura com profundidade $h(t)$, $\Delta T(t) = T_s(t) - T_b(t)$, corresponde à variação térmica ao longo da termoclina de profundidade $\Delta h(t)$, $T_b(t)$ é a temperatura na base da termoclina, e $\Phi_T(\zeta)$ é uma função adimensional da profundidade adimensionalizada, $\zeta = [z - h(t)] / \Delta h(t)$, de modo a satisfazer as condições de fronteira, $\Phi_T(0) = 0$ e $\Phi_T(1) = 1$. Nos lagos, cuja profundidade, D , é muito menor que a dos oceanos, a termoclina estende-se até ao fundo. Na ausência de gelo e para temperaturas superficiais superiores à temperatura de máxima densidade da água (4 °C), o perfil de temperatura dado pela equação (3.8) é ilustrado na Figura 3.20, em que $D = h + \Delta h$, traduz a profundidade total.

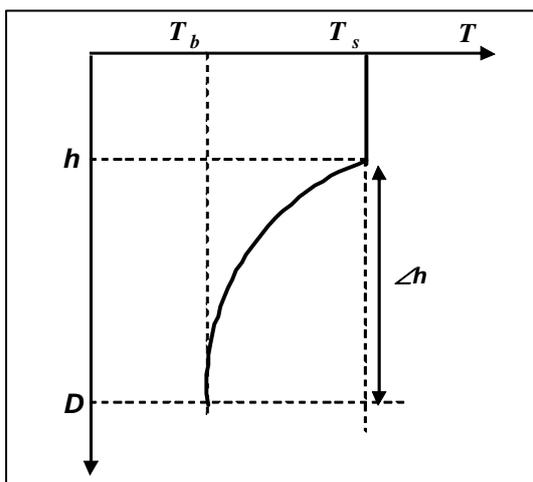


Figura 3.20

Esquemática da estrutura térmica do lago em duas camadas: h é a profundidade da camada de mistura, D é a profundidade total do lago e T_s , T_b são, respectivamente, a temperatura da camada de mistura e do fundo do lago.

Para o cálculo dos fluxos de quantidade de movimento, de calor sensível e calor latente na superfície do lago, o modelo utiliza um esquema que tem em conta as características específicas da massa de ar imediatamente acima da superfície livre tendo em conta:

- (i) uma formulação, que depende do *fetch*, para o cálculo da rugosidade aerodinâmica da superfície;
- (ii) uma parametrização avançada para os comprimentos de rugosidade, para a temperatura potencial e humidade específica, em termos do número de Reynolds para a rugosidade e,
- (iii) leis de transferência de calor e de massa por convecção livre, para o cálculo dos fluxos em condições de vento médio nulo.

A equação de estado utilizada no modelo é do tipo quadrática simplificada, em que a temperatura para a qual a densidade da água atinge o seu máximo se assume ser superior à temperatura do ponto de congelação para a água doce padrão ($T_f = 273,15$ K),

$$\rho_w = \rho_{wr} \left[1 - \frac{1}{2} \alpha_T (T - T_r) \right] \quad (3.9)$$

onde, ρ_w é a massa volúmica da água, $\rho_{wr} = 999,98 \approx 10^3$ kg·m⁻³ corresponde ao maior valor da massa volúmica da água doce, verificado à temperatura $T_r = 277,13$ K, e $\alpha_T = 1,6509 \times 10^5$ K⁻² é um coeficiente empírico para a expansão térmica (Farmer e Carmack, 1981) relacionável com o parâmetro impulsão, $\beta_f(T)$, determinado por

$$\beta_f(T) = g \alpha_T (T) = g \alpha_T (T - T_r) \quad (3.10)$$

em que g é a aceleração da gravidade ($= 9,81$ m·s⁻²).

De acordo com a equação 3.8, o perfil vertical de temperatura, é dada por

$$T = \begin{cases} T_s & , 0 \leq z \leq h \\ T_s - (T_s - T_b) \Phi_T(\zeta) & , h \leq z \leq D \end{cases} \quad (3.11)$$

onde, $\Phi_T = (T_s - T)/(T_s - T_b)$, é uma função adimensional da profundidade adimensionalizada $\zeta = (z - h)/(D - h)$.

A camada de mistura de espessura h é considerada isotérmica e a temperatura da superfície livre é assumida igual à temperatura dessa camada. A segunda camada, correspondente à

termoclina, estende-se desde o limite inferior da camada de mistura, onde $z = h$, até ao fundo do lago, em que $z = D$. Os índices s e b nas temperaturas correspondem à superfície e fundo, respectivamente. A função de forma que descreve a variação da temperatura na termoclina corresponde a uma polinomial de ζ . A dificuldade no seu uso é ultrapassada, na prática, através de um factor de forma variável com o tempo e dado por

$$C_T = \int_0^1 \Phi(\zeta) d\zeta \quad (3.12)$$

Segundo a equação (3.11), h , D , T_s , T_b e a temperatura média da coluna de água, $\bar{T} = D^{-1} \int_0^D T dz$, estão relacionados por,

$$\bar{T} = T_s - C_T(1-h/D)(T_s - T_b), \quad (3.13)$$

Por outro lado, a parametrização do perfil vertical de temperatura assumida pelo modelo satisfaz, em qualquer camada de água, a equação de transferência de energia, ou seja

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w c_w T) = -\frac{\partial}{\partial z}(Q_t + Q) \quad (3.14)$$

onde, Q_t é o fluxo turbulento vertical de energia e Q o fluxo de energia devida à radiação que, como a emissividade da água no domínio dos grandes comprimentos de onda é praticamente igual a 1, equivale ao fluxo de radiação solar, Q_s .

A integração da equação (3.14) em z , entre 0 e D , possibilita chegar à equação que reflecte o balanço total de energia ao longo da coluna de água

$$D \frac{d\bar{T}}{dt} = \frac{1}{\rho_w c_w} [Q_{ts} + Q_s - Q_b - Q(D)] \quad (3.15)$$

onde, c_w é o calor específico da água, Q_{ts} e Q_s são os valores de Q_t e Q , referenciados à superfície do lago, Q_b , corresponde ao fluxo de calor no fundo do lago e $Q(D)$ representa o fluxo de energia devida à radiação que atinge o fundo do lago.

O fluxo de radiação que penetra na superfície corresponde ao valor da radiação solar total multiplicado por $(1-\alpha)$, em que α é o albedo da superfície livre em relação à radiação de pequeno comprimento de onda. O fluxo turbulento de energia superficial, Q_{ts} , resulta da

soma dos fluxos de calor latente e sensível e do fluxo resultante do balanço de radiação de longo comprimento de onda na interface ar-água.

A equação que define o balanço térmico na camada de mistura obtém-se integrando a equação (3.14) em z entre 0 e h

$$h \frac{dT_s}{dt} = \frac{1}{\rho_w c_w} [Q_{ls} + Q_s - Q_h - Q(h)] \quad (3.16)$$

onde, T_s é a temperatura da água na camada de mistura, Q_h é o fluxo de calor na base da camada de mistura e $Q(h)$ representa o fluxo de energia devida à radiação que atinge o limite superior da termoclina.

O perfil do fluxo de radiação absorvido em profundidade obedece à lei de Beer-Lambert, e vem expresso por

$$Q(z) = Q e^{(-\alpha_e z)} \quad (3.17)$$

onde, α_e é o coeficiente de extinção da radiação (m^{-1}), inferido ou estimado a partir das propriedades ópticas da água.

Nos períodos onde predomina o afundamento da camada de mistura, ou seja $dh/dt > 0$, o fluxo de calor turbulento na termoclina pode também ser descrito por uma relação de auto-similaridade

$$Q_t = Q_h - (Q_h - Q_b) \Phi_{Q_t}(\zeta) \quad , h \leq z \leq D \quad (3.18)$$

em que a função de forma para o fluxo de calor turbulento, Φ_{Q_t} , satisfaz as condições de fronteira $\Phi_{Q_t}(0) = 0$ e $\Phi_{Q_t}(1) = 1$.

Da equação (3.14), tendo em conta as equações (3.11) e (3.16), resulta por dupla integração ao longo do perfil vertical entre h e D , a equação de balanço térmico na termoclina

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2}(D-h)^2 \frac{dT_s}{dt} - \frac{d}{dt} [C_{TT} (D-h)^2 (T_s - T_b)] = \\ & = \frac{1}{\rho_w c_w} \left[C_{Q_t} (D-h) + (D-h) Q(h) - \int_h^D Q(z) dz \right] \end{aligned} \quad (3.19)$$

onde

$$C_{Q_t} = \int_0^1 \Phi(\zeta) d\zeta \quad (3.20)$$

é o factor de forma para o fluxo de calor turbulento, e C_{TT} , é um parâmetro adimensional dado por

$$C_{TT} = \int_0^1 d\zeta \int_0^\zeta \Phi(\zeta) d\zeta \quad (3.21)$$

A profundidade da camada de mistura é calculada de formas distintas para o caso de afundamento por convecção e para o caso de condições neutras ou estáveis. Na presença de convecção, o afundamento da camada de mistura é descrito por uma equação de mistura turbulenta vertical (*entrainment*) que tem em conta o carácter distribuído da radiação de pequeno comprimento de onda,

$$Q_c = Q_{ts} + Q_s + Q(h) - 2h^{-1} \int_0^{h_e} Q(z) dz \quad (3.22)$$

em que, Q_c corresponde ao fluxo de calor por convecção e as restantes variáveis foram já anteriormente definidas.

Nos casos de estratificação neutra ou estável é utilizada uma equação de relaxação para o cálculo da profundidade da camada de mistura induzida pela acção do vento

$$\frac{dh}{dt} = \frac{h_e - h}{t_{rh}} \quad (3.23)$$

onde, h_e é a profundidade de equilíbrio e t_{rh} é o tempo de relaxação, dado por

$$t_{rh} = \frac{h_e}{C_{rh} u_*} \quad (3.24)$$

em que, $u_* = |\tau/\rho_w|^{0.5}$ é a velocidade de atrito, τ é tensão superficial e C_{rh} é uma constante adimensional. Nestas condições o fluxo de calor à profundidade de equilíbrio h_e , é obtido por

$$Q(h_e) = Q_{ts} + Q_s + Q(h_e) - 2h_e^{-1} \int_0^{h_e} Q(z) dz \quad (3.25)$$

Para fechar o sistema de equações descrito anteriormente, é necessária uma condição fronteira no fundo do lago, onde existe uma camada de sedimentos. No caso mais simples pode impor-se uma temperatura ou um fluxo constante no fundo. No entanto, a camada superficial dos sedimentos interage termicamente com a água e a sua temperatura evolui no

tempo. Parametrizar a evolução da temperatura nesta camada é assim fisicamente mais consistente e mais realista.

O modelo inclui como opção um “esquema” de sedimentos (esquemática na Figura 3.21), onde se admite que o perfil de temperaturas é igualmente descrito em duas camadas,

$$T(z, t) = \begin{cases} T_b(t) - [T_b(t) - T_{HS}(t)]\Phi_{B1}(\zeta_{B1}) & , D \leq z \leq HS(t) \\ T_{HS}(t) - [T_{HS}(t) - T_{LS}] \Phi_{B2}(\zeta_{B2}) & , HS(t) \leq z \leq LS \end{cases} \quad (3.26)$$

A espessura da camada termicamente activa dos sedimentos é $(LS-D)$ e T_{LS} é a temperatura nessa camada quando $z = LS$, T_{HS} é a temperatura à profundidade HS para a qual o gradiente de temperatura é igual a zero. As funções $\Phi_{B1} = (T_b - T)/(T_b - T_{HS})$ e $\Phi_{B2} = (T_{HS} - T)/(T_{HS} - T_{LS})$ são funções adimensionais das respectivas profundidades adimensionalizadas, $\zeta_{B1} = (z - D)/(HS - D)$ e $\zeta_{B2} = (z - HS)/(LS - HS)$.

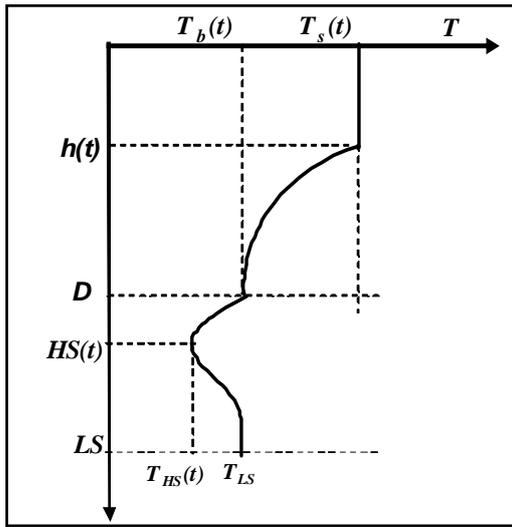


Figura 3.21
Estrutura térmica do lago com uma camada termicamente activa de sedimentos de espessura $(LS-D)$: T_{HS} é a temperatura dos sedimentos à profundidade HS , T_{LS} é a temperatura na base da camada de sedimentos.

A equação (3.26) satisfaz a equação de transferência de calor (equação 3.14), onde o fluxo de calor ocorre por condução e os sedimentos são considerados opacos à radiação. Integrando a equação (3.14), em z entre $z = D$ e $z = HS$, e satisfazendo as condições da equação (3.26), temos

$$\frac{d}{dt} [(HS - D)T_b - C_{B1}(H - D)(T_b - T_{HS})] - T_{HS} \frac{dHS}{dt} = \frac{1}{\rho_w c_w} [Q_b + Q(D)] \quad (3.27)$$

em que para $z = HS$ o fluxo de calor é zero porque o gradiente de temperatura é anulado.

A integração da equação (3.14) em z entre $z = HS$ e $z = LS$, considerando negligenciável o fluxo de calor à profundidade LS , permite obter

$$\frac{d}{dt} [(LS - HS)T_{HS} - C_{B2}(LS - HS)(T_{HS} - T_{LS})] + T_{HS} \frac{dHS}{dt} = 0 \quad (3.28)$$

Os factores de forma C_{B1} e C_{B2} são dados por

$$C_{B1} = \int_0^1 \Phi_{B1}(\zeta_{B1}) d\zeta_{B1}, \quad C_{B2} = \int_0^1 \Phi_{B2}(\zeta_{B2}) d\zeta_{B2} \quad (3.29)$$

3.4.2.2 Variáveis e parâmetros

As variáveis de entrada (forçamento atmosférico) e de evolução mais relevantes do modelo são apresentados na Tabela 3-6 com a simbologia que consta do código Fortran, em que se encontra desenvolvido (argumentos do módulo *FLake_interface*). Na Tabela 3-7 encontram-se listados os parâmetros de entrada do modelo.

Tabela 3-6 Variáveis de entrada e de evolução do modelo *FLake*.

Variáveis de entrada	
I_{atm}	Fluxo de radiação solar na superfície da água, Q_s [$W \cdot m^{-2}$]
Q_{atm_lw}	Fluxo de radiação atmosférica de longo comprimento de onda, Q_a [$W \cdot m^{-2}$]
$height_u$	Altura da medição da velocidade do vento acima da superfície do lago, [m]
$height_tq$	Altura da medição da temperatura e da humidade relativa acima da superfície do lago [m]
U_a_in	Velocidade do vento a $z = height_u$ [$m \cdot s^{-1}$]
T_a	Temperatura do ar a $z = height_tq$, T_a [K]
q_a	Humidade específica do ar a $z = height_tq$, q [-]
P_a	Pressão atmosférica na superfície, p [Pa]
Variáveis de evolução	
T_mnw	Temperatura média da coluna de água, \bar{T} [K]
T_ml	Temperatura da camada de mistura, T_s [K]
T_bot	Temperatura de fundo (na interface água-sedimentos), T_b [K]
T_bl	Temperatura na base da primeira camada de sedimentos termicamente activos, T_{HS} [K]
C_T	Factor de forma da termoclina, C_T [-]
h_ml	Espessura da camada de mistura, h [m]
h_bl	Espessura da primeira camada de sedimentos, $(HS-D)$ [m]

Tabela 3-7 Parâmetros do modelo FLake

Parâmetros	
D	Profundidade do lago, [m]
d_{bs}	Espessura da camada de sedimentos termicamente activos, $(LS-D)$ [m]
T_{bs}	Temperatura na base da camada de sedimentos termicamente activos, T_{LS} [K]
α	Albedo da superficial da água, [-]
ext_coef	Coefficiente de extinção da radiação solar na água, α_e [m^{-1}]
$fetch$	Comprimento do espelho de água na direcção dos ventos dominantes, W_f [m]

3.4.2.3 Parametrização do modelo

As primeiras aplicações do modelo às albufeiras em estudo revelaram resultados pouco consistentes, relativamente à temperatura do fundo (T_{bot}). Observou-se que esta tendia a descer a valores irrealistas, próximos dos 4° C, não voltando a recuperar. O instante em que esta situação se dava dependia dos parâmetros considerados, nomeadamente do valor da profundidade. Um exemplo pode ser visto na Figura 3.22 relativa a uma das primeiras simulações para a albufeira de Alqueva.

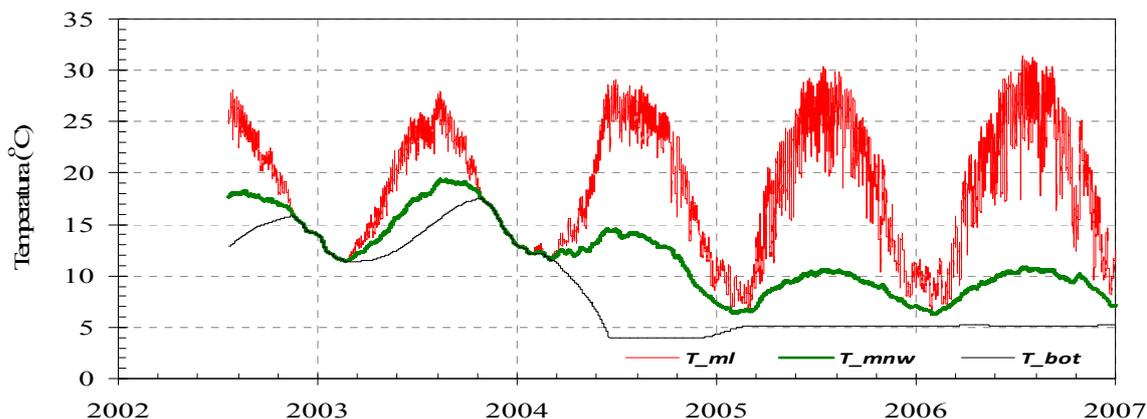


Figura 3.22 Resultados do modelo FLake considerando uma camada de sedimentos termicamente activos: vermelho - evolução da temperatura da camada de mistura (T_{ml}); verde - temperatura média da coluna de água (T_{mnw}); preto - temperatura no fundo (T_{bot}). Simulação a partir de dados de Alqueva, utilizando os seguintes valores para os parâmetros: $w_f = 1000$ m; $(LS-D) = 1$ m; $T_{LS} = 280$ K; $\alpha_e = 5,0$ m^{-1} ; $D = 25$ m.

Verificamos que este comportamento do modelo estava ligado ao facto de, por vezes, no final do Inverno, quando a temperatura da superfície começa a aumentar e o perfil térmico

inicia a estratificação, o factor de forma “saltava” para um valor muito baixo, perto do valor limite inferior de 0,5. Com um valor deste tipo, apesar do aumento da temperatura média do perfil, o modelo é incapaz de repercutir na temperatura do fundo o aumento verificado nas camadas mais superficiais. Como a evolução do factor C_T é lenta (ver Figura 3.23) durante a fase de aquecimento, a temperatura profunda vai diminuindo até um valor muito próximo do valor de densidade máxima ($= 4^\circ\text{C}$).

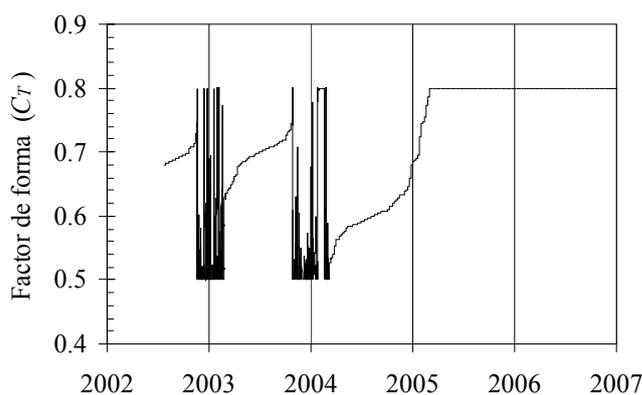


Figura 3.23
Evolução temporal do factor de forma na simulação descrita na Figura 3.22.

Posteriormente, como o valor de T_{bot} é muito baixo durante o período de arrefecimento, a camada de mistura não chega a atingir o fundo, de modo que a estratificação térmica mantém-se durante todo o ano e a temperatura do fundo não aumenta. O modelo tende assim a criar uma estratificação que se afasta da realidade e que se perpetua para os anos seguintes.

Note-se que o modelo foi inicialmente desenvolvido para representar o perfil térmico de lagos que gelam durante parte do Inverno, período no qual a água se encontra no seu ponto de densidade máxima e onde o problema aqui relatado não pôde ser detectado.

Os resultados obtidos mostram que para o modelo ser usado de forma credível nas nossas condições é necessário melhorá-lo para aplicações a situações de lagos quentes (albufeiras), cuja temperatura, de acordo com as observações, não desce em geral abaixo dos 8 - 10 °C. Neste sentido, foi introduzida uma alteração simples que consistiu em impor um valor máximo às alterações do coeficiente de forma da termoclina, $\Delta C_{T_{max}}$. Esta alteração é fisicamente consistente, pois não são de esperar variações rápidas no factor de forma. Numericamente estas até podem ocorrer mas, quando acontecem, fazem-no num período em que a temperatura é constante em toda a coluna.

Tendo testado vários valores de $\Delta C_{T_{max}}$, acabou por se assentar na utilização do valor $0,01/\Delta t$, onde Δt é o passo de tempo utilizado na simulação. Utilizando este limite, a evolução temporal do factor de forma passa a ter o aspecto representado na Figura 3.24.

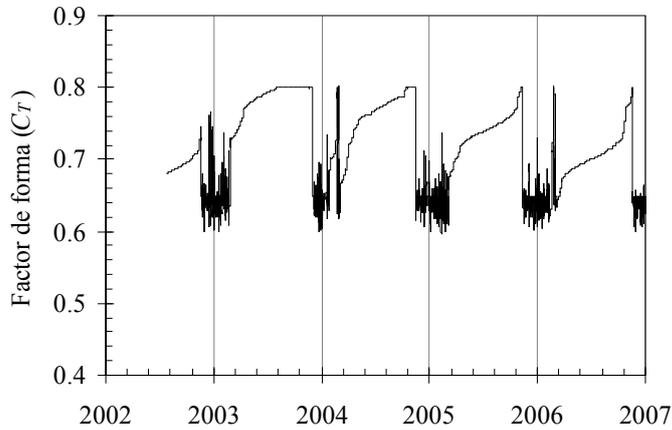


Figura 3.24
O mesmo que a Figura 3.23, mas com imposição de um valor limite ao incremento temporal do factor de forma $\Delta C_{T_{max}} = 0,01/\Delta t$

Com a alteração anterior, as simulações das temperaturas (Figura 3.25) conduzem a resultados mais realistas e próximos do padrão dos perfis térmicos observados (figuras 3.17 a 3.19).

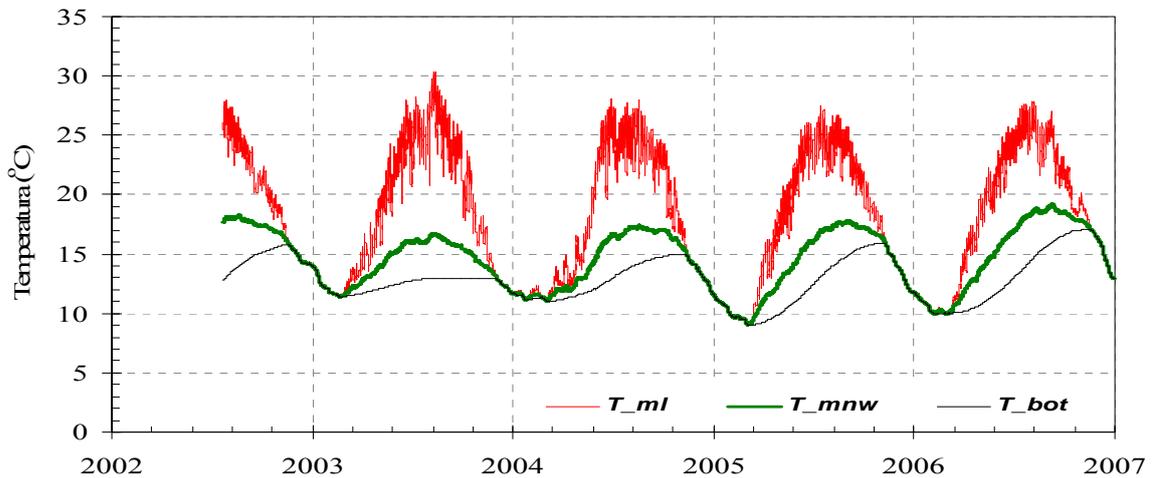


Figura 3.25 O mesmo que na Figura 3.22, mas em que se impôs um valor limite ao incremento temporal do factor de forma.

As aplicações do modelo FLake, que se apresentam posteriormente neste trabalho, incluem este desenvolvimento efectuado.

3.4.2.3.1 Nova parametrização do modelo

Como descrito anteriormente, um dos parâmetros importantes do FLake é a profundidade do lago (D). No modelo original esta profundidade é mantida constante durante o período de simulação. Esta aproximação é aceitável para a generalidade dos lagos naturais, onde a variabilidade dos níveis é reduzida. Nas albufeiras com captações significativas ao longo do ano, acrescidas de variações sazonais e inter-anuais do regime hídrico, a profundidade altera-se significativamente ao longo do tempo. Estas oscilações nos níveis são particularmente importantes no caso das albufeiras do sul de Portugal, onde grandes volumes de água são mobilizados para satisfação das necessidades de rega durante na estação seca (Figura 3.26).

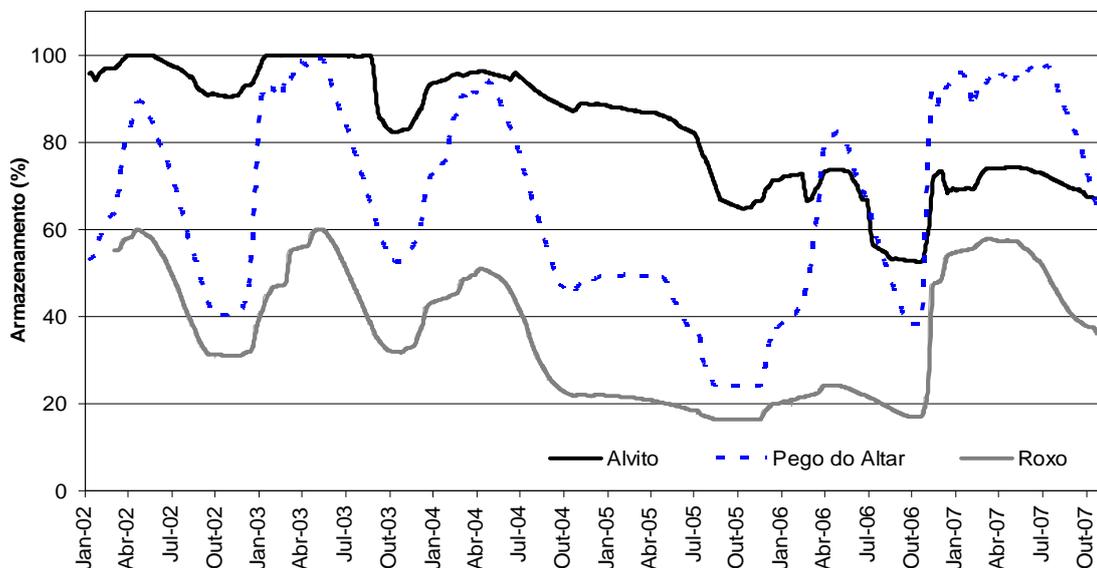


Figura 3.26 Variabilidade anual e inter-anual dos volumes armazenados nas albufeiras do Alvito, Pego do Altar e Roxo.

Para entrar em conta com a variação dos níveis e, consequentemente, das profundidades das albufeiras, efectuou-se uma alteração ao código original do modelo, tornando a profundidade uma variável temporal, tal como as variáveis atmosféricas de forçamento. Esta alteração determinou um melhor comportamento do modelo na generalidade das albufeiras estudadas e os resultados das simulações apresentadas correspondem já à versão do modelo com este desenvolvimento aqui apresentado pela primeira vez.

3.4.2.4 Forçamento atmosférico

Em termos de forçamento o modelo requer disponíveis séries completas de radiação solar descendente, temperatura do ar, velocidade do vento, humidade específica, pressão atmosférica à superfície e radiação infravermelha (atmosférica) descendente. Com excepção da radiação atmosférica, todos os elementos estão directamente disponíveis ou puderam ser estimados a partir das séries de observações das estações flutuantes de cada albufeira.

As falhas nos registos horários foram preenchidas de acordo com a seguinte metodologia:

- As falhas em intervalos de tempo não superiores a três horas foram colmatadas, admitindo variações lineares das medições. Não foram realizadas quaisquer correcções à radiação solar, relativamente à altura solar, por se considerarem insignificantes os ajustes a introduzir;
- Nos intervalos superiores a três horas e inferiores a três dias as falhas foram preenchidas através dos registos da última sequência completa no mesmo período de tempo, i.e.: falhas nos dados no dia d entre as 14 e as 22 horas, estes foram preenchidos com os dados do dia $d-1$ entre as 14 e as 22 horas; se os dados em falta se reportaram ao período entre as 17 horas do dia d e as 11 horas do dia $d+3$, as falhas foram preenchidas com os dados entre as 17 horas do dia $d-4$ e as 11 horas do dia $d-1$;
- As falhas em períodos superiores a 3 dias foram preenchidas recorrendo a regressões lineares com outras estações tendo como critério mínimo a obtenção de coeficientes de determinação (R^2) superiores a 0,7 e a existência de pelo menos 100 pares de valores de eventos comuns entre as estações consideradas para o estabelecimento da regressão.

Os valores da humidade específica, q (kg/kg), foram determinados em função da temperatura do ar e da humidade relativa, através da fórmula (Brutseart, 2005)

$$q = \varepsilon \frac{e_a}{p - (1 - \varepsilon) e_a} \quad (3.30)$$

onde, ε é a densidade do vapor de água em relação ao ar seco (= 0,622), e_a é a tensão actual de vapor (kPa) e p é a pressão atmosférica (kPa).

Os valores da radiação atmosférica, indisponíveis por medição em cada local, foram retirados do registo operacional do ECMWF e correspondem à série igualmente utilizada no balanço de radiação referido no ponto 3.4.1 relativo ao balanço energético.

3.4.2.5 Calibração do modelo

Os valores iniciais das variáveis que caracterizam o perfil térmico da água da albufeira, respectivamente, a temperatura da camada de mistura, ou da superfície (T_s), a temperatura do fundo (T_b) e a temperatura média da coluna de água (\bar{T}) foram estimados com base nos valores observados das temperaturas da água a diversas profundidades. Todavia, o rigor na definição das condições iniciais dos parâmetros acabou por ser pouco determinante na calibração do modelo já que os períodos de calibração considerados abrangeram vários anos (4 a 5 anos) e, nestas condições, o modelo tem tempo para se ajustar, entra em regime e seu desempenho global não é afectado pela eventual menor precisão na definição dos valores iniciais das variáveis.

Relativamente às características da camada de sedimentos não existe informação, quer relativamente ao seu perfil térmico, quer à própria espessura dessa camada. Tendo em conta este condicionalismo, optou-se por considerar a espessura inicial de 0,1 metros em todas as albufeiras e atribuir uma temperatura na interface água-sedimentos que respeitasse a condição $T_b \leq \bar{T} \leq T_s$.

A profundidade da massa de água é o único parâmetro do modelo sobre o qual existe informação local. No entanto, sendo o FLake um modelo unidimensional, a profundidade é uma grandeza agregada média representativa de uma determinada área e não uma grandeza local, pelo que não é fácil de estimar. Por outro lado, a utilização de um único valor para a profundidade num período tão longo de simulação acabou por se mostrar desajustado face à grande variabilidade temporal que caracteriza os níveis nas albufeiras. Neste sentido, optou-se por considerar uma profundidade variável de acordo com a alteração introduzida no modelo, já referida no Ponto 3.4.2.4.

Os valores dos parâmetros foram estimados a partir de um processo de ajustes sucessivos de modo que os resultados do modelo reproduzissem o mais fielmente possível a evolução observada dos perfis térmicos da água. Para esse efeito, efectuaram-se corridas consecutivas do modelo, fazendo variar, dentro de intervalos fisicamente realistas, os parâmetros de maior sensibilidade do modelo, considerando dois cenários: um, assumindo a camada de sedimentos como termicamente activa e o outro, desactivando o módulo dos sedimentos.

Os parâmetros sujeitos aos procedimentos de calibração foram o coeficiente de extinção,

α_e , e a espessura da camada de sedimentos termicamente activos ($LS-D$). O parâmetro relativo ao *fetch*, ou seja, ao comprimento do espelho de água na direcção dos ventos dominantes, acabou por não ser optimizado já que as análises de sensibilidade mostraram que o modelo é pouco sensível a variações do *fetch* acima de 250 m, valor garantido em todas as albufeiras.

Na optimização dos parâmetros, para além da comparação gráfica entre as séries temporais simulada e observada, calcularam-se as variáveis estatísticas mais comuns: o viés, que é o desvio ou o erro médio, EM , o erro absoluto médio, EAM , e a raiz do erro quadrático médio, $REQM$, que designaremos por erro quadrático médio.

Os valores das condições iniciais e dos parâmetros utilizados nas simulações obtidos pelo processo descrito anteriormente para cada albufeira estão indicados na Tabela 3-8.

Tabela 3-8 Parâmetros e valores iniciais do modelo FLake por albufeira.

	Alqueva	Alvito	Bravura	Caia	Maranhão	Odeleite	Pego do Altar	Roxo	Sta Clara
Parâmetros									
D (m)	Variável								
W_f (m)	1000	500	300	1000	500	500	500	1000	500
$(LS-D)$ (m)	0,20	0,30	0,30	0,50	0,40	0,30	0,40	0,50	0,35
T_{LS} (K)	282	282	282,5	281	281	282,5	283	280	281
$Flag$	Módulo de sedimentos Activo								
α_e (m ⁻¹)	4	3,5	2,5	4	3	2,5	5	4,5	2
Δt	1 hora								
Valores iniciais									
T_s (K)	298	290	290	290	290	290	294	290	290
T_b (K)	283	284	282	283	284	283	285	284	282
h (m)	1	3	2	1	4	1	4	1	2
\bar{T} (K)	294	287	287,25	285	287	285	287	287	287
T_{HS} (K)	280	280	280	280	280	280	280	280	280
$(HS-D)$ (m)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

3.4.3 Modelos empíricos e semi-empíricos

No Capítulo 2 foram descritos um conjunto de métodos de cálculo da evaporação de lago baseados em formulações empíricas diversas. Consideramos aqui um subconjunto dos modelos aí referenciados e cujo desempenho no cálculo da evaporação vai ser avaliado por contraste com os valores da evaporação estimados pelo balanço de energia nas albufeiras em estudo. São eles: modelo de transferência de massa (TM), baseado na formulação de Harbeck (Harbeck, 1962); modelo combinado de Penman (Pen), de acordo com a formulação de Brutsaert (1982); o modelo de Priestly-Taylor (PT), segundo o descrito por Stewart e Rouse (1976); o modelo de Thornthwaite (Thorn), tal como descrito em Mather (1978) e o modelo de tina (kTina), baseado na determinação local dos respectivos coeficientes de tina.

3.4.3.1 Cálculos prévios

O emprego dos métodos empíricos de cálculo da evaporação determina a realização de um conjunto de cálculos prévios que a seguir se discriminam:

a) *Massa volúmica do ar (ρ_a)*

$$\rho_a (\text{kg m}^{-3}) = -0,046 T_a + 1,3009 \quad (3.31)$$

onde, T_a e T_w são, respectivamente, a temperatura do ar e a temperatura superficial da água, em graus Célsius (°C).

b) *Massa volúmica da água (ρ_w)*

Dada pela equação (3.7).

c) *Calor específico do ar (c_p), a pressão constante*

$$c_p (\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}) = -0,08 T_a + 1004,8 \quad (3.32)$$

onde, T_a é a temperatura do ar em graus Célsius (°C).

d) *Calor latente de vaporização (λ)*

Calculado pela equação (3.6).

e) *Tensão de vapor saturado à temperatura média do ar (e_a^*)*

$$e_a^* (\text{kPa}) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T_a}{237,3 + T_a}\right) \quad (3.33)$$

f) Tensão actual de vapor (e_a)

$$e_a \text{ (kPa)} = e_a^* \frac{HR}{100} \quad (3.34)$$

onde, HR é a humidade relativa do ar (%).

g) Tensão de vapor saturado à temperatura média da superfície (e_s)

$$e_s \text{ (kPa)} = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T_s}{237,3 + T_s}\right) \quad (3.35)$$

onde, T_s é a temperatura da superfície evaporante em graus Célsius ($^{\circ}\text{C}$).

h) Declive da curva de tensão de vapor para a temperatura média do ar (Δ)

$$\Delta \text{ (kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}) = \frac{4098 \left[0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T_a}{T_a + 237,3}\right) \right]}{(T_a + 237,3)^2} \quad (3.36)$$

i) Radiação líquida (Q_n)

Dada pela equação (3.2).

j) Variação do armazenamento de energia na massa de água (ΔQ_w)

$$\Delta Q_w \text{ (Wm}^{-2}) = \frac{\rho_w c_w}{A_s} \frac{d}{dt} \int_0^z A T_w dz \quad (3.37)$$

onde, c_w é o calor específico da água, A_s é a área da superfície livre (m^2), $A(z)$ é a área horizontal em função da profundidade (m^2) e $T_w(z,t)$ é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$) em função da profundidade (z) e do tempo (t).

3.4.3.2 Modelo de transferência de massa

A formulação aerodinâmica para a determinação da evaporação foi descrita no Capítulo 2 e é traduzida pela equação (2.32).

O factor mais importante na aplicabilidade deste modelo de cálculo de evaporação reside na calibração, para as condições de cada local, do coeficiente de transferência de massa, N . Assim, considerando como independente a série de valores de evaporação estimados por resolução do balanço energético em cada albufeira, os valores de N serão determinados por correlação entre esses valores e o produto da velocidade do vento pela diferença das

tensões de vapor $[u_2(e_s - e_a)]$. O coeficiente de transferência de massa médio de cada albufeira será tomado como igual ao coeficiente angular da recta com melhor ajustamento que relaciona aqueles dois termos e que passa pela origem dos eixos coordenados.

3.4.3.3 Modelo de Penman

Foi utilizada a fórmula de Penman dada pela equação (2.65) acrescida, no termo radiativo, da variação do armazenamento de energia na massa de água das albufeiras em períodos de 10 dias. No termo aerodinâmico foi considerada a função do vento original de Penman, dada pela equação (2.69a) e a função de vento alternativa, expressa pela equação (2.69b), com as tensões de vapor expressas em mb e a constante psicrométrica e o declive da curva de tensão de vapor em função da temperatura, em Pa/°C.

3.4.3.4 Modelo de Priestley-Taylor

Priestley-Taylor (1972) determinaram que o segundo termo da equação de Penman (termo aerodinâmico) é aproximadamente 21-22% do termo radiativo e a sua fórmula corresponde à equação (2.81).

A aplicação do modelo PT no presente estudo entra em conta com a energia armazenada na água, nos mesmos termos que para a fórmula de Penman. O coeficiente empírico para ter em conta a porção de energia por advecção mobilizada para a evaporação (Stewart e Rouse, 1976) foi mantido constante e igual a 1,26.

3.4.3.5 Modelo de Thornthwaite

A formulação de Thornthwaite descrita no ponto 2.4.5 foi considerada para a obtenção de estimativas mensais da evaporação de cada albufeira. Os valores foram ajustados de acordo com a equação (2.94) para ter em conta a duração do mês e a latitude de cada albufeira.

3.4.3.6 Modelo tina

Os coeficientes de tina serão determinados à escala mensal recorrendo ao rácio entre os valores de evaporação medidos em cada uma das tinas flutuantes e os valores de evaporação de lago estimados através do balanço energético em cada albufeira. As séries de evaporação mensal resultaram da integração dos valores diários, no caso dos valores medidos na tina, e horários, no que se refere às estimativas resultantes do balanço de energia.

A qualidade dos coeficientes para cada albufeira será aferida por correlação entre os valores mensais de evaporação na tina e os valores de evaporação de lago obtidos pelo balanço de energia, recorrendo a uma regressão linear.

3.4.4 Método das flutuações instantâneas

Foi já referido no Capítulo 2 que o método das flutuações instantâneas, que aqui passaremos a designar por EC, pode ser considerado como o único que permite a medição directa da evaporação. Na aplicação do método são quantificadas as flutuações instantâneas da temperatura e da humidade absoluta do ar, assim como as da componente vertical da velocidade do vento, em torno do valor médio, num dado intervalo de tempo, permitindo a determinação dos fluxos de calor latente e sensível.

A medição das flutuações instantâneas nas variáveis climáticas não é possível através dos equipamentos standard presentes nas estações meteorológicas. Obriga à instalação de equipamento com sensores de vento e humidade capazes de funcionarem em regime de alta frequência. Neste sentido e recorrendo a sensores disponibilizados pelo Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, durante o Verão de 2007, foi delineado o dispositivo experimental que funcionou na plataforma flutuante de Alqueva durante os meses de Julho e Agosto.

O principal objectivo da campanha EC consistiu na medição dos fluxos de energia na interface água-ar e conseqüente quantificação dos valores da intensidade evaporação, em confronto com as estimativas determinadas pelo balanço de energia da albufeira, pelo método de transferência de massa e pela aplicação do modelo de lago FLake, no mesmo período.

3.4.4.1 Dispositivo experimental

Complementando os equipamentos da estação meteorológica flutuante no sentido da quantificação das componentes radiativas durante o período de campanha EC, foram adicionados um albedómetro e um pirradiómetro (respectivamente, Dual-Pyranometer, Mod. 8104 e Pyrradiómetro Mod. 8111, ambos da *PHILIPP SCHENK GmbH, Wien, Áustria*). Estes equipamentos foram instalados sobre o espelho de água a 2 m de altura aproveitando as estruturas (suportes e sistema de alimentação) existentes na estação flutuante (Figura 3.27). Os dados foram recolhidos com intervalo de 10 s e processados

para médias de 15 minutos, num sistema de aquisição de dados CR10X (*Campbell Scientific, Inc.* Logan, UT, EUA).



Figura 3.27
Sensores de radiação e respectivas estruturas de suporte e alimentação.

Para a medição das flutuações da velocidade vertical do vento, da temperatura e da humidade do ar foram utilizados um anemómetro sónico tridimensional, que inclui um algoritmo para determinação da temperatura virtual do ar, e um higrómetro de cripton, respectivamente, modelos USA-1 (*Metek GmbH, Elmshorn, Alemanha*) e modelo KH20 (*Campbell Scientific, Inc.* Logan, UT, EUA).

O anemómetro sónico (Figura 3.28) regista as componentes horizontais e vertical da velocidade do vento, baseando-se o seu princípio de funcionamento na medição do tempo de propagação de uma onda acústica emitida por seis microfones, que funcionam emparelhados alternadamente como emissores ou receptores. Estes encontram-se separados por uma distância fixa igual, neste caso a 175 mm. A emissão de sons processa-se segundo duas direcções paralelas às três componentes da velocidade do vento, em sentidos contrários. Por determinação da diferença entre os tempos necessários para os percursos entre microfones, é possível avaliar o efeito do vento sobre os mesmos. A partir desta informação e conhecendo a distância entre os microfones, pode então determinar-se as componentes da velocidade do vento nas três direcções. Esta informação permite ainda determinar a velocidade do som no ar (em repouso), que depende da densidade do ar e portanto da sua temperatura e humidade. A partir da velocidade do som no ar é assim possível determinar a temperatura virtual, variável muito útil em estudos sobre estabilidade e turbulência da atmosfera. Os valores de temperatura assim determinados são utilizados no cálculo dos fluxos de calor sensível, H (ver secção 3.4.4.4).

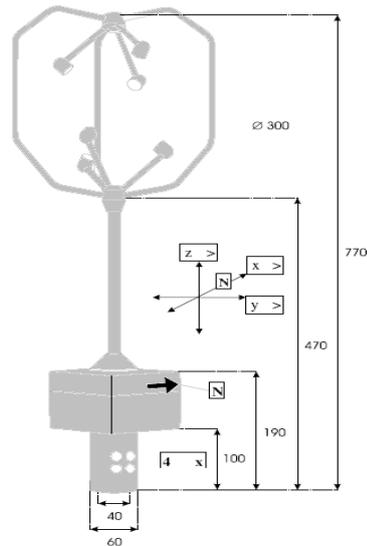


Figura 3.28
Anemómetro sónico USA-1.

O higrómetro de cripton (Figura 3.29) pertence ao grupo de instrumentos que apresentam melhor precisão e capacidade de resposta na medição da humidade do ar. O seu princípio de funcionamento assenta no facto do vapor de água apresentar, como propriedade, várias bandas de absorção intensa de radiação, especialmente na zona do ultravioleta e do infravermelho próximo e médio. Neste higrómetro, a fonte de radiação utilizada consiste num tubo de descarga de cripton, que emite uma radiação ultravioleta a 116,47 e 123,58 nm. O principal feixe de radiação emitida (123,58 nm) é consideravelmente atenuado pelo vapor de água e a sua magnitude é convertida em valor de humidade absoluta. Além do tubo emissor de radiação, o higrómetro possui um tubo detector, estando ambos justapostos. Nas extremidades existem janelas de fluoreto de magnésio, que se destinam a atenuar a radiação emitida pela banda secundária e que não sofre atenuação do vapor de água.

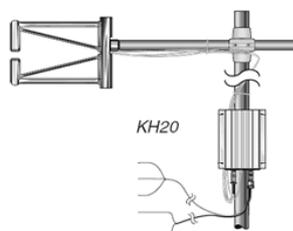


Figura 3.29 Higrómetro de cripton.

Na Tabela 3-9 são apresentadas as principais características dos sensores utilizados na campanha EC.

Tabela 3-9 Características dos sensores utilizados na campanha EC.

Sensor/Modelo	Variável	Gama	Frequência
Anemómetro Mod. USA-1 METEK	Velocidade (u, v, w) Direcção Temperatura virtual	0 ... 60 m/s 0 ... 360° -40 ... +60°	0,1 ... 25 Hz
KH20 CAMPBELL SCIENTIFIC	Humidade absoluta	0 ... 5 V (função logarítmica)	Até 100 Hz
Dual-Pyranometer Mod. 8104 PH. SCHENK	Radiação solar global Radiação solar reflectida (0.3 – 3 µm)	0 – 1500 Wm ⁻² resolução: 1 Wm ⁻²	25 – 45 segundos
Pirradiómetro Mod. 8111 PH. SCHENK	Radiação total descendente e ascendente (0.3 – 3 µm)	0 – 1500 Wm ⁻² resolução: 1 Wm ⁻²	25 – 45 segundos

Os sensores foram colocados num suporte metálico, especialmente concebido para se adaptar às condições de fixação e ao espaço disponível na plataforma, de modo a garantir o seu posicionamento sobre o espelho de água a uma altura de 2 m.

Optou-se por seleccionar o lado da plataforma mais orientado a norte (direcção dos ventos dominantes) na tentativa de reduzir, ao mínimo, as perturbações no vento induzidas pela presença dos restantes equipamentos da estação. Por outro lado, o posicionamento da plataforma no espelho de água garante um *fetch* nunca inferior a 500 m. Nestas condições, a razão de *fetch* é sempre superior a 1:250, garantia considerada suficiente para a adequada representação dos fluxos verticais sobre extensos corpos de água (Assouline e Mahrer, 1993).

Os sensores de vento e humidade foram colocados suficientemente próximos, de forma a realizarem medidas do mesmo ponto, procurando minimizar erros provenientes da amostragem de diferentes turbilhões de ar (Figura 3.30). O afastamento utilizado foi de cerca de 10 cm entre os dois sensores, que se enquadra dentro dos valores recomendados em Campbell (1998).

Foi utilizada uma frequência de medição de 20 Hz em ambos os sensores (corresponde a 72000 registos por hora e por variável) valor suficiente para garantir o cálculo dos fluxos de energia associados às escalas de tempo dos turbilhões responsáveis pelo transporte turbulento de energia e massa.



Figura 3.30
Posicionamento relativo dos sensores de vento e humidade.

Os dados recolhidos foram armazenados num sistema de aquisição de dados baseado num computador portátil. Para o efeito foi desenvolvido software específico que possibilitou a parametrização dos sensores, a sincronização dos respectivos sinais de registo e a gravação das medidas em ficheiros ASCII.

As necessidades de energia do sistema foram determinadas pelo funcionamento do PC, já que o consumo energético dos sensores é residual. Foi dimensionado um sistema de alimentação misto constituído por dois painéis fotovoltaicos de 50 W e uma bateria de 100 Ah, substituída com uma periodicidade semanal.

3.4.4.2 Parametrização do vento

O anemómetro sónico realiza as suas medições num sistema de coordenadas x_0, y_0, z_0 fixo, onde o índice “0” indica o sistema original de coordenadas. Em condições padrão, a sua instalação é realizada de forma que seu eixo z_0 permaneça alinhado com a direcção vertical do local. Nessas condições, o eixo x_0 pode ser alinhado com a direcção norte-sul ou com a direcção Leste-Oeste.

A colocação do anemómetro na plataforma flutuante, que potencialmente oscila em todas as direcções, faz com que as condições de verticalidade não sejam asseguradas, obrigando a uma rotação de coordenadas que garanta que o novo eixo x_0 esteja alinhado à superfície com a direcção do vento médio e que o novo eixo z_0 esteja alinhado com direcção normal à

superfície (DIAS *et al.*, 2004). Esta transformação garante que os desvios para a média das velocidades do vento na vertical sejam iguais a zero, no intervalo de tempo que define as variâncias e covariâncias dos vectores velocidade em cada direcção.

Considerando o sistema de referência mostrado da Figura 3.31 onde o triedro x_0, y_0, z_0 é positivamente orientado com z_0 apontando para cima, o arco co-seno director do vector velocidade do vento horizontal (α_x) é dado por

$$\alpha_x = \arctan^* \left(\frac{\overline{v_0}}{\overline{u_0}} \right) \quad (3.38)$$

sendo u_0 e v_0 as componentes do vector velocidade segundo x_0 e y_0 . A função “arctan*” toma o valor entre $-\pi$ e π , sendo o valor 0π indicativo de vento da direcção Leste, $\pi/2$ indica vento de Norte, $-\pi/2$ é indicativo de ventos segundo a direcção Sul e π ou $-\pi$ os ventos da direcção Oeste.

O azimuth (ângulo que o vento faz com a direcção Norte) é dado por $\alpha_N = \left(\frac{\pi}{2} - \alpha_x \right) \bmod 2\pi$, com α_N entre 0 e 2π .

O ângulo zenital da velocidade do vento, α_z , tal como α_x , pertence ao intervalo $(-\pi; \pi)$, é dado por

$$\alpha_z = \arctan^* \left(\frac{\overline{w_0}}{\sqrt{\overline{u_0}^2 + \overline{v_0}^2}} \right) \quad (3.39)$$

onde, w_0 é a componente do vector velocidade segundo z_0 .

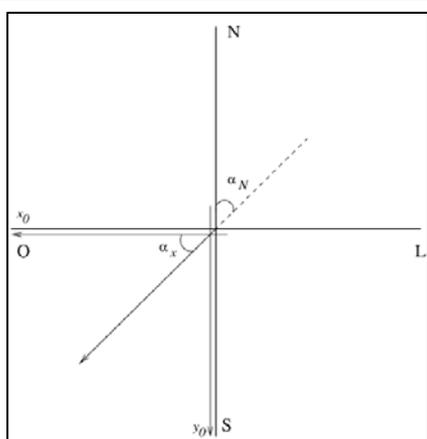


Figura 3.31
Posições relativas dos eixos coordenados e das direcções cardeais no anemómetro sónico.

O tensor de Reynolds τ_0 (ou matriz de covariâncias), determinado a partir das medições nos eixos originais do anemómetro, será

$$[\tau_0] = \begin{bmatrix} \overline{u_0'u_0'} & \overline{u_0'v_0'} & \overline{u_0'w_0'} \\ \overline{v_0'u_0'} & \overline{v_0'v_0'} & \overline{v_0'w_0'} \\ \overline{w_0'u_0'} & \overline{w_0'v_0'} & \overline{w_0'w_0'} \end{bmatrix} \quad (3.40)$$

deve sofrer uma rotação através de

$$\tau = C^T \tau_0 C \quad (3.41)$$

onde, C é a matriz de rotação, dada por

$$[C] = \begin{bmatrix} \cos \alpha_x \cos \alpha_z & -\sin \alpha_x & -\cos \alpha_x \sin \alpha_z \\ \sin \alpha_x \cos \alpha_z & \cos \alpha_x & -\sin \alpha_x \sin \alpha_z \\ \sin \alpha_z & 0 & \cos \alpha_z \end{bmatrix} \quad (3.42)$$

e τ é o tensor de Reynolds, depois da rotação, ou seja,

$$[\tau] = \begin{bmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{bmatrix} \quad (3.43)$$

O novo sistema x, y, z, alinhado com o vector velocidade média do vento, terá como novas coordenadas

$$\begin{aligned} \overline{u} &= \sqrt{\overline{u_0}^2 + \overline{v_0}^2 + \overline{w_0}^2}, \\ \overline{v} &= 0, \\ \overline{w} &= 0. \end{aligned} \quad (3.44)$$

As covariâncias do vector velocidade do vento e uma qualquer quantidade escalar, s, são então rodadas através de

$$\overline{u's'} = u'_0 s' \cos \alpha_x \cos \alpha_z + v'_0 s' \sin \alpha_x \cos \alpha_z + w'_0 s' \sin \alpha_z \quad (3.45)$$

$$\overline{v's'} = -u'_0 s' \sin \alpha_x + v'_0 s' \cos \alpha_x \quad (3.46)$$

$$\overline{w's'} = -u'_0 s' \cos \alpha_x \sin \alpha_z - v'_0 s' \sin \alpha_x \sin \alpha_z + w'_0 s' \cos \alpha_z \quad (3.47)$$

3.4.4.3 Cálculo dos fluxos de energia

O intervalo de tempo considerado para processamento das médias dos registos foi de 15 minutos. As covariâncias do vector velocidade do vento vertical com a temperatura do ar ($\overline{w'T_a'}$) e com a humidade específica ($\overline{w'q'}$) obtidas pela equação (3.47) fornecem, respectivamente, os fluxos de latente e calor sensível (equações 2.16 e 2.17).

Os valores da massa volúmica do ar (ρ_a), do calor específico do ar a pressão constante (c_p) e do calor latente de vaporização da água (λ) são funções da massa volúmica do ar húmido (ρ_v), da temperatura do ar (T_a) e da pressão atmosférica (p). A razão de mistura, r , é calculada a partir dos valores médios de ρ_v (em g/m^3), T_a (em K) e p (em mb)

$$r = \frac{2,87 \times 10^{-3} \overline{\rho_v} \overline{T_a}}{\overline{p}} \quad (3.48)$$

A massa volúmica do ar em g/m^3 é

$$\rho_a = \frac{\overline{p}(1+r)}{2,87 \times 10^{-3} \overline{T_a}(1+1,6078r)} \quad (3.49)$$

O calor específico do ar seco a pressão e temperatura constantes (W s g^{-1}) foi corrigido para ao ar húmido por

$$c_{pw} = 1,006 + 1,846r \quad (3.50)$$

e o calor latente de vaporização (W s g^{-1}) foi corrigido de modo a ter em conta as variações da temperatura, recorrendo à equação (3.6).

3.4.4.4 Caracterização climática da campanha

As figuras 3.32, 3.33 e 3.34 apresentam os registos obtidos na estação flutuante durante o período da campanha para a temperatura média do ar e da água à superfície, velocidade média do vento horizontal e défice de pressão de vapor do ar, respectivamente.

A temperatura do ar variou aproximadamente entre 15 e 40°C com o valor máximo observado (39.9°C) a ocorrer no dia 29-Jul pelas 18:00 e o valor mínimo (14,3°C) a verificar-se do dia 20-Jul pelas 5:00 horas.

A temperatura da água à superfície da albufeira manteve grande estabilidade ao longo do período apresentando um valor médio de 25°C e uma oscilação em torno da média inferior a 3 °C.

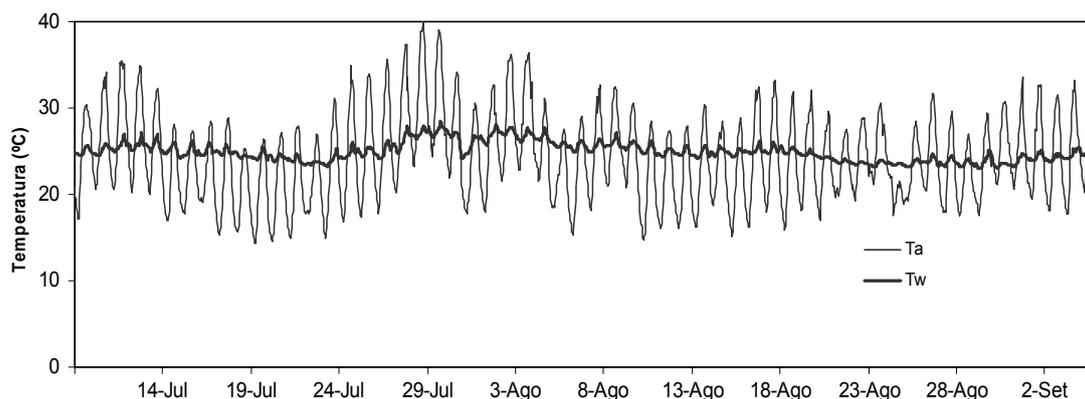


Figura 3.32 Temperatura média do ar e da superfície da água (médias horárias).

A evolução horária da velocidade do vento e a correspondente média deslizante em 24 horas são apresentadas na Figura 3.33. Em termos médios, a velocidade do vento foi de 3,1 m/s. Os valores consistentemente mais elevados ocorreram nos períodos entre os dias 17 e 23 de Julho e 19 e 23 de Agosto com vários registos de velocidade superiores a 8 m/s de média horária. Ocasionalmente, ocorreram registos de total ausência de vento com maior frequência no final do período (a partir de 24 de Agosto). Uma análise mais fina das velocidades horárias neste período permite constatar que os registos de total ausência de vento ocorrem com maior frequência durante a tarde. Também em termos de velocidade média se observa uma diminuição na intensidade para valores inferiores a 2,4 m/s no final do período.

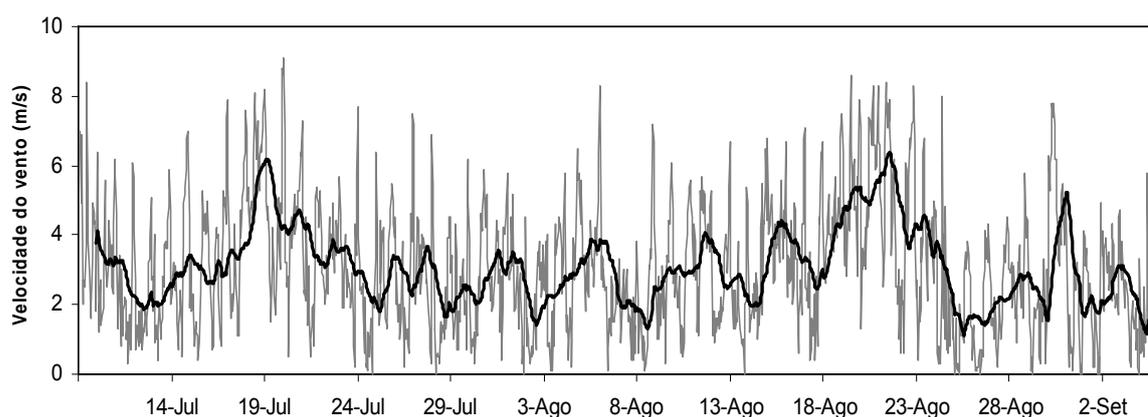


Figura 3.33 Velocidade do vento (média horária).

A variação do défice de saturação de vapor do ar (DS) encontra-se representada na Figura 3.34. Durante o período da campanha, o DS ascendeu a um máximo igual a 6.5 kPa (dia 29

de Julho) e o mínimo observado foi 0,04 kPa (dia 15 de Julho). Em média no período o valor do défice de saturação foi 1,6 kPa.

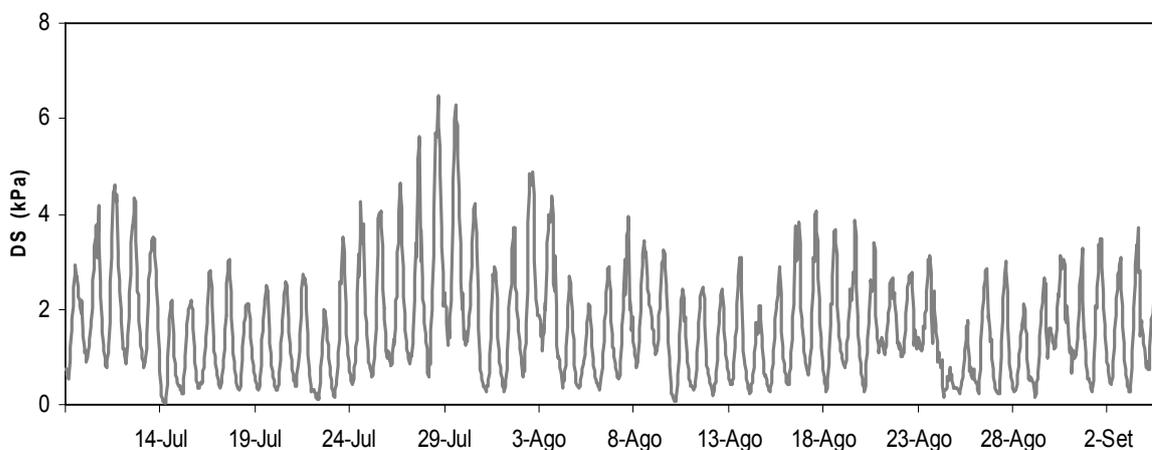


Figura 3.34 Evolução do défice de saturação do ar (médias horárias).

A Figura 3.35 apresenta a evolução diária dos fluxos de energia determinantes para o balanço energético da albufeira. A variação de energia armazenada (Q_w) na massa de água é consistente com as variações da temperatura do ar e da superfície da água que, por sua vez, são determinadas pela quantidade de energia solar disponível. O fluxo líquido de

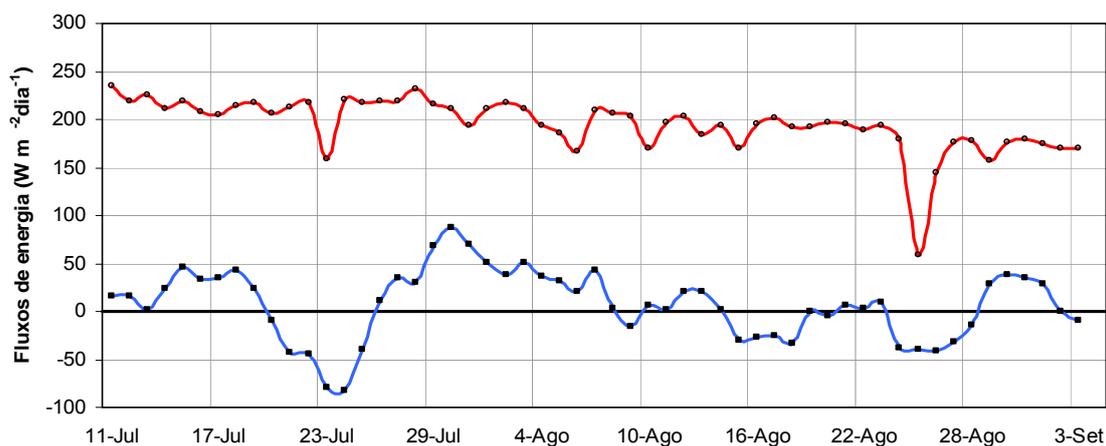


Figura 3.35 Evolução dos fluxos diários de energia (vermelho – radiação solar líquida (Q_n); azul – variação da energia armazenada (ΔQ_w))

energia (Q_n) apresenta uma tendência de decréscimo concordante com a progressiva redução do número de horas de sol à medida que os dias vão ficando mais curtos. A ocorrência de condições de nebulosidade na tarde do dia 23 de Julho e a consequente

redução da radiação solar explicam o decréscimo pontual de Q_w nesse dia. Já a redução acentuada no fluxo líquido de energia ocorrida nos dias 25 e 26 de Agosto se deveu à forte perturbação atmosférica verificada na manhã do dia 25 que se traduziu pela ocorrência de forte precipitação.

A Figura 3.36 apresenta os registos da precipitação diária durante o período em que decorreu a campanha. Os valores reportados aos dias 25 e 26 de Agosto, anormais para o local e época do ano, resultaram de um evento convectivo de grande intensidade que se manifestou na região durante a madrugada e manhã do dia 25, de que já havíamos feito referência.

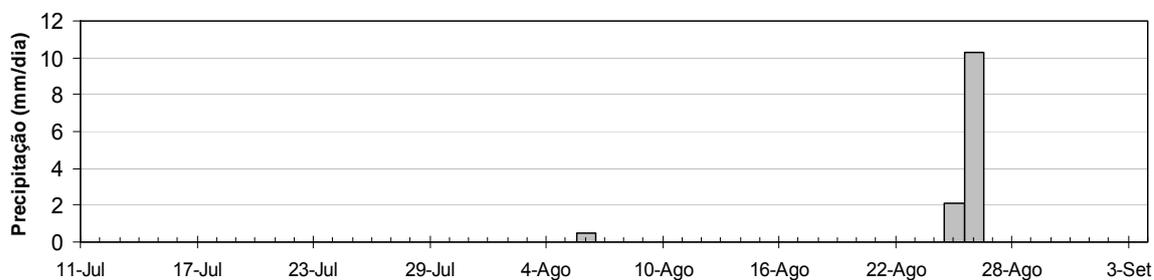


Figura 3.36 Registo da precipitação diária durante o período da campanha.

Capítulo 4

Resultados e discussão

No presente capítulo são apresentadas as estimativas da evaporação para as nove albufeiras descritas em detalhe quanto às suas características no Capítulo 3. As diversas estimativas segundo os métodos anteriormente descritos são aferidas pela sua confrontação com o cálculo da evaporação por balanço de energia (Ev_BE), considerado aqui como referência.

Procura-se assim, atingir um dos objectivos deste trabalho que é a determinação dos métodos de cálculo da evaporação mais robustos e de maior portabilidade para climas mediterrânicos com influência oceânica, tal como está sujeito o território continental português.

À semelhança do procedimento utilizado na avaliação do desempenho do modelo FLake na simulação do perfil de temperaturas de cada albufeira — que teve por base a correlação entre os valores simulados (S) e observados (O) das temperaturas da água em profundidade, agregados à escala diária — também nesta fase de teste da adequabilidade dos vários modelos de cálculo da evaporação se utilizaram as variáveis estatísticas mais comuns: o viés, que é o desvio ou o erro médio, EM , o erro absoluto médio, EAM , e a raiz do erro quadrático médio, $REQM$, que designaremos por erro quadrático médio. As definições são as habituais

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i) \quad (4.1)$$

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |S_i - O_i| \quad (4.2)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2} \quad (4.3)$$

em que S_i e O_i são, respectivamente, os valores calculados pelo método em teste e pelo balanço de energia (Ev_BE) no instante i e N o número de elementos de cada uma das séries.

Na avaliação do desempenho de cada modelo de cálculo da evaporação, para além da utilização dos descritores utilizados para a calibração do modelo FLake, que como referido incidiu sobre os perfis de temperaturas de cada albufeira, foi também aplicado um procedimento idêntico de indicadores de performance.

Tomaram-se ainda como base os indicadores estatísticos propostos por Camargo e Sentelhas (1997), definidos da seguinte forma:

- **precisão** – obtida pelo coeficiente de correlação “*corr*” como indicador do erro aleatório, em que, s , é o desvio padrão

$$corr = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - S_{med.}) (O_i - O_{med.})}{\sqrt{s_{SS}} \sqrt{s_{OO}}} \quad (4.4)$$

- **exactidão** – que quantifica o afastamento dos valores estimados pelo método em teste face aos valores fornecidos pelo balanço de energia (Ev_BE), por meio de um índice de ajustamento ou concordância “*IOA*” (*index of agreement*), tal como proposto por Willmott (1981)

$$IOA = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|S_i - O_{med.}| + |O_i - O_{med.}|)^2} \right] \quad (4.5)$$

Os valores de “*IOA*” variam entre 0 e 1, em que no primeiro caso a concordância é nula e no segundo a concordância é total. O índice *med.* identifica a média dos N valores de Ev_BE.

- **confiança** – para indicar o nível de desempenho, “*d*”, do modelo na descrição da “realidade” aqui assumida (Ev_BE), que resulta do produto dos índices de precisão e de exactidão ($d = corr * IOA$) — ver Tabela 4-1.

Tabela 4-1 Avaliação do desempenho pelo índice “d”.

Valor de “d”	Desempenho
> 0,85	<i>Excelente</i>
0,76 – 0,85	<i>Muito Bom</i>
0,66 – 0,75	<i>Bom</i>
0,61 – 0,65	<i>Mediano</i>
0,51 – 0,60	<i>Sofrível</i>
0,41 – 0,50	<i>Mau</i>
≤ 0,40	<i>Péssimo</i>

Fonte: Camargo e Sentelhas (1997)

4.1 Balanço de energia na construção do referencial de aferição

O cálculo da evaporação por balanço de energia (Ev_BE) realizou-se à escala horária em todas as albufeiras, recorrendo à metodologia descrita no ponto 3.4.1.

Nas figuras 4.1 a 4.4 representam-se os resultados mensais das contribuições relativas dos principais fluxos radiativos e do balanço energético para quatro das albufeiras estudadas – Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara – seleccionadas para atender a uma distribuição geograficamente equitativa das albufeiras (norte-interior, sul-interior, norte-atlântico e sul-atlântico) e contemplando características de volumetria, profundidade e área da superfície livre, diversificadas.

Em anexo são apresentados os mesmos elementos gráficos e os valores das componentes do balanço de energia para as restantes albufeiras (figuras A.1 a A.5 e tabelas A-2 a A-10).

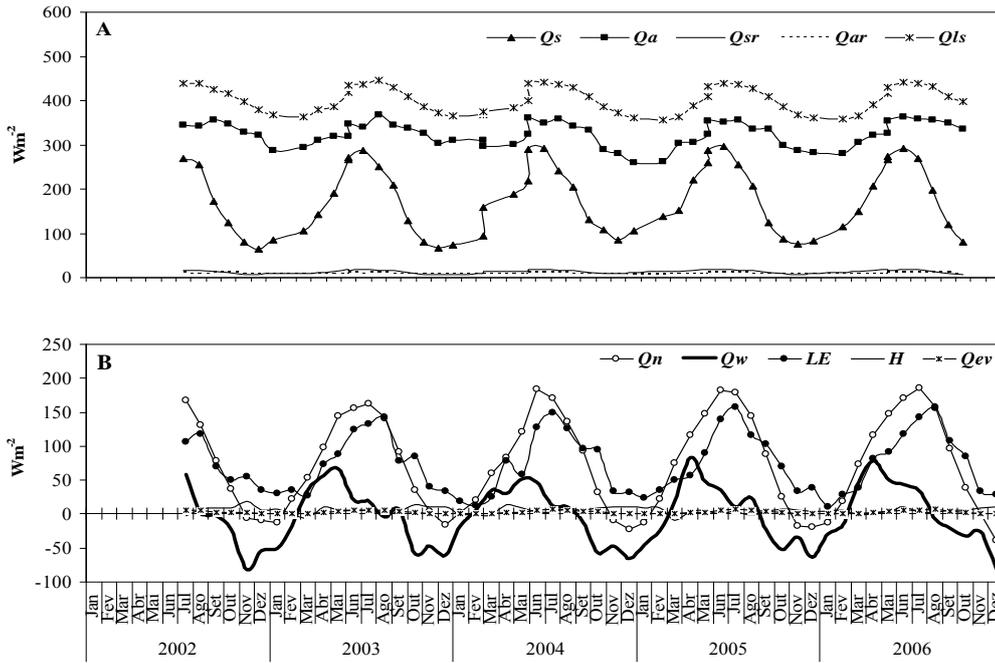
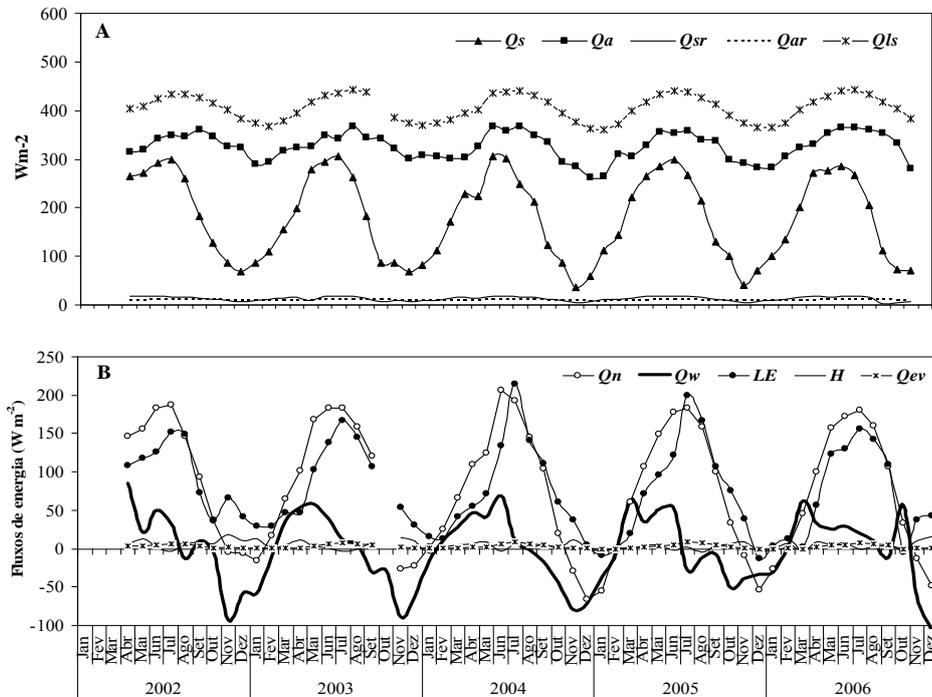
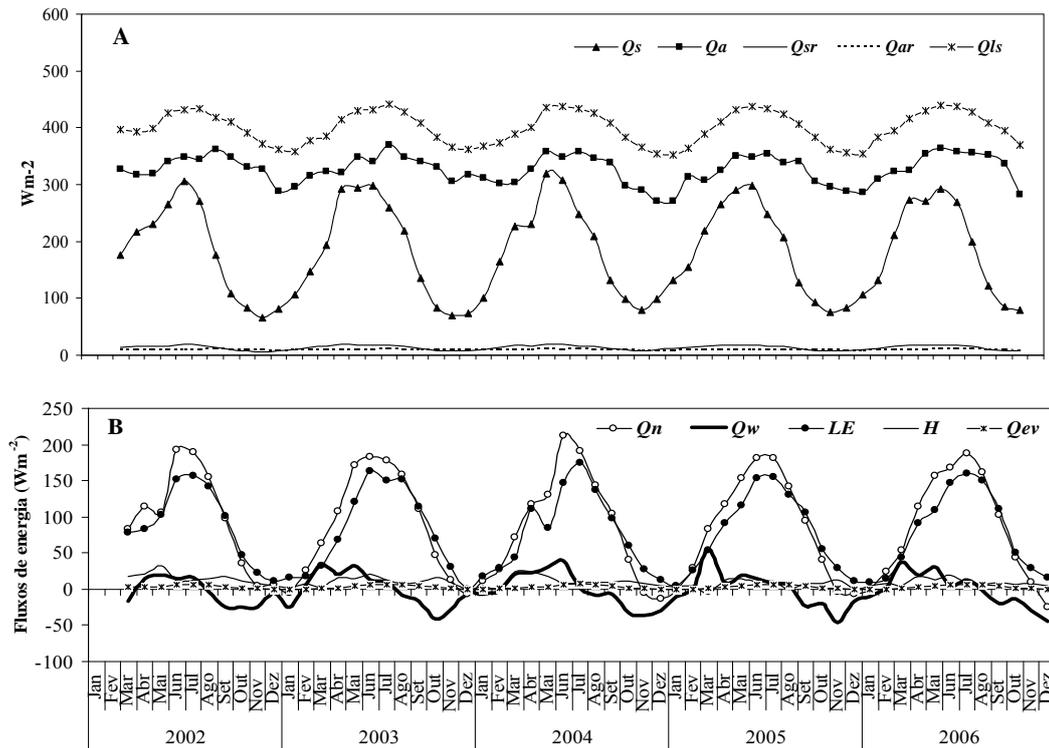


Figura 4.1 Fluxos mensais de energia na albufeira de Alqueva. (A) Fluxos radiativos: Q_s – radiação solar incidente; Q_{sr} – radiação solar reflectida; Q_a – radiação atmosférica incidente; Q_{ar} – radiação atmosférica reflectida; Q_{ls} – radiação emitida pela superfície da água. (B) Balanço de energia: Q_n – fluxo líquido de radiação; Q_w – variação de energia na massa de água; LE – fluxo de calor latente; H – fluxo de calor sensível; Q_{ev} – fluxo de energia cedida pela massa de água através da evaporação.

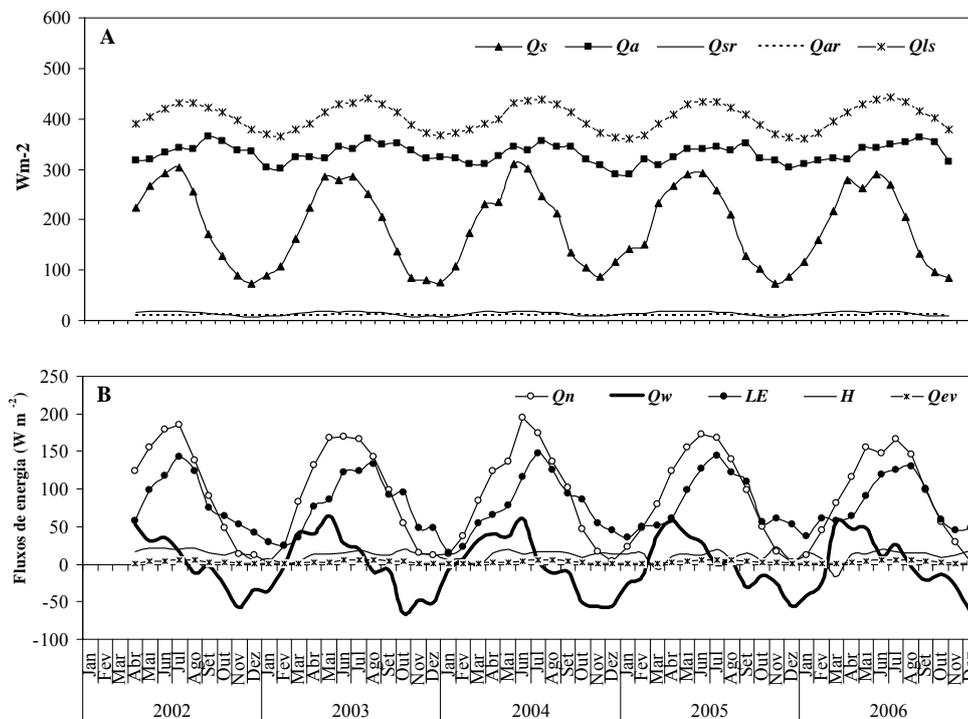


4.2 O mesmo que a Figura 4.1, mas para a albufeira de Odeleite.

Resultados e discussão



4.3 O mesmo que a Figura 4.1, mas para a albufeira do Roxo.



4.4 O mesmo que a Figura 4.1, mas para a albufeira de Santa Clara.

Os valores médios anuais dos fluxos de energia e da evaporação por albufeira, no período 2002-2006, são apresentados na Tabela 4-2. Em todos os casos, os valores mais significativos correspondem à radiação de ondas longas, atmosférica (Q_a) e emitida pela superfície livre (Q_{ls}). No entanto, tratando-se de fluxos de sentidos contrários, acabam por se compensar, pelo que o saldo radiativo de ondas longas [$(Q_a - Q_{ar}) - Q_{ls}$] resulta em perdas que variam entre $81,9 \text{ Wm}^{-2}$ na albufeira de Santa Clara e $89,5 \text{ Wm}^{-2}$ nas albufeiras de Odeleite e Maranhão.

Tabela 4-2 Valores médios dos fluxos de energia (Wm^{-2}) e da evaporação (mmdia^{-1}) por albufeira, no período 2002-2006.

	Alqueva	Alvito	Bravura	Caia	Maranhão	Odeleite	Pego do Altar	Roxo	Santa Clara
$(Q_a - Q_{ar})$	314,2	317	320,5	310,3	313,6	316,4	315,9	317	320,5
(Q_{ls})	401,2	400	403	398,4	403,2	405,8	404	400	402,4
Saldo	-87	-83	-82,52	-88,1	-89,5	-89,5	-88,1	-82,9	-81,9
$(Q_s - Q_{sr})$	162,6	169,9	173,5	161,8	154,0	168	159	169,4	173,4
Q_n	74,7	87,7	91,8	73	67,4	80,3	74,3	87,4	91,5
Q_w	-0,2	0,1	0,4	0,2	1,9	-0,8	0,6	-1,2	-0,9
LE	74,4	76,7	96,6	79,4	74,6	77,9	65,3	79,9	79
H	5,4	8,3	6,8	6,8	8,0	4,2	7,1	10,2	12,5
Q_{ev}	2,8	2,8	3,4	3	2,7	3	2,5	3	2,8
Ev_BE	2,6	2,7	3,4	2,8	2,4	2,7	2,3	2,8	2,8

A principal fonte de energia do balanço é a radiação líquida de ondas curtas ($Q_s - Q_{sr}$) com valores médios anuais a variarem entre $175,5 \text{ Wm}^{-2}$ na albufeira da Bravura e 154 Wm^{-2} em Maranhão.

A radiação solar (Q_s) apresenta variação sazonal característica, com os valores mais elevados no verão. O fluxo líquido de radiação (Q_n) apresenta sazonalidade idêntica à radiação solar, mas com valores negativos em alguns dos meses de Inverno.

O fluxo líquido de radiação observado na primavera e no princípio do verão é mobilizado, principalmente, para aquecimento e armazenamento energético na massa de água das albufeiras. No Outono, pese embora o decréscimo contínuo da radiação solar e temperatura ar, a evaporação apresenta valores elevados em resultado da cedência de energia armazenada na água, sob a forma de calor latente (LE) e, ainda que em menor proporção, através do calor sensível (H). Este aspecto é mais sensível nas albufeiras de maior inércia térmica como o Alqueva.

O fluxo de calor sensível depende da diferença de temperaturas da superfície e do ar ($T_s - T_a$), tal como comprova a forte correlação entre estas duas grandezas, exemplificada na Figura 4.5 para as albufeiras de Alqueva e Caia. O valor de H é reduzido, quando comparado com os restantes componentes do balanço energético. Geralmente é positivo porque durante o ano a média das temperaturas da água (T_s) é superior à média das temperaturas do ar (T_a). Nestas condições ($T_s > T_a$), o fluxo de calor sensível ocorre no sentido da superfície livre para a atmosfera com perda de energia por parte do lago.

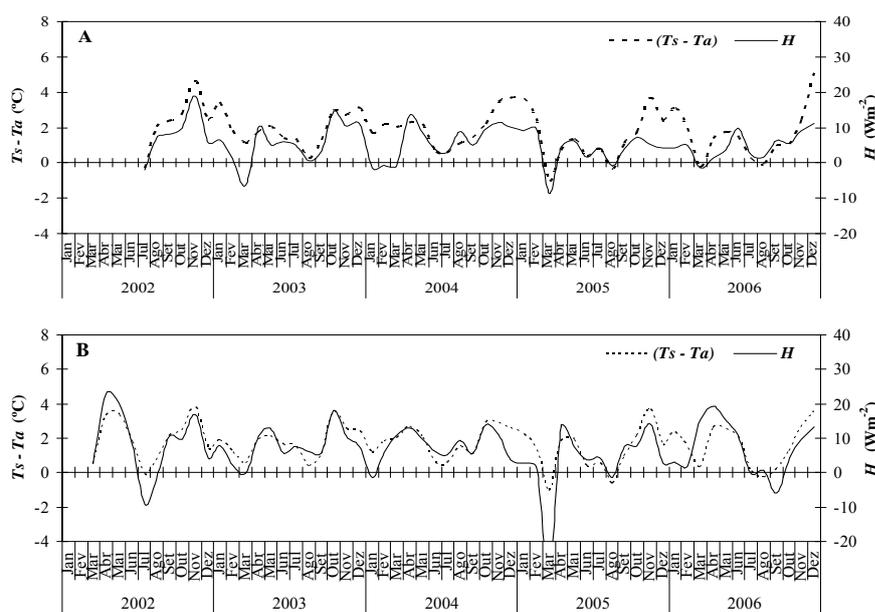


Figura 4.5
 Variação mensal do fluxo e de calor sensível (H) e da diferença de temperaturas ($T_s - T_a$), (A) Alqueva; (B) Caia.

A variação à escala diária do armazenamento de calor na massa de água (Q_w) alterna entre valores positivos e negativos devido à sua forte dependência das oscilações da temperatura nas camadas superficiais. A Figura 4.6 ilustra essa variação para a albufeira de Alqueva.

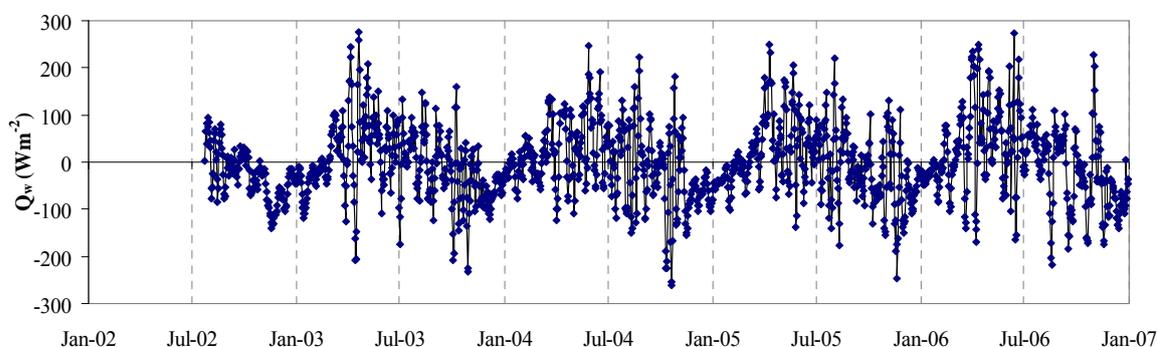


Figura 4.6 Variação diária do armazenamento de calor na albufeira de Alqueva.

A agregação a escalas temporais superiores, principalmente a nível mensal permite identificar claramente períodos contínuos de ganho e perda de energia pela massa de água.

Na primavera as albufeiras ganham e armazenam energia que lhe é fornecida pela maior disponibilidade de radiação líquida e valores baixos de evaporação. Geralmente, o enriquecimento energético tem início no mês de Fevereiro ou Março e prolonga-se até ao mês de Agosto, atingindo o seu máximo normalmente em Maio, mas dependendo dos anos e das albufeiras, pode ocorrer entre Abril e Junho.

A partir de Agosto a variação do armazenamento de energia é invertida e a massa de água sofre um empobrecimento energético que geralmente se prolonga até ao mês de Dezembro.

O saldo de Q_w no período considerado é praticamente nulo para a generalidade das albufeiras (Tabela 4-2), o que confirma que a energia armazenada na massa de água durante a Primavera-Verão é posteriormente libertada na forma de calor.

Observa-se que os valores máximos de armazenamento de energia na água tendem a ocorrer um a dois meses antes dos máximos da radiação líquida. Nesse período, a maior parte do acréscimo da energia radiativa é convertido em calor latente e a evaporação aumenta até ao seu valor máximo, observando um desfasamento de um mês relativamente ao máximo da radiação líquida, na maioria dos casos.

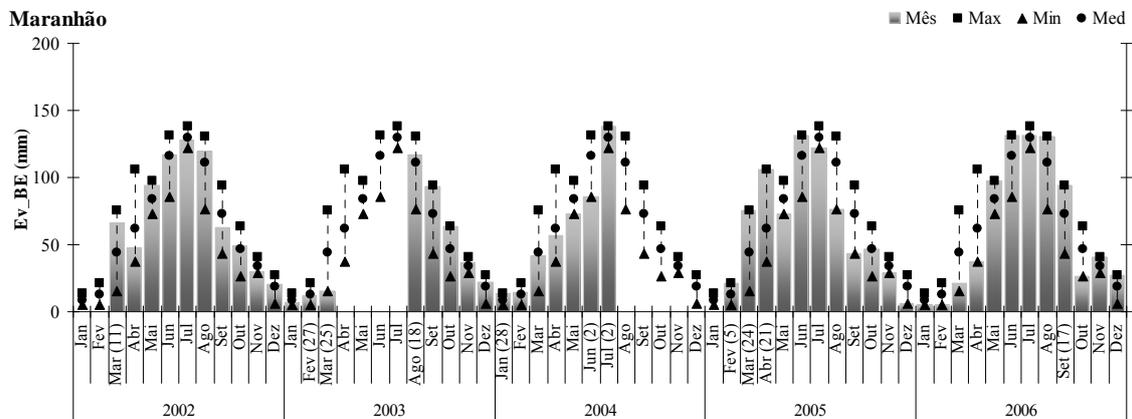
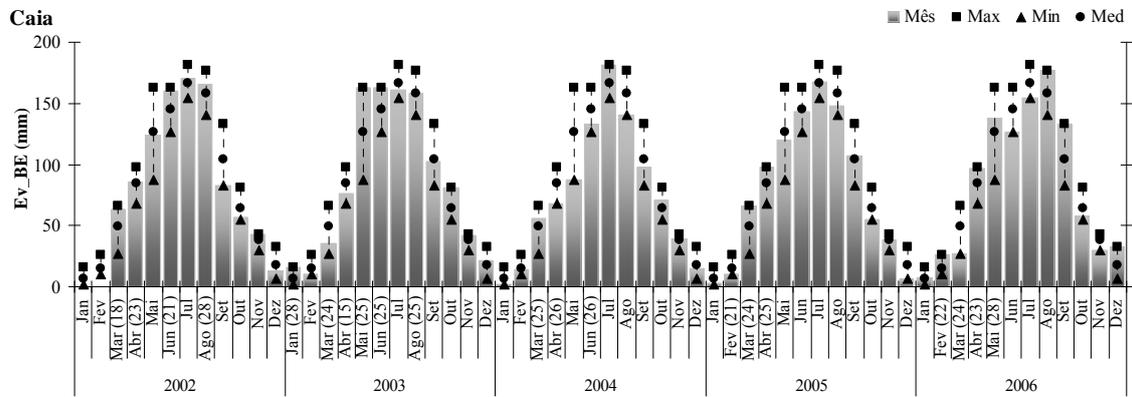
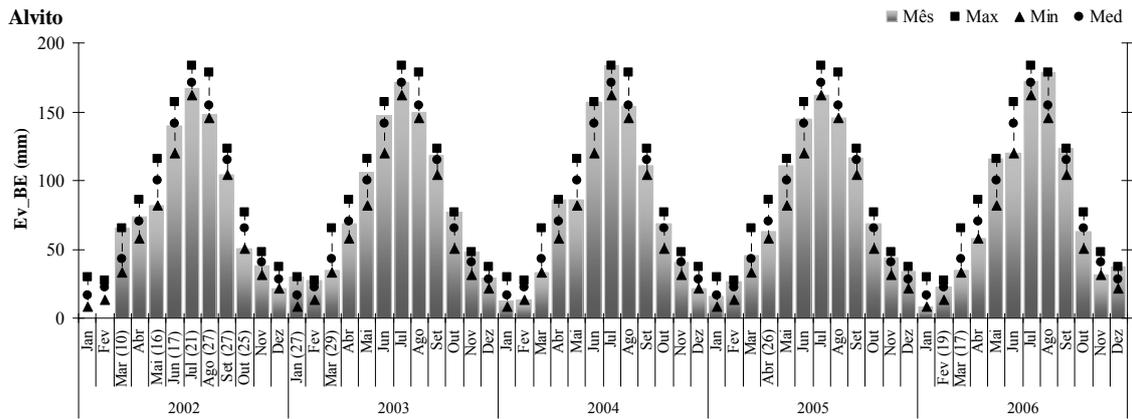
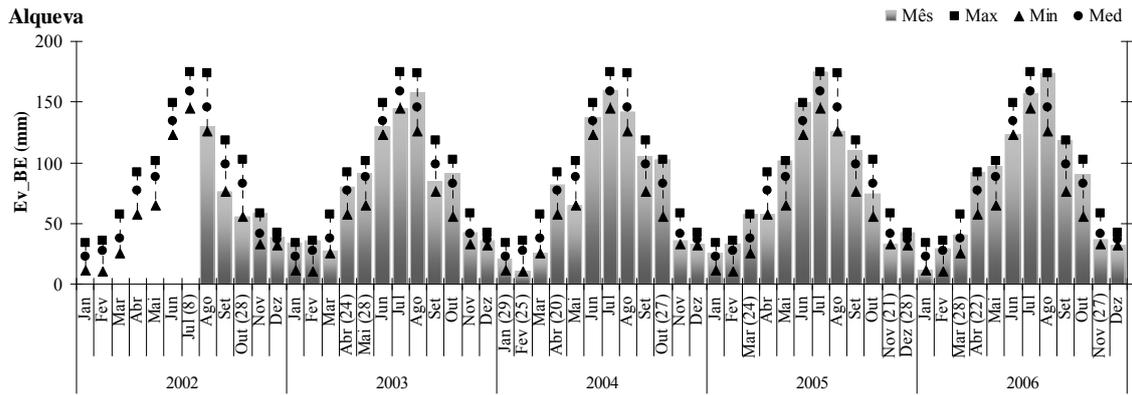
Na generalidade das albufeiras, o saldo energético anual e plurianual tende a ser nulo (Tabelas A-2 a A-10, em anexo).

Os valores mensais da evaporação calculada pelo balanço de energia em cada albufeira e os correspondentes valores médios, máximos e mínimos no período 2002-2006 são apresentados na Figura 4.7.

Em cada albufeira, as variações inter-anuais da evaporação são pouco significativas. Em geral, os valores de cada mês encontram-se dentro da amplitude do período, no mês respectivo. Os maiores valores da evaporação ocorrem nos meses de Junho a Agosto e os menores registam-se entre Dezembro e Fevereiro.

Da comparação entre albufeiras, considerando os valores da evaporação média no período, podemos concluir ser Julho o mês de maior evaporação e Janeiro o que regista menores valores. Os valores máximos mensais variam entre 175 mm, na albufeira de Alqueva, e 195 mm para a albufeira do Roxo. Os mínimos são inferiores a 5 mm com excepção de Alqueva e Santa Clara com valores, respectivamente de 10 e de 18 mm.

Resultados e discussão



(continua na próxima página, onde se encontra a legenda)

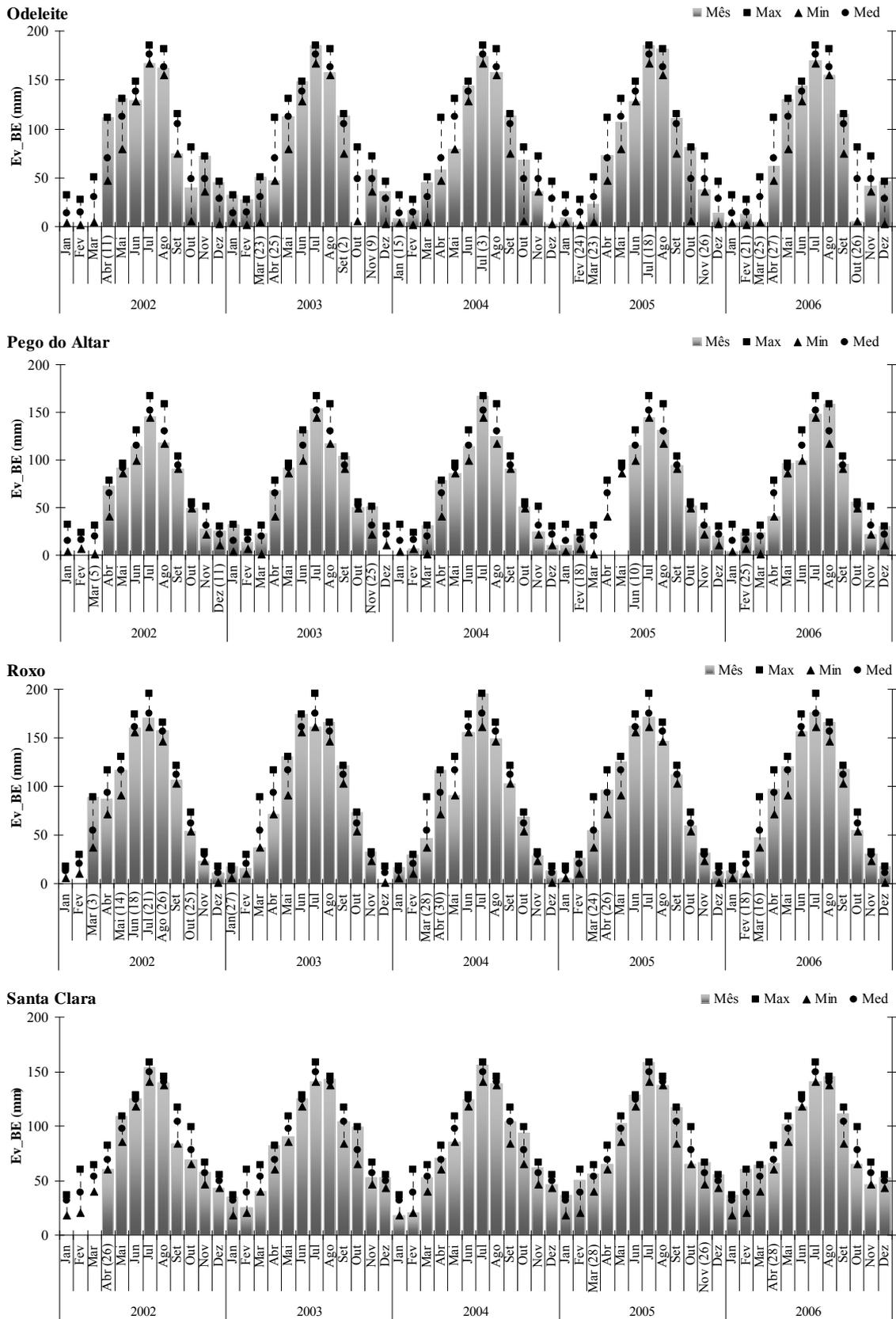


Figura 4.7 Valores da evaporação mensal média, máxima e mínima, determinados pelo método do balanço de energia (em abcissas, entre parêntese, o número de dias que contribuíram para a média, máximo e mínimo, nos meses com falhas).

4.2 Modelo de lago

4.2.1 Avaliação da simulação dos perfis térmicos

A evolução gráfica e os indicadores estatísticos referentes à comparação entre os resultados da simulação pelo modelo de lago FLake e as observações da temperatura média diária da água nas albufeiras em estudo estão apresentados, respectivamente, nas figuras 4.8 a 4.16 e nas tabelas 4-3 a 4-11.

Os resultados para a albufeira de Alqueva permitem concluir que existe uma boa concordância entre a temperatura da água modelada e as observações nas camadas superficiais. O modelo simula de forma bastante razoável as temperaturas às profundidades de 1 e 5 metros ainda que se registre uma tendência para a subestimação dos valores simulados, que é traduzida pelos valores negativos em termos de viés (EM) no período. Abaixo dos 10 metros inverte-se o sinal do erro médio e o modelo leva a uma ligeira sobrestimativa das temperaturas mais profundas.

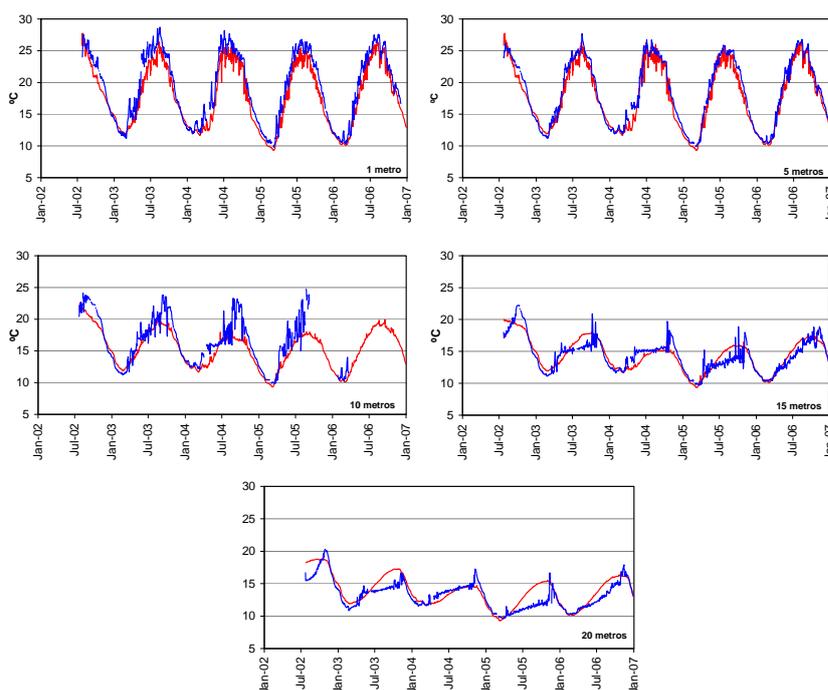


Figura 4.8
Evolução da temperatura da água na albufeira de Alqueva, Azul- temperatura observada; Vermelho – temperatura simulada, As curvas correspondem aos valores médios diários.

As oscilações diárias observadas durante os períodos de aquecimento, aos 10 metros de profundidade, levantam alguma suspeita sobre a qualidade das observações àquele nível. Deslocações horizontais de massas de água em resultado de aquecimentos diferenciados

poderão estar na base daquele comportamento, dificilmente representável por um modelo unidimensional.

Aos 15 e 20 metros observa-se, na generalidade dos anos, um aumento brusco da temperatura em Novembro. Neste caso, mais do que movimentos horizontais de massas de água de diferentes temperaturas, o afundamento das camadas, superficiais mais frias, por alteração da densidade da água relativamente às camadas que lhes sob põem, contribuem para a homogeneização térmica do perfil e para o aumento “pontual” da temperatura em profundidade.

Tendo em conta o índice de desempenho, d , o comportamento do modelo na simulação das temperaturas da água pode ser considerado *Muito Bom*.

Tabela 4-3 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da temperatura da água a várias profundidades quando comparadas com as observações na albufeira de Alqueva, IOA, R^2 , “corr” e “d” (adimensionais), EM (°C), EAM (°C) e REQM (°C).

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-1,28	-1,61	-1,24	0,08	0,62
EAM	1,40	1,75	1,51	0,96	1,04
RQEM	1,73	2,18	2,05	1,23	1,40
IOA	0,97	0,94	0,91	0,94	0,90
R²	0,96	0,96	0,84	0,77	0,71
“corr”	0,98	0,98	0,91	0,88	0,84
“d”	0,95	0,92	0,83	0,82	0,76
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Bom)</i>

Na albufeira de Alvito, tal como observado em Alqueva, verifica-se que o modelo tende a subestimar os valores da temperatura da água nas camadas mais superficiais (Figura 4.8 e 4.9). Todavia, o comportamento do modelo pode ser considerado *Excelente* até aos 10 metros de profundidade. Aos 15 e 20 metros, os valores simulados apresentam-se, em média ligeiramente sobrevalorizados, com viés de 0,3°C e 1°C, respectivamente. Estas diferenças não invalidam, contudo que o desempenho do modelo em profundidade possa ser considerado *Bom*.

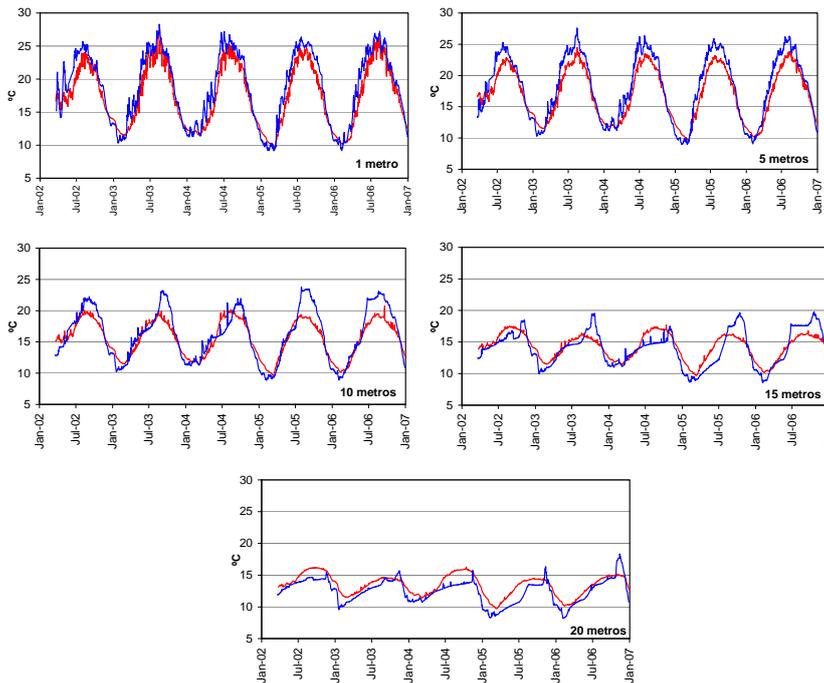


Figura 4.9
Equivalente à Figura 4.8, mas para a albufeira de Alvito.

Tabela 4-4 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Alvito.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-1,17	-1,08	-0,60	0,31	1,01
EAM	1,50	1,53	1,44	1,29	1,17
RQEM	1,86	1,79	1,86	1,58	1,35
IOA	0,96	0,96	0,93	0,88	0,84
R²	0,93	0,95	0,86	0,70	0,76
“corr”	0,97	0,98	0,93	0,83	0,88
“d”	0,93	0,94	0,86	0,74	0,74
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Bom)</i>	<i>(Bom)</i>

Os resultados registados na albufeira da Bravura (Figura 4.10 e Tabela 4.5) confirmam a capacidade do modelo para simular a temperatura da água a superfície, com valores simulados ligeiramente inferiores aos observados (viés a 1 metro = -0,66 °C).

Aos 5 e 10 metros de profundidade os valores simulados apresentam-se também, em média, inferiores aos valores observados durante o período de verão. Todavia, continuam em fase e, com excepção do ano de 2004, com máximos idênticos aos valores observados.

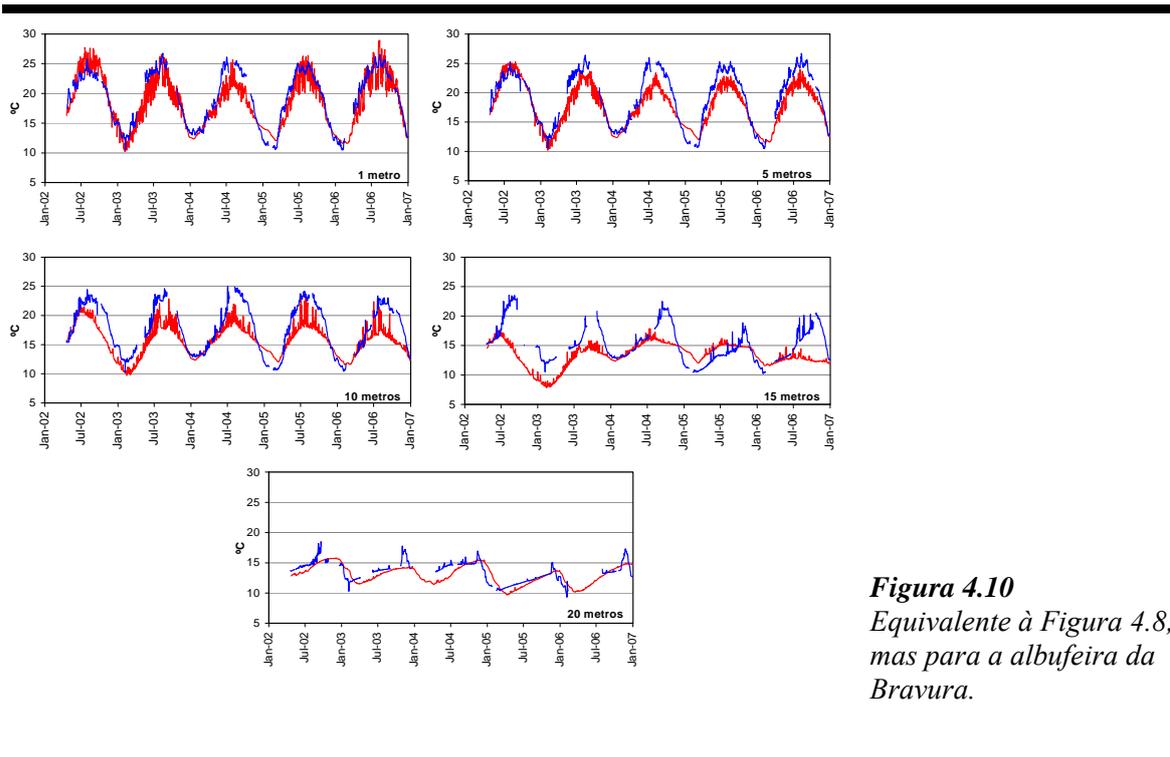


Figura 4.10
 Equivalente à Figura 4.8,
 mas para a albufeira da
 Bravura.

Comportamento igualmente bom pode ser verificado aos 20 metros, que contrasta claramente com o verificado na profundidade anterior onde o índice de desempenho do modelo determina uma classificação de *Péssimo*.

Tabela 4-5 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira da Bravura.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-0,64	-1,29	-2,04	-2,41	-0,33
EAM	1,53	1,75	2,45	2,41	0,87
RQEM	1,95	2,17	3,01	3,35	1,11
IOA	0,95	0,93	0,82	0,58	0,86
R²	0,84	0,86	0,74	0,18	0,59
“corr”	0,91	0,93	0,86	0,43	0,77
“d”	0,87	0,86	0,70	0,25	0,67
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Bom)</i>	<i>(Péssimo)</i>	<i>(Bom)</i>

Os indicadores estatísticos da aplicação do modelo à albufeira do Caia revelam um comportamento muito bom até à profundidade de 15 metros. A análise gráfica, todavia, não parece confirmar este bom desempenho estatístico do modelo. Os valores simulados máximos apresentam-se sub estimados, de acordo com a tendência já anteriormente observada, mas revelando maiores diferenças nas profundidades intermédias.

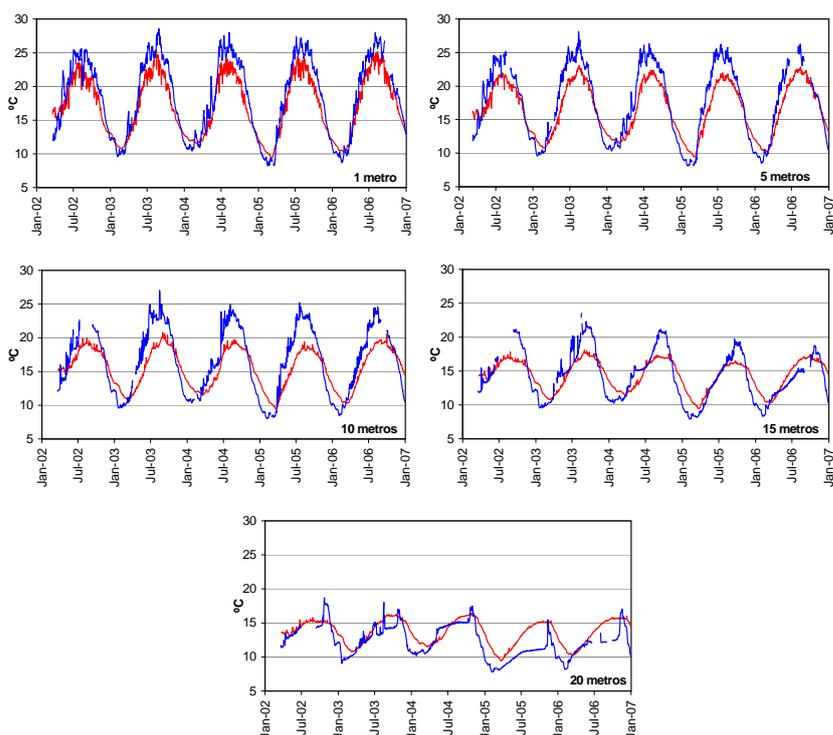


Figura 4.11
 Equivalente à Figura 4.8,
 mas para a albufeira do
 Caia.

Também na simulação dos valores mínimos o modelo revela deficiências. Os valores mínimos simulados são, em geral, 1 a 2 graus célsius superiores aos observados e ocorrem com um desfasamento temporal que, nalguns anos, chega a ser superior a dois meses nas maiores profundidades.

Tabela 4-6 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira do Caia.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-1,29	-1,09	-1,06	0,05	1,31
EAM	2,05	2,02	2,07	1,55	1,53
RQEM	2,43	2,37	2,49	1,89	1,86
IOA	0,94	0,93	0,89	0,89	0,78
R²	0,91	0,92	0,91	0,82	0,66
“corr”	0,95	0,96	0,95	0,90	0,81
“d”	0,89	0,89	0,85	0,80	0,63
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Mediano)</i>

As simulações para a albufeira do Maranhão revelam excelentes resultados até aos 5 metros de profundidade. Aos 10 e 15 metros acentua-se a tendência do modelo para a

estimação por defeito dos valores da temperatura da água, principalmente nos dois últimos anos de simulação (2005-2006).

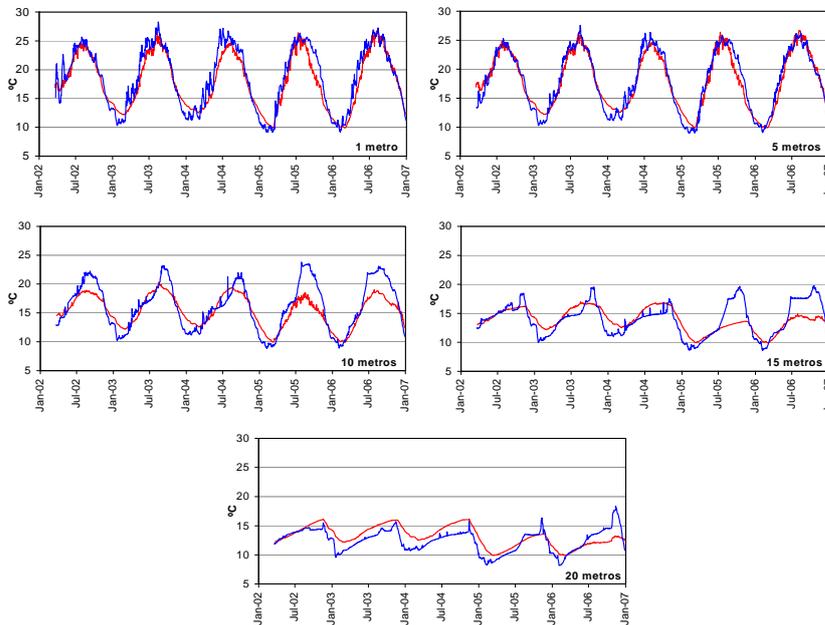


Figura 4.12
Equivalente à Figura 4.8, mas para a albufeira do Maranhão.

À maior profundidade observada o modelo revela um comportamento aceitável, ainda que contrariando a tendência dos níveis anteriores. O viés positivo e a análise gráfica apontam para uma ligeira sobre estimação dos valores nesta profundidade.

Tabela 4-7 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira do Maranhão.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-0,70	-0,77	-0,75	-0,11	0,72
EAM	1,37	2,03	1,73	1,46	1,28
RQEM	1,75	2,47	2,23	1,98	1,55
IOA	0,97	0,92	0,88	0,80	0,80
R²	0,92	0,92	0,77	0,58	0,64
“corr”	0,96	0,94	0,89	0,70	0,71
d	0,93	0,87	0,79	0,56	0,57
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Sofrível)</i>	<i>(Sofrível)</i>

Os resultados das simulações na albufeira de Odeleite revelam boa concordância com as temperaturas da água à superfície, ainda que, o erro médio se apresente elevado e reflita a tendência para a subestimação dos valores, que parece caracterizar o modelo.

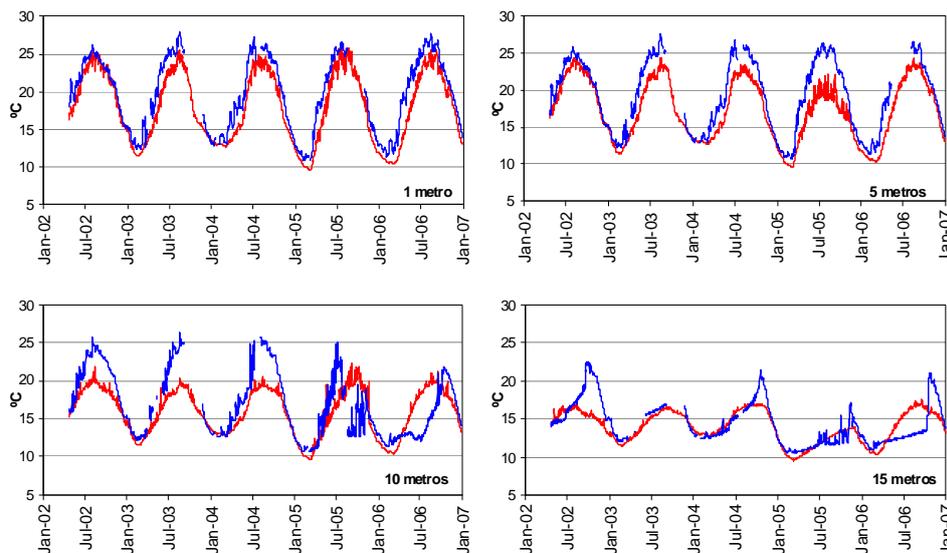


Figura 4.13
Equivalente à
Figura 4.8, mas
para a albufeira
de Odeleite.

Aos 10 metros verifica-se que o modelo não é capaz de simular os máximos de temperatura, apresentando, nalguns anos, diferenças de cerca de 5 °C. Os valores mínimos da temperatura são, em geral, bem simulados pelo modelo em todos os níveis.

Tabela 4-8 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Odeleite.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-1,84	-2,16	-0,94	-0,39	-
EAM	1,86	2,17	2,10	1,35	-
RQEM	2,26	2,71	2,74	1,95	-
IOA	0,94	0,91	0,86	0,82	-
R²	0,93	0,93	0,63	0,48	-
“corr”	0,96	0,94	0,79	0,72	-
“d”	0,91	0,86	0,58	0,59	-
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Sofrível)</i>	<i>(Sofrível)</i>	

As simulações na albufeira do Pego do Altar confirmam a capacidade do modelo para simular a evolução temporal da temperatura da água nas camadas mais superficiais. Os valores máximos e mínimos simulados reflectem com grande rigor as observações ocorrendo em fase com estas e com valor idêntico, principalmente a 1 metro de profundidade.

Aos 10 metros a qualidade da simulação é apenas *Sofrível*, em parte devido à variabilidade nas temperaturas observadas durante a estação seca em alguns dos anos (2002, 2004). A utilização predominante para o regadio, que é dada à água da albufeira poderá justificar tais variações, já que implica a mobilização de grandes volumes e consequente

movimentação horizontal de massas de água termicamente diferenciadas. O padrão das temperaturas observadas aos 15 e 20 metros parece confirmar os deslocamentos horizontais já observados noutras albufeiras e que o modelo não consegue reproduzir, o que se traduz por um comportamento do modelo face às observações, reportado de *Péssimo*.

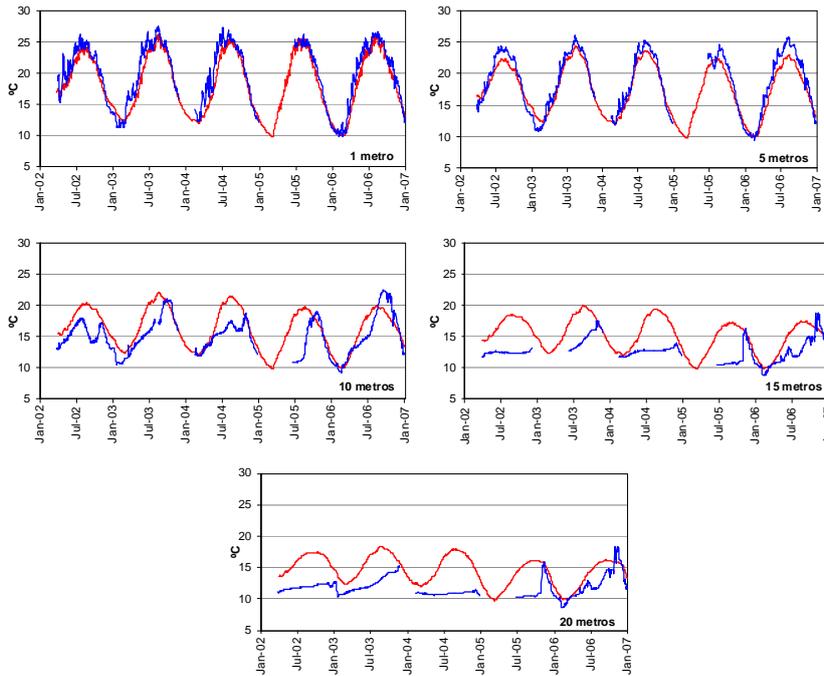


Figura 4.14
Equivalente à Figura 4.8,
mas para a albufeira de Pego
do Altar.

Tabela 4-9 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Pego do Altar.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-0,87	-0,71	1,74	3,22	3,19
EAM	1,25	1,18	2,23	3,31	3,25
RQEM	1,67	1,36	2,91	3,94	3,73
IOA	0,97	0,97	0,76	0,44	0,41
R²	0,92	0,95	0,54	0,34	0,28
“corr”	0,96	0,98	0,69	0,47	0,44
“d”	0,93	0,95	0,53	0,21	0,18
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Sofrível)</i>	<i>(Péssimo)</i>	<i>(Péssimo)</i>

A avaliação estatística da qualidade da simulação na albufeira do Roxo revela vés reduzido em todas as profundidades, inferior nalguns casos, aos erros associados às medições da temperatura. A análise gráfica confirma a forma muito razoável com que os valores da temperatura são simulados pelo modelo.

Os resultados das simulações aos 20 metros foram descartados da análise por suspeitas sobre a qualidade das observações registadas, uma vez que, em grande parte do período, as profundidades no local da medição registaram valores inferiores àquele nível.

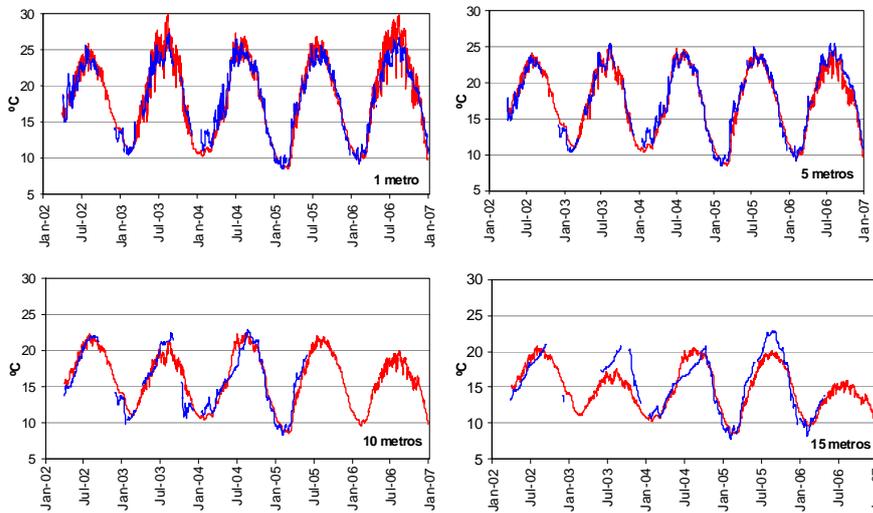


Figura 4.15
Equivalente à Figura 4.8, mas para a albufeira do Roxo.

Tabela 4-10 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira do Roxo.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	0,33	-0,14	0,17	0,26	-
EAM	1,17	0,75	1,05	1,31	-
RQEM	1,48	0,99	1,39	1,64	-
IOA	0,98	0,99	0,97	0,95	-
R²	0,95	0,96	0,89	0,82	-
“corr”	0,97	0,98	0,94	0,91	-
“d”	0,95	0,97	0,91	0,86	-
(Desempenho)	<i>(Excelente)</i>	<i>(Excelente)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	-

Na albufeira de Santa Clara, apesar dos indicadores estatísticos apontarem para um razoável desempenho do modelo na simulação das temperaturas até aos 10 metros de profundidade, a análise gráfica evidencia desajustes na simulação dos valores extremos. Os máximos simulados à superfície e a 5 metros são 1 a 3 graus célsius inferiores aos máximos observados e tendem a ocorrer cerca de um mês mais tarde. Os mínimos simulados, embora em fase com as observações, ficam aquém, cerca de 2 graus célsius dos valores observados, para a maioria dos anos.

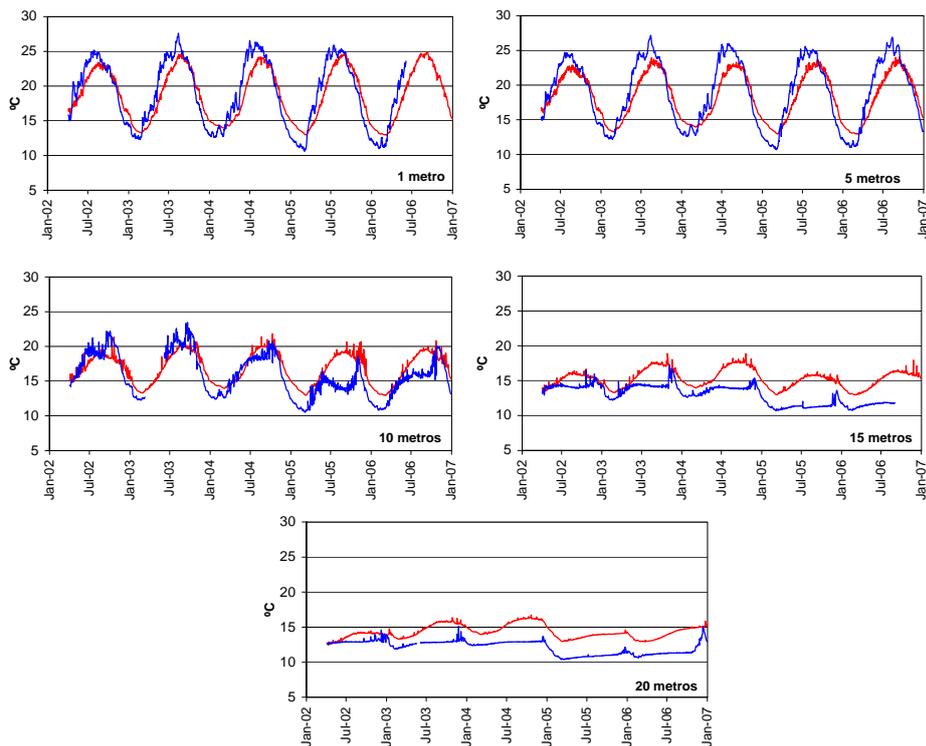


Figura 4.16
Equivalente à
Figura 4.8, mas
para a albufeira de
Santa Clara.

Nos níveis mais profundos o modelo fornece temperaturas superiores às observadas em todo o período de simulação mantendo alguma variabilidade sazonal. O seu desempenho é aqui muito deficiente ao indicar a presença da termoclina para além dos 20 metros, facto que as observações não confirmam.

Tabela 4-11 Equivalente à Tabela 4-3, mas para a albufeira de Santa Clara.

Estatística	Profundidade				
	1m	5m	10m	15m	20m
EM	-0,45	-0,60	1,09	2,24	2,20
EAM	1,81	1,91	1,78	2,26	2,20
RQEM	2,07	2,20	2,16	2,57	2,37
IOA	0,94	0,92	0,83	0,53	0,45
R²	0,54	0,54	0,57	0,61	0,59
“corr”	0,91	0,91	0,79	0,57	0,57
“d”	0,86	0,84	0,66	0,30	0,26
(Desempenho)	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Muito Bom)</i>	<i>(Bom)</i>	<i>(Péssimo)</i>	<i>(Péssimo)</i>

4.2.2 Avaliação da evaporação simulada

Os valores da evaporação simulada pelo modelo de lago (Ev_FLake) calibrado para as albufeiras de Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara são apresentados nas figuras 4.17 a 4.20 comparando com as correspondentes determinações da evaporação pelo balanço de energia (Ev_BE), assumida como padrão. Em anexo são apresentados os mesmos elementos gráficos para as restantes albufeiras e alguns descritores estatísticos das séries de evaporação diária e mensal, para a totalidade das albufeiras em estudo (figuras A.6 a A.10 e tabelas A-12 a A-15).

A comparação para a albufeira de Alqueva, permite concluir que existe um razoável ajustamento dos valores diários de evaporação simulado nas estimativas dos extremos mínimos. No entanto, o modelo revela deficiências na simulação dos valores máximos. Neste caso, a evaporação simulada é inferior em cerca de 15% relativamente aos valores máximos da evaporação Ev_BE . Considerando o valor médio para a totalidade do período em estudo, a evaporação diária simulada é inferior em cerca de 5% relativamente aos valores estimados pelo balanço de energia, respectivamente, $2,52 \text{ mmdia}^{-1}$ e $2,64 \text{ mmdia}^{-1}$.

O viés na estimação da evaporação diária é praticamente nulo ($EM = -0,07 \text{ mmdia}^{-1}$) e os erros absoluto médio e quadrático médio são pouco significativos ($EAM = 0,97 \text{ mmdia}^{-1}$ e $REQM = 1,25 \text{ mmdia}^{-1}$).

Em termos de avaliação estatística da qualidade das simulações e da confiança do modelo, nos termos em que foi definido no início deste capítulo 4, o modelo revelou fraca precisão ($corr = 0,77$) e exactidão ($IOA = 0,66$), o que determina um desempenho *Sofrível* na simulação dos valores diários da evaporação na albufeira de Alqueva (Tabela A-12).

À escala mensal regista-se uma razoável correlação entre os resultados das simulações e os valores de referência. O viés é praticamente nulo ($EM = -0,06 \text{ mmdia}^{-1}$), ainda que as diferenças mensais confirmem a subestimação dos valores da evaporação simulada mais evidente a partir de Abril até Outubro. No período entre Novembro e Fevereiro os valores simulados igualam ou são ligeiramente superiores aos estimados pelo balanço de energia.

Em termos de avaliação estatística da qualidade das simulações e da confiança do modelo, à escala mensal, o modelo revelou boa precisão ($corr = 0,88$) e exactidão ($IOA = 0,93$) o que determina um desempenho *Muito Bom* na simulação dos valores mensais da evaporação na albufeira de Alqueva (Tabela A-13).

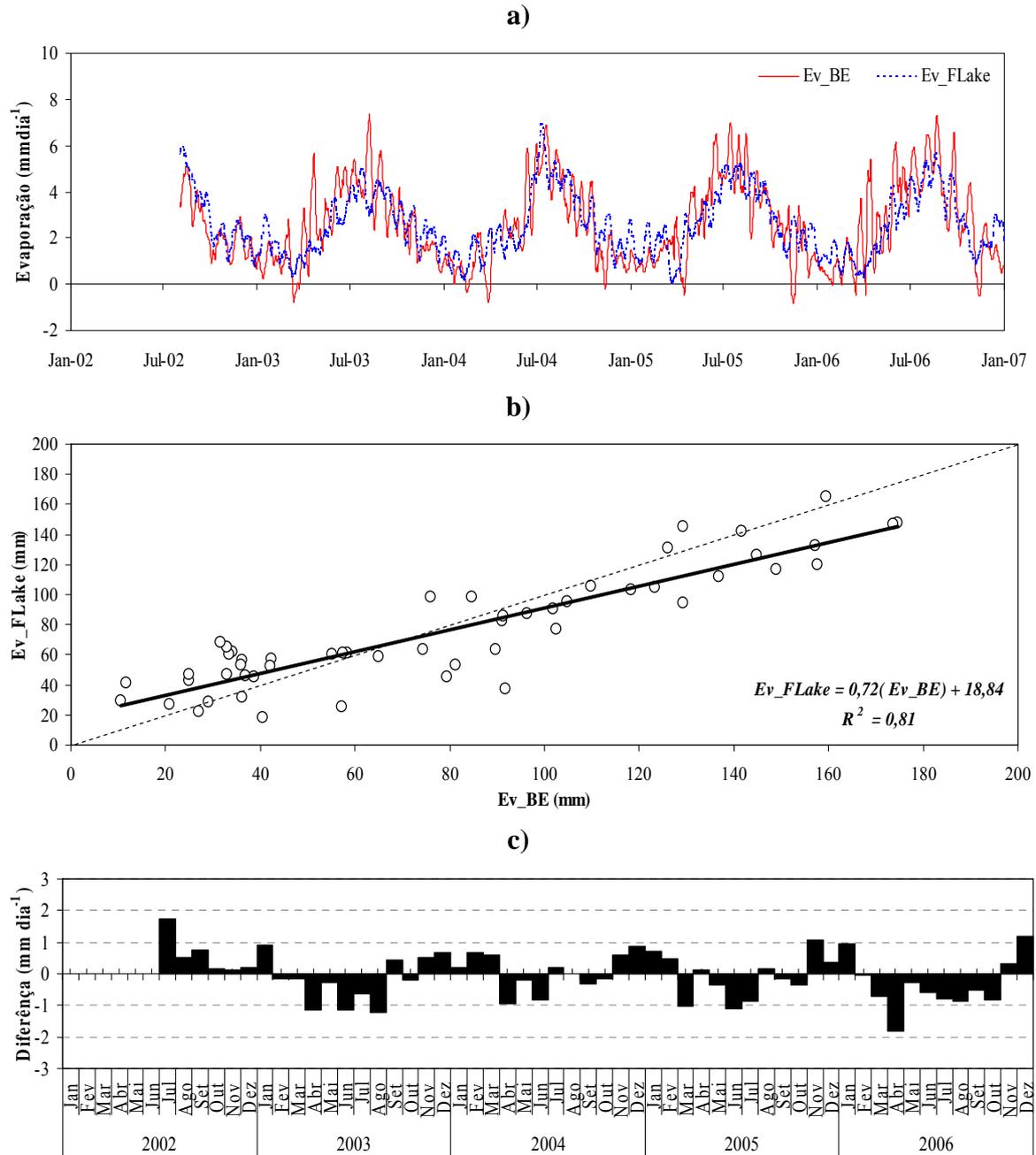


Figura 4.17 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo FLake (Ev_FLake) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) em Alqueva, a) Evolução da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

A avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo na estimação da evaporação diária na albufeira de Odeleite revelou um desempenho *Muito Bom* ($corr = 0,92$ e $IOA = 0,93$).

O viés na estimação da evaporação diária é praticamente nulo ($EM = -0,08 \text{ mmdia}^{-1}$) e os erros absoluto médio e quadrático médio são reduzidos ($EAM = 0,61 \text{ mmdia}^{-1}$ e $REQM = 0,78 \text{ mmdia}^{-1}$).

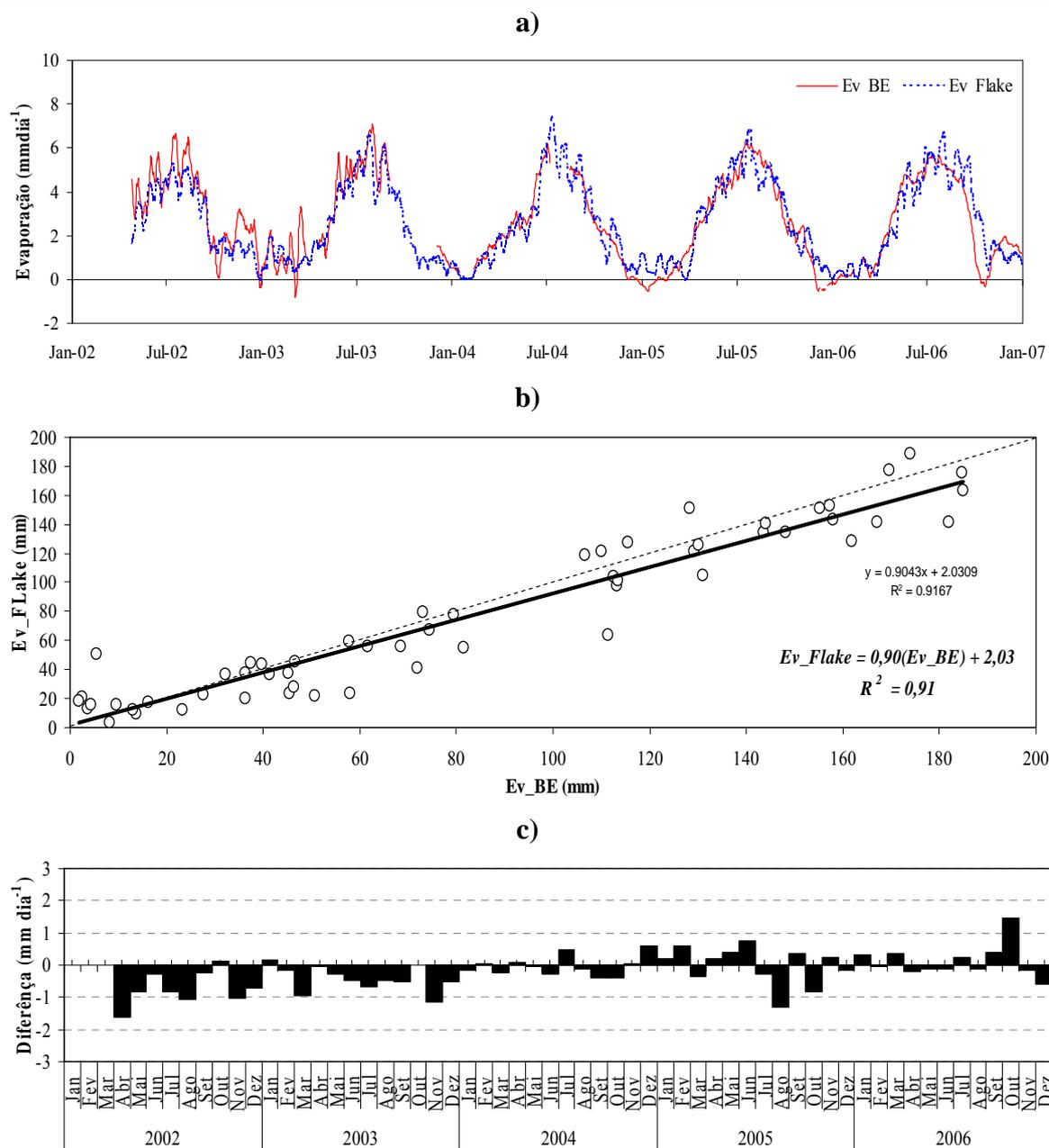


Figura 4.18 O mesmo que a Figura 4.17, mas para a albufeira de Odeleite.

Em termos de valores médios para o período em estudo, a evaporação diária simulada foi inferior em cerca de 4% relativamente à evaporação diária calculada pelo balanço de energia, respectivamente, $0,93$ e $0,97 \text{ mmdia}^{-1}$, no semestre húmido, e $3,97$ e $4,15 \text{ mmdia}^{-1}$, no semestre seco. À escala mensal verifica-se uma boa correlação entre os dois modelos,

com um viés bastante reduzido, mas confirmando uma ligeira tendência para a subestimação dos valores da evaporação simulada, mais consistente nos anos 2002 e 2003.

As simulações do modelo FLake para albufeira do Roxo conduziram a valores de evaporação que subestimam ligeiramente a evaporação nos valores mais altos (Figura 4.19). Em termos de valores médios para o período em estudo, a evaporação diária simulada pelo modelo FLake é cerca de 10% inferior ao da evaporação calculada pelo balanço de energia.

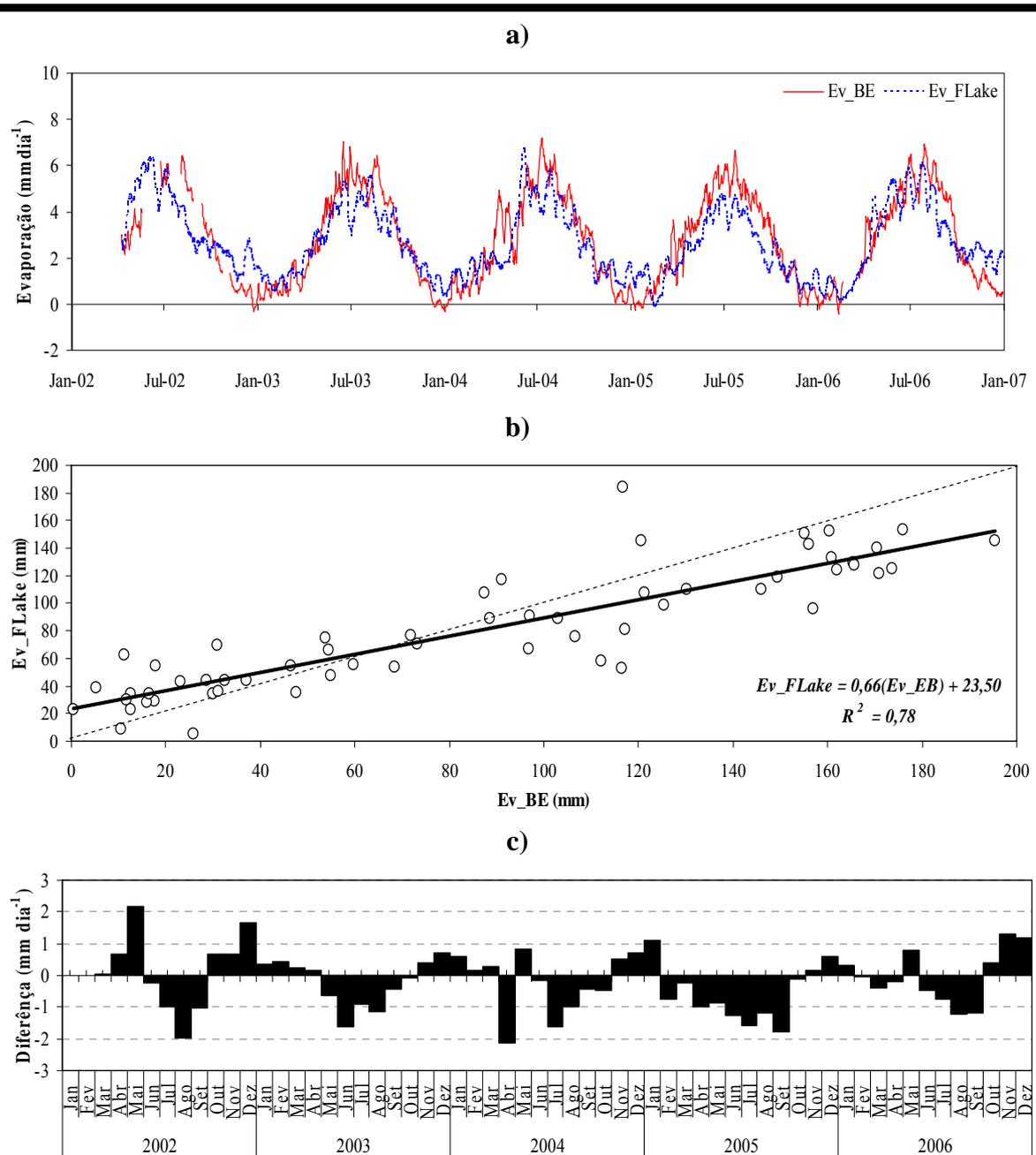


Figura 4.19 O mesmo que a Figura 4.17 mas para a albufeira do Roxo.

A avaliação estatística da qualidade das simulações e da confiança do modelo revelou boa precisão ($corr = 0,85$) e exactidão ($IOA = 0,80$) determinando um nível de *Bom* na simulação dos valores diários da evaporação na albufeira do Roxo (Tabela A-12).

Em termos de valores médios, a da evaporação diária simulada é cerca de 7% inferior á determinada pelo balanço de energia na albufeira, respectivamente 0,99 e 1,38 mmdia^{-1} , no semestre húmido, e 4,46 e 3,75 mmdia^{-1} , no semestre seco.

À escala mensal, as diferenças reflectem sazonalidade e confirmam a subestimação da evaporação durante o semestre seco, que poderá dever-se à incapacidade do modelo na correcta simulação da evaporação que resulta da libertação, na forma de calor latente, da energia armazenada na albufeira.

Os erros mensais observados em relação às estimativas de Ev_{BE} foram: $EM = -0,19 \text{ mmdia}^{-1}$; $EAM = 0,77 \text{ mmdia}^{-1}$; $RQEM = 0,95 \text{ mmdia}^{-1}$. A avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo na estimação da evaporação revela um desempenho *Muito Bom* (Tabela A-13).

Os resultados das simulações na de Santa Clara revelam um comportamento *Mediano* na estimação dos valores da evaporação por parte do modelo de lago. Os valores diários são idênticos quer ao nível dos extremos mínimos quer na reprodução dos valores máximos, com excepção do ano 2005, tal com sugere o viés reduzido ($EM = -0,18 \text{ mmdia}^{-1}$) e os erros absoluto médio e quadrático médio ($EAM = 0,65 \text{ mmdia}^{-1}$ e $REQM = 0,81 \text{ mmdia}^{-1}$).

No período em estudo, a evaporação diária simulada pelo modelo FLake é cerca de 7,5% inferior à evaporação calculada pelo balanço de energia, respectivamente 1,69 e 1,88 mmdia^{-1} , no semestre húmido, e 3,22 e 3,75 mmdia^{-1} , no semestre seco.

A avaliação do desempenho do modelo à escala mensal determinou uma classificação de *Muito Bom*, ainda que a correlação e os desvios mensais revelem que o modelo tende a gerar valores de evaporação que se afastam ligeiramente por defeito dos valores estimados pelo balanço de energia, principalmente no semestre seco.

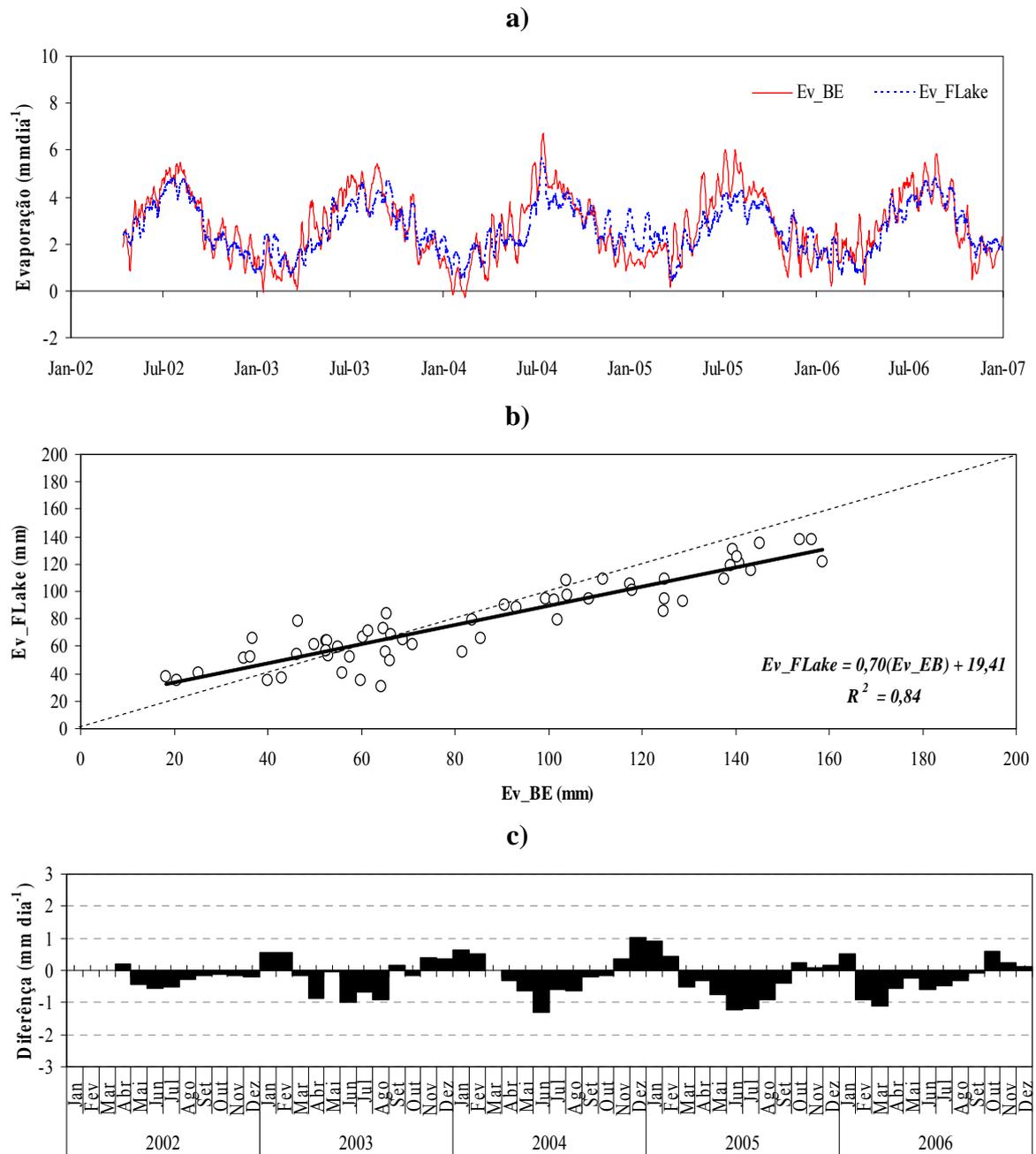


Figura 4.20 O mesmo que a Figura 4.17, mas para a albufeira de Santa Clara.

4.3. Modelo de Transferência de Massa

4.3.1 Calibração do coeficiente de transferência de massa

A Figura 4.21 mostra, para cada uma das albufeiras, a melhor relação entre os valores médios mensais da evaporação estimados pelo balanço de energia e o produto da velocidade do vento pelo déficit de saturação medidos em cada estação climatológica flutuante.

A análise dos resultados permite concluir da bondade do ajustamento para a generalidade das albufeiras ainda que se observe alguma heterogeneidade nos valores entre as diferentes localizações que poderão ser devidas a diferenças fisiográficas relacionadas com a exposição aos ventos dominantes de cada massa de água.

Procurando relacionar os valores do coeficiente de transferência de massa com parâmetros fisiográficos das albufeiras, estabeleceu-se uma relação de N em função da área média da superfície livre em cada aproveitamento. Esta relação, originalmente sugerida por Harbeck (1962), é apresentada para as condições da região em estudo na Figura 4.22 e reflecte o decréscimo do valor do coeficiente de transferência de massa com o aumento da área da superfície livre das albufeiras:

$$N = 0,1390 A^{-0,049} \quad (4.6)$$

com A em km^2 .

À Figura 4.22, para comparação com as nossas condições, é acrescentada informação das áreas e respectivos coeficientes de transferência de massa de quatro lagos, três americanos e um quarto situado na Grécia (Gianniou e Antonopoulos, 2007) com dimensões e enquadramentos climáticos bastante diferenciados.

O valor de N médio neste caso é ligeiramente maior que o calculado para as nossas condições, o que releva para estimativas de evaporação ligeiramente superiores. A discrepância encontrada, ainda que pequena, poderá ter justificação em diferenças relacionadas com os procedimentos de medição, uma vez que, no caso dos lagos americanos, a medição da humidade atmosférica ocorreu em enquadramento terrestre, a barlavento dos espelhos de água, enquanto que no presente estudo todas as observações se reportam ao interior do espelho de água.

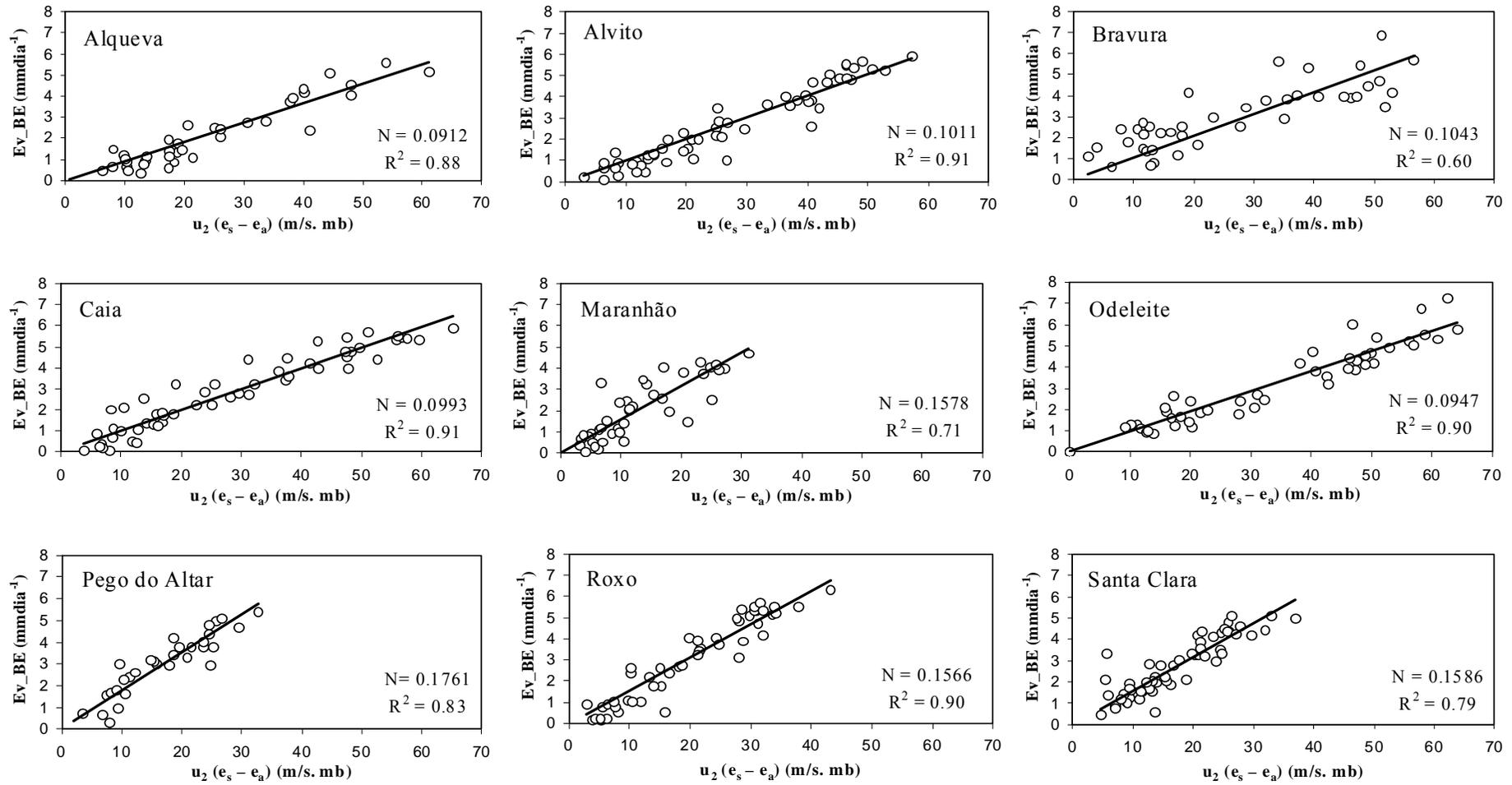


Figura 4.21 Determinação do coeficiente de transferência de massa (N) por correlação linear com os valores da evaporação estimados pelo balanço de energia (Ev_BE).

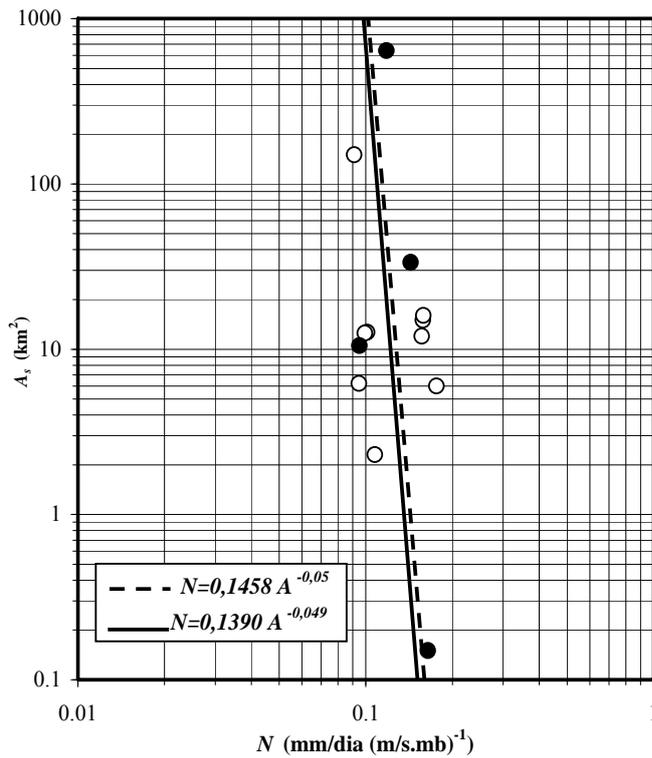


Figura 4.22 Relação entre o coeficiente de transferência de massa (N) e a área média da superfície da albufeira (A_s) - traço contínuo. A mesma relação com inclusão da informação relativa a 3 lagos americanos (Mirror: $A_s = 0,15$ e $N = 0,1644$; Hefner: $A_s = 10,5$ e $N = 0,095$; Mead: $A_s = 640$ e $N = 0,118$) e um lago na Grécia (Vegoritis: $A_s = 33,5$ e $N = 0,1431$) - a traço interrompido.

4.3.2 Avaliação do modelo TM

Os resultados da aplicação do modelo de transferência de massa com o coeficiente de proporcionalidade com a área deduzido para o sul de Portugal (equação (4.6)) às albufeiras de Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara são apresentados nas figuras 4.23 a 4.26 contrastando com as correspondentes determinações da evaporação pelo balanço de energia. Os mesmos elementos gráficos para as restantes albufeiras são apresentados nas figuras A.11 a A.15 em anexo. Nas tabelas A-12 a A-15 sumarizam-se os principais descritores estatísticos por semestre.

A comparação para a albufeira de Alqueva permite concluir que os valores diários de evaporação estimados pelo modelo TM relativamente ao padrão dado pelas estimativas Ev_{BE} , falharam na reprodução dos picos. No entanto, em termos de valores médios, no período em análise, as estimativas de Ev_{TM} não divergem significativamente dos valores de referência, quer relativamente à média quer em relação ao desvio padrão. Os valores Ev_{TM} foram inferiores em cerca de 5% da evaporação estimada pelo balanço de energia. com médias semestrais respectivamente, $1,51$ e $1,40 \text{ mmdia}^{-1}$, no semestre húmido, e $3,35$ e $4,02 \text{ mmdia}^{-1}$, no semestre seco.

A avaliação estatística da qualidade das simulações e da confiança do modelo revelou boa precisão ($corr = 0,81$) e razoável exactidão ($IOA = 0,76$) determinando um nível de desempenho *Mediano* na simulação dos valores diários da evaporação na albufeira de Alqueva (Tabela A-12).

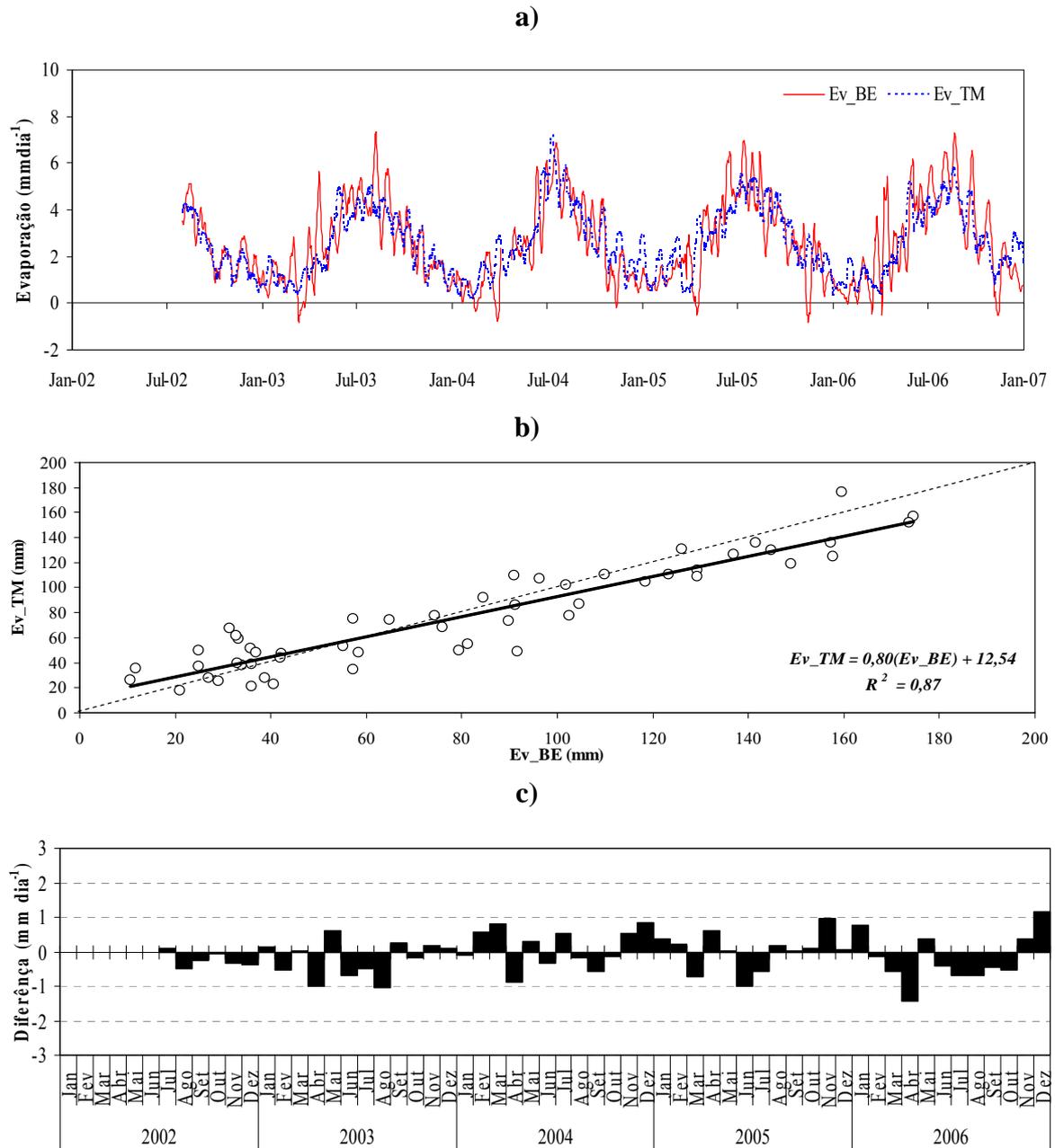


Figura 4.23 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) em Alqueva, a) Valores da evaporação diária: Azul – Ev_{BE} ; Verde – Ev_{TM} ; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

À escala mensal as diferenças são inferiores a 1 mm dia^{-1} em 50 dos 54 meses do período e não revelam um padrão sazonal relevante. Os erros observados foram: $EM = -0,09 \text{ mm dia}^{-1}$; $EAM = 0,46 \text{ mm dia}^{-1}$ e $RQEM = 0,721 \text{ mm dia}^{-1}$.

A avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo TM na estimação da evaporação mensal em Alqueva revela um desempenho *Excelente*.

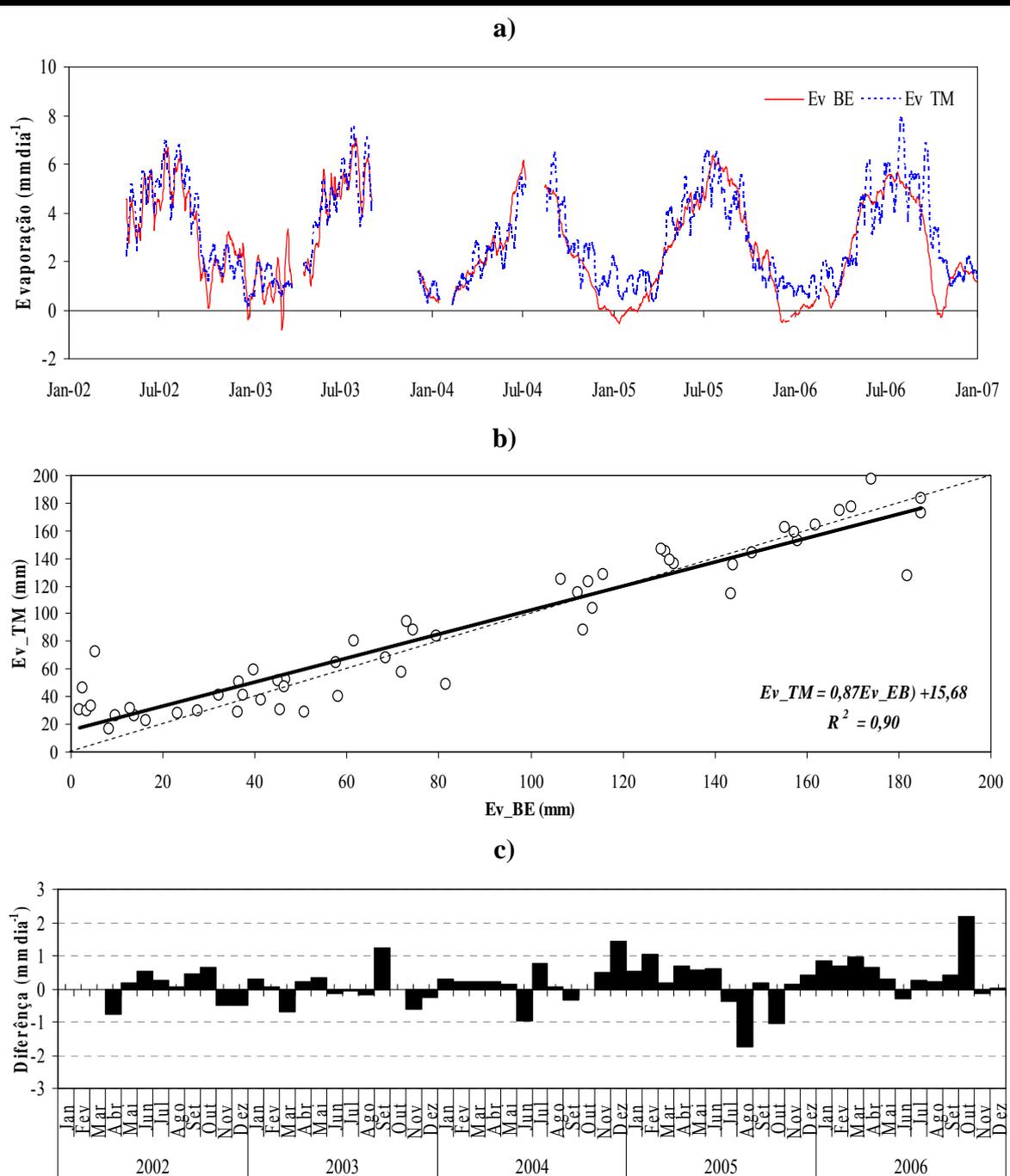


Figura 4.24 O mesmo que a Figura 4.23, mas para a albufeira de Odeleite.

Na albufeira de Odeleite, os valores da evaporação média calculados pelo modelo de transferência de massa são equivalentes aos da evaporação padrão, em ambos os semestres (Tabelas A-14 e A-13, anexo). O valor do desvio padrão é indicativo de menor variabilidade dos valores Ev_TM também reflectida na menor amplitude entre os valores máximos e mínimos absolutos.

Os elevados valores do coeficiente de correlação ($corr = 0,88$) e um alto índice de ajustamento ($IOA = 0,88$), determinam um nível de desempenho *Muito Bom* do modelo TM no cálculo da evaporação diária na albufeira de Odeleite.

No semestre seco de 2006 verificam-se algumas sobrestimações dos valores máximos diários que parecem resultar da maior intensidade do vento nesse período. Em média, considerando a totalidade do período 2002-2006, a evaporação Ev_TM supera a evaporação Ev_BE em 6,5%.

No que se refere às comparações mensais, observa-se uma boa correlação entre os dois modelos e confirma-se a tendência para a subestimação da evaporação principalmente nos períodos em que a evaporação é menor. As estimativas dos erros revelaram valores reduzidos e um viés inferior a $0,20 \text{ mm dia}^{-1}$.

Considerando os resultados da precisão ($corr = 0,97$) e da exactidão ($IOA = 0,97$), a avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo para a albufeira de Odeleite revela um desempenho *Excelente* na estimação da evaporação mensal.

A evaporação média diária estimada na albufeira do Roxo pelo modelo TM é cerca de 4% inferior à calculada pelo balanço energético ainda que se observe uma ligeira subestimação na média dos valores no semestre húmido. Os valores médios semestrais foram, respectivamente, 1,31 e $0,99 \text{ mmdia}^{-1}$, no semestre húmido, e 4,29 e $4,46 \text{ mmdia}^{-1}$, no semestre seco.

Os índices estatísticos encontrados mostraram boa precisão e exactidão, o que resultou num *Muito Bom* desempenho do modelo TM na estimação da evaporação diária na Albufeira do Roxo.

O comportamento do modelo na estimação dos valores mensais da evaporação traduz-se por um comportamento *Excelente* quando avaliada a qualidade das simulações e a

confiança relativamente aos valores padrão estimados pelo balanço de energia (Figura 4.25). A comparação mensal revela uma boa correlação e o modelo de regressão linear explica 91% da variância.

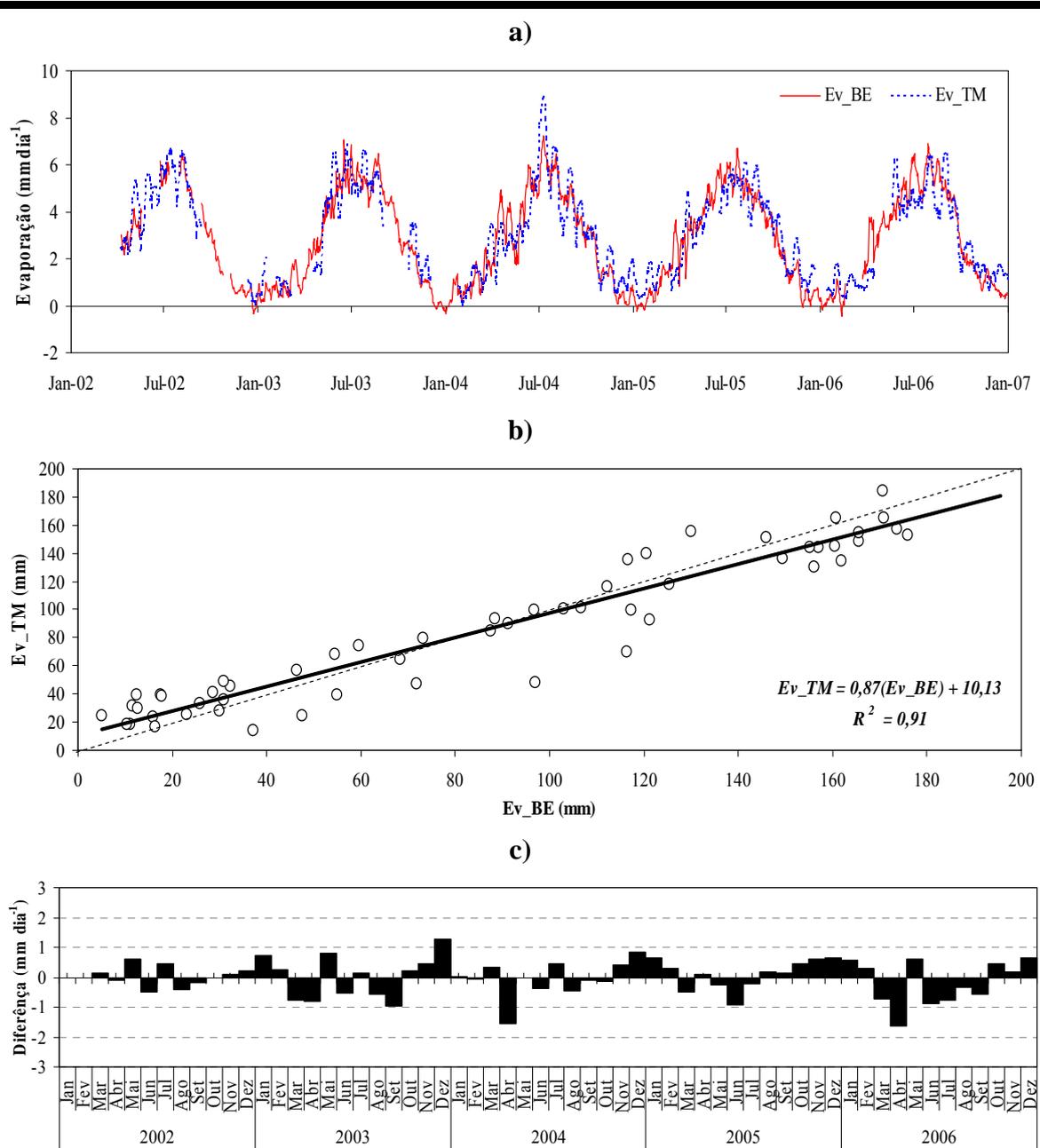


Figura 4.25 O mesmo que a Figura 4.23, mas para a albufeira do Roxo.

Os valores de Ev_TM para a albufeira de Santa Clara revelam boa concordância com os correspondentes Ev_EB à escala diária. Constitui exceção o período 2004-2005 no qual o modelo apresenta maiores dificuldades na estimação dos valores extremos, sobrestimando os valores da evaporação no semestre húmido e determinando valores inferiores aos

calculados pelo balanço energético, no semestre seco. A evaporação média diária estimada é cerca de 3% inferior à calculada pelo balanço energético, com médias semestrais respectivamente, 1,71 e 1,69 mmdia^{-1} , no semestre húmido, e 3,62 e 3,75 mmdia^{-1} , no semestre seco.

A boa correlação e o coeficiente angular da regressão mensal próximo da unidade confirmam o desempenho *Excelente* na avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo TM na estimação da evaporação mensal na albufeira de Santa Clara.

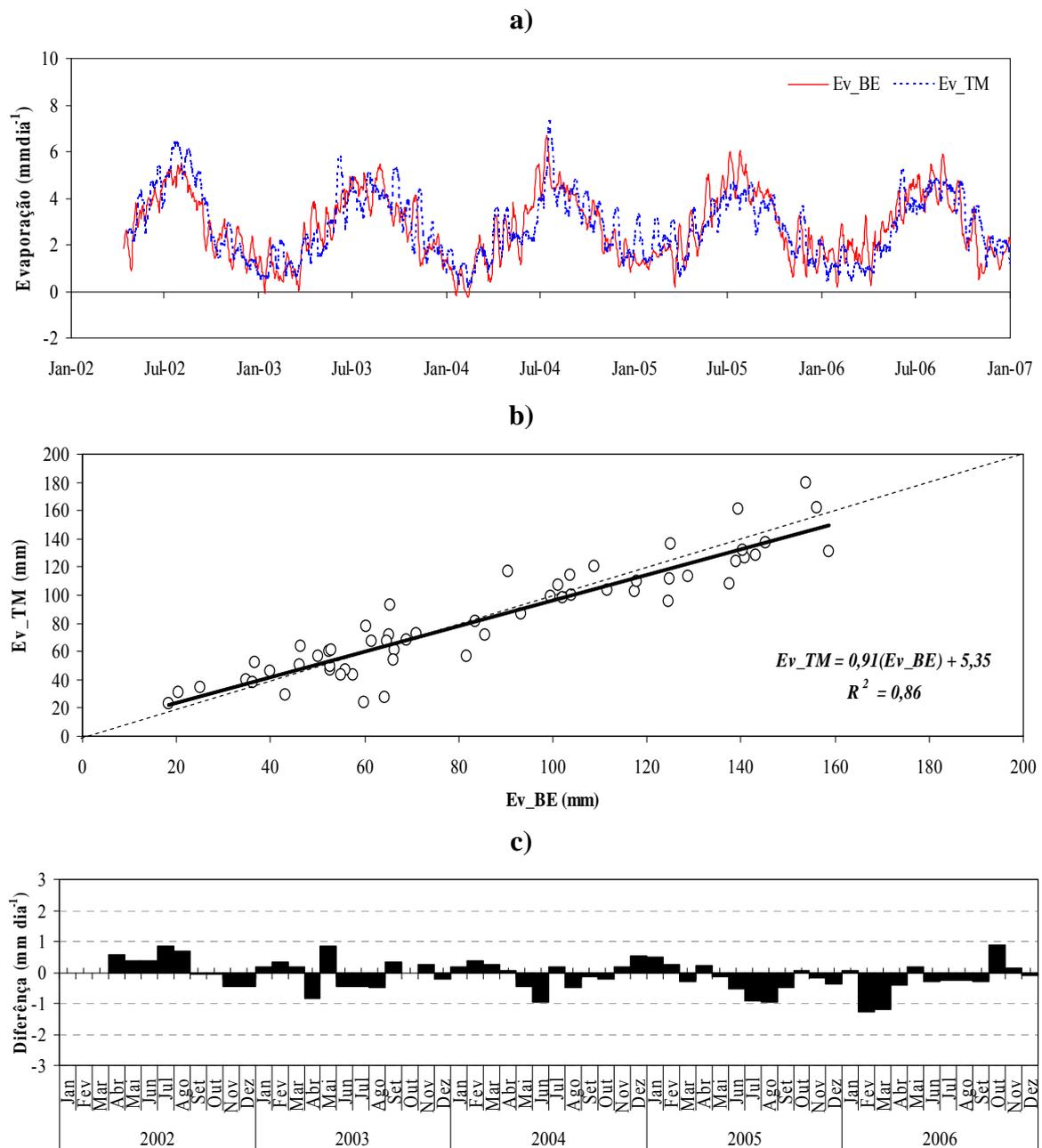


Figura 4.26 O mesmo que a Figura 4.23, mas para a albufeira de Santa Clara.

4.4 Modelos de Penman e Priestley-Taylor

Os valores de Ev_Pen que aqui se avaliam resultam a aplicação da fórmula de Penman, com a função de vento dada pela equação (2.69b) que revelou estimativas da evaporação mais realistas e, como se verá a seguir, muito próximas dos valores padrão determinadas pelo balanço de energia.

O cálculo da evaporação ($Ev_Pen(1)$) recorrendo à fórmula original da função do vento traduzida pela equação (2.69a) foi também realizado, tendo determinado evaporações em média superiores a 10% relativamente a Ev_Pen , em todas as albufeiras (Figura A.16, em anexo). As estatísticas da qualidade das estimativas diárias de $Ev_Pen(1)$ relativamente Ev_BE encontram-se na Tabela A-12 e revelam um desempenho que varia entre *Bom* na albufeira de Alqueva e *Excelente* nas albufeiras de Pego do Altar, Roxo e Santa Clara, com as restantes albufeiras em situação intermédia de *Muito Bom*.

Nas figuras seguintes (4.27 a 4.30) comparam-se os valores da evaporação diária e mensal calculada por cada um dos modelos relativamente às estimativas obtidas por aplicação do balanço de energia nas albufeiras de Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara. Em anexo, figuras A.16 a A.20, são apresentados os mesmos elementos para as restantes albufeiras. Os valores característicos da evaporação diária estimada sintetizam-se nas tabelas A-14 e A-15 por semestres húmido e seco.

É de referir que apesar do valor médio de 1,26 da constante do método Priestley-Taylor ser posto em causa em climas áridos e semi-áridos (onde se chega a propor valores de 1,70 a 1,75), no clima seco do sul de Portugal essa directiva não é de assumir.

Ambos os modelos revelam bom comportamento em comparação com os valores Ev_BE , tanto à escala diária como na estimativa dos valores mensais.

O modelo de Penman apresenta viés consistentemente positivo, na totalidade das albufeiras, com as diferenças a denotarem sobrestimação da evaporação mais pronunciada nos meses de Julho e Agosto onde a energia aportada pela radiação solar é praticamente toda mobilizada para evaporação.

As diferenças diárias de Ev_Pen relativamente à média diária Ev_BE no período em estudo, determinaram sobrestimas que variam entre 28% e 1%, respectivamente, nas albufeiras de Odeleite e Santa Clara, correspondendo a um valor médio, para o conjunto das albufeiras estudadas, de 15%.

No que se refere às comparações mensais, os valores estimados pelo modelo de Penman apresentam forte correlação com os valores Ev_BE e a respectiva regressão linear explica mais de 95% da variância, na maioria das albufeiras consideradas.

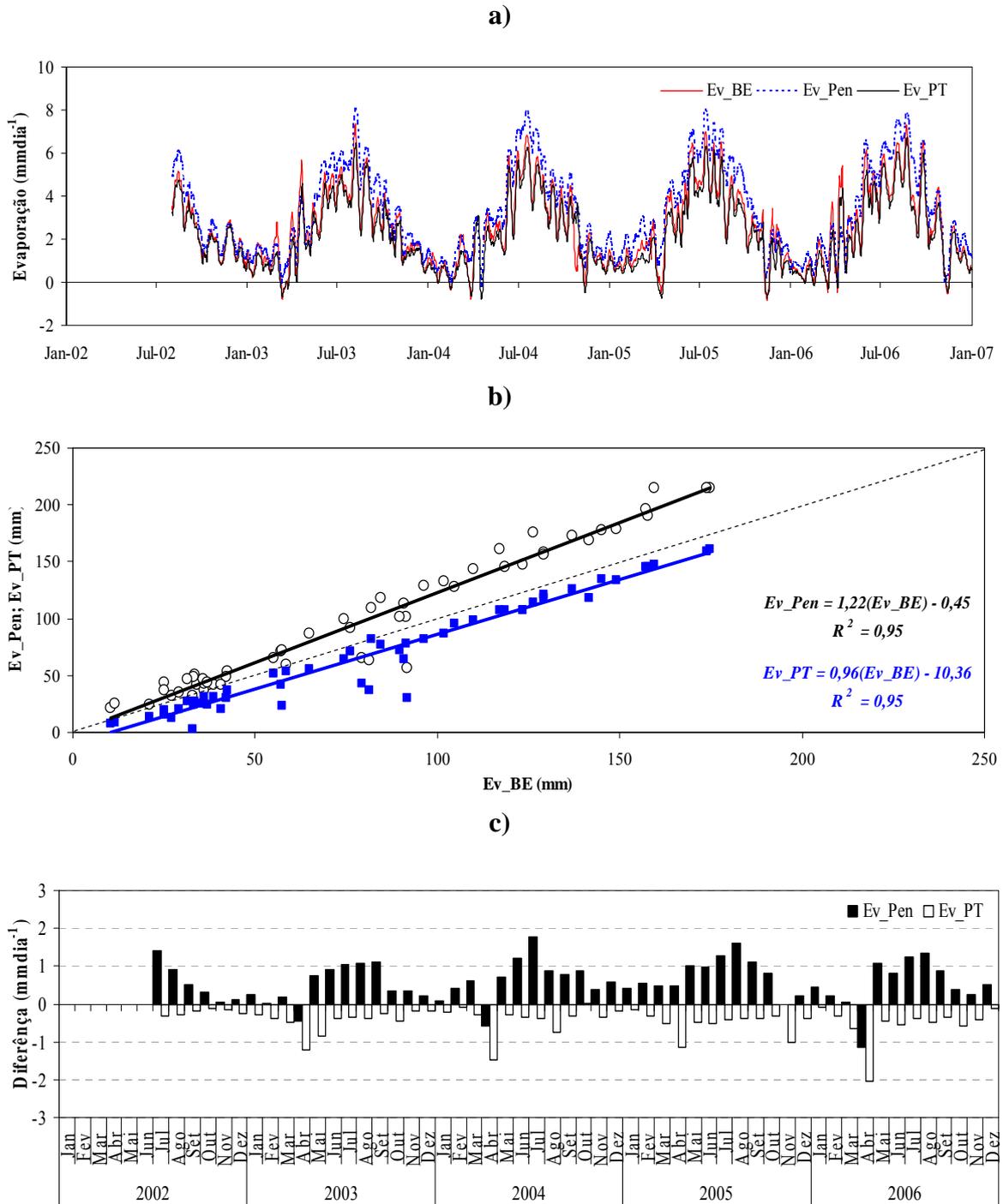


Figura 4.27 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_Pen) e Priestley-Taylor (Ev_PT) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira de Alqueva, a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

A boa correlação e o coeficiente angular da regressão mensal próximos da unidade confirmam o desempenho *Muito Bom* a *Excelente* que resulta da avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo na estimação de evaporação em todas as albufeiras.

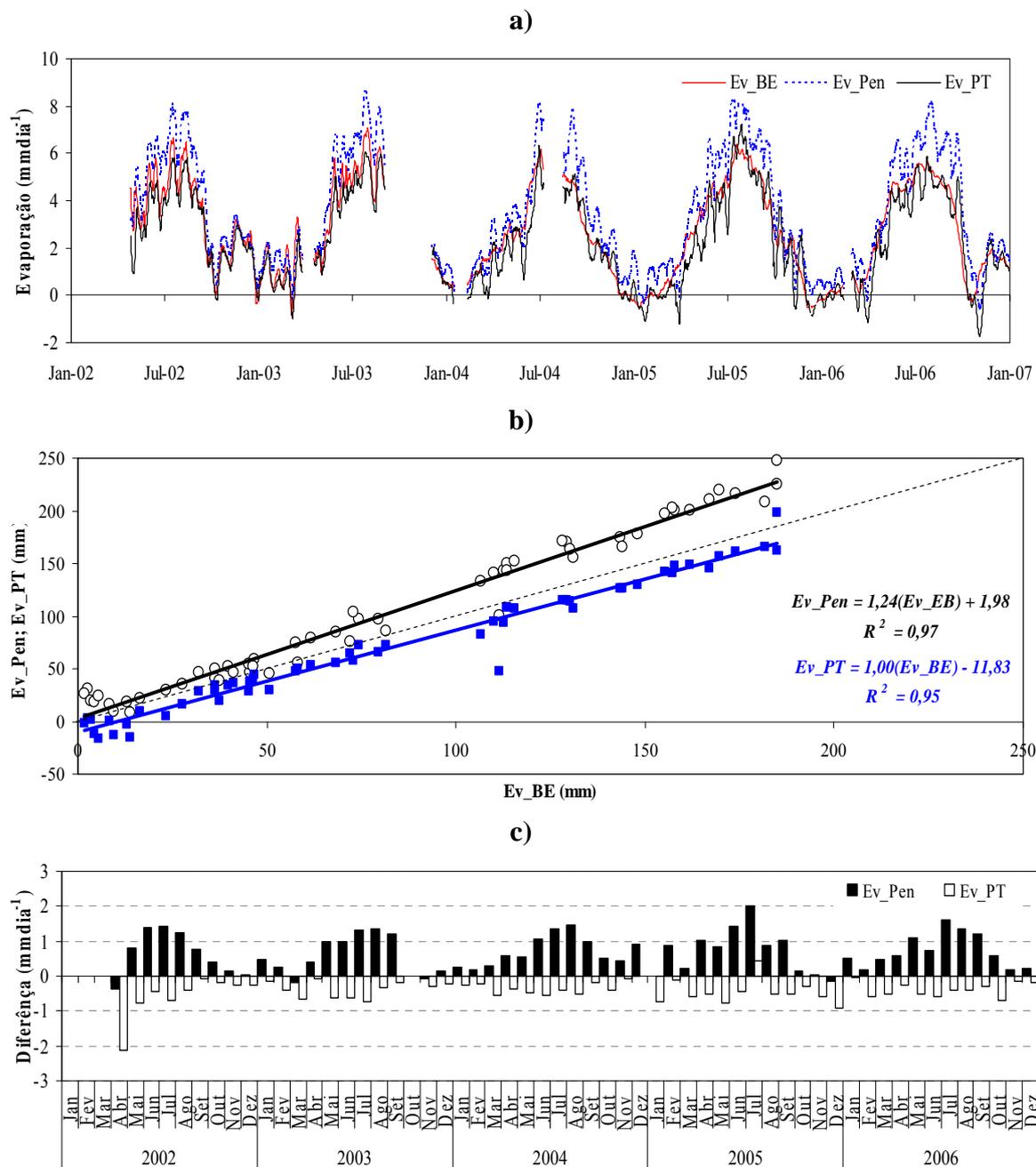


Figura 4.28 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira de Odeleite.

O desempenho do modelo de Priestley-Taylor na estimação dos valores da evaporação é em todas as albufeiras *Excelente*, corroborando o concluído em trabalhos anteriores (Winter, 1995; Momii e Ito, 2008) relativamente ao bom desempenho da fórmula de

Priestley-Taylor na estimativa da evaporação, quando comparada com os valores obtidos por balanço energético usando o valor médio de 1,26 para o respectivo coeficiente α_{PT} . Em contraste com o verificado relativamente a Ev_Pen, a evaporação diária Ev_PT regista viés consistentemente negativo, variando entre $-0,50 \text{ mmdia}^{-1}$ na albufeira do Caia e $-0,21 \text{ mmdia}^{-1}$ em Pego do Altar.

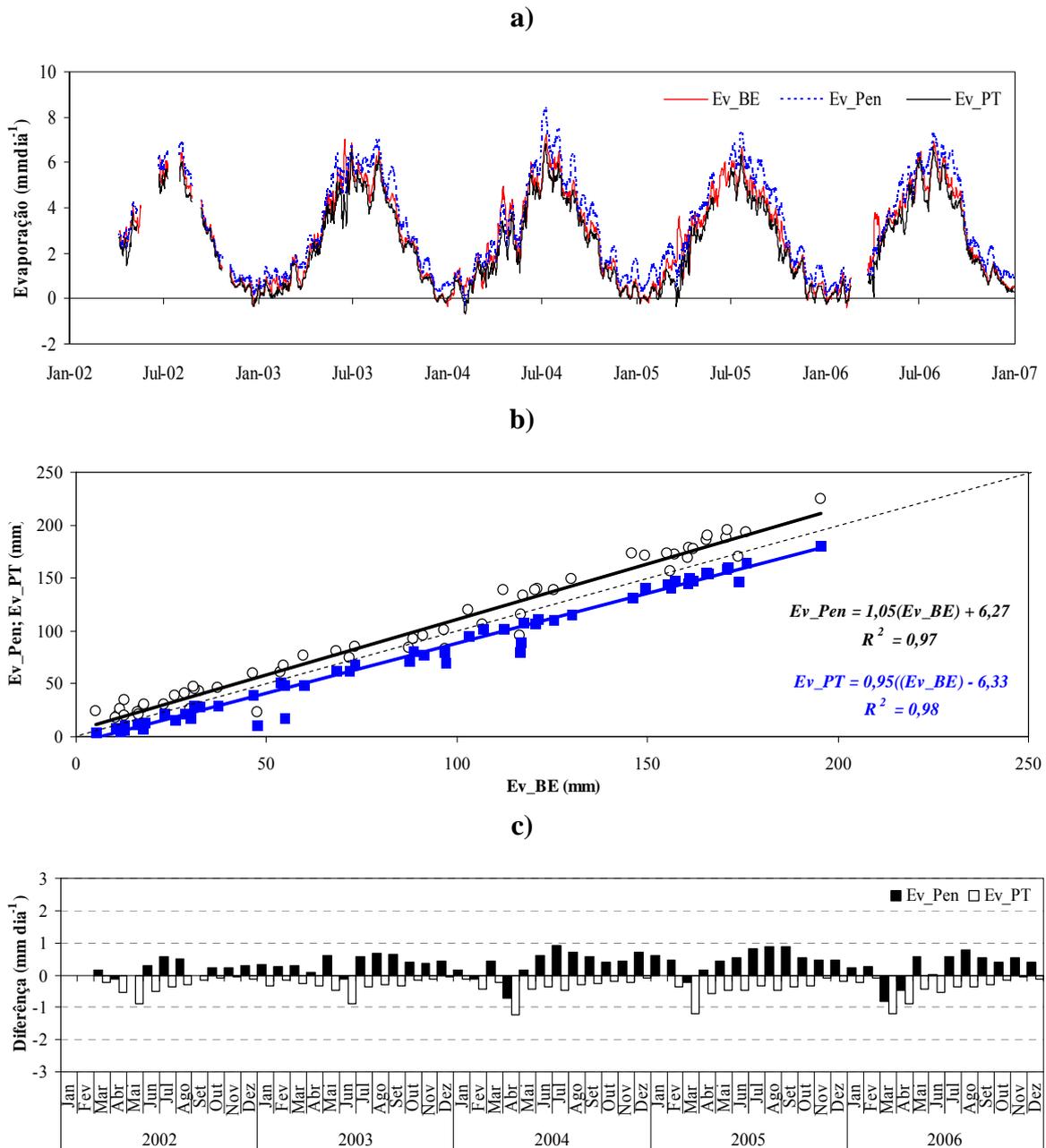


Figura 4.29 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira do Roxo.

A diferença na média diária de Ev_PT relativamente à média diária Ev_BE no período em estudo determinou subestimações que variam entre 18% e 5%, respectivamente, nas albufeiras de Caia e Maranhão, correspondendo a um valor médio, para o conjunto das albufeiras estudadas, de 10%.

As estatísticas da qualidade das estimativas diárias de Ev_PT relativamente a Ev_BE encontram-se na Tabela A-12 e revelam um desempenho que varia entre *Muito Bom* na albufeira do Caia e *Excelente* nas restantes albufeiras estudadas.

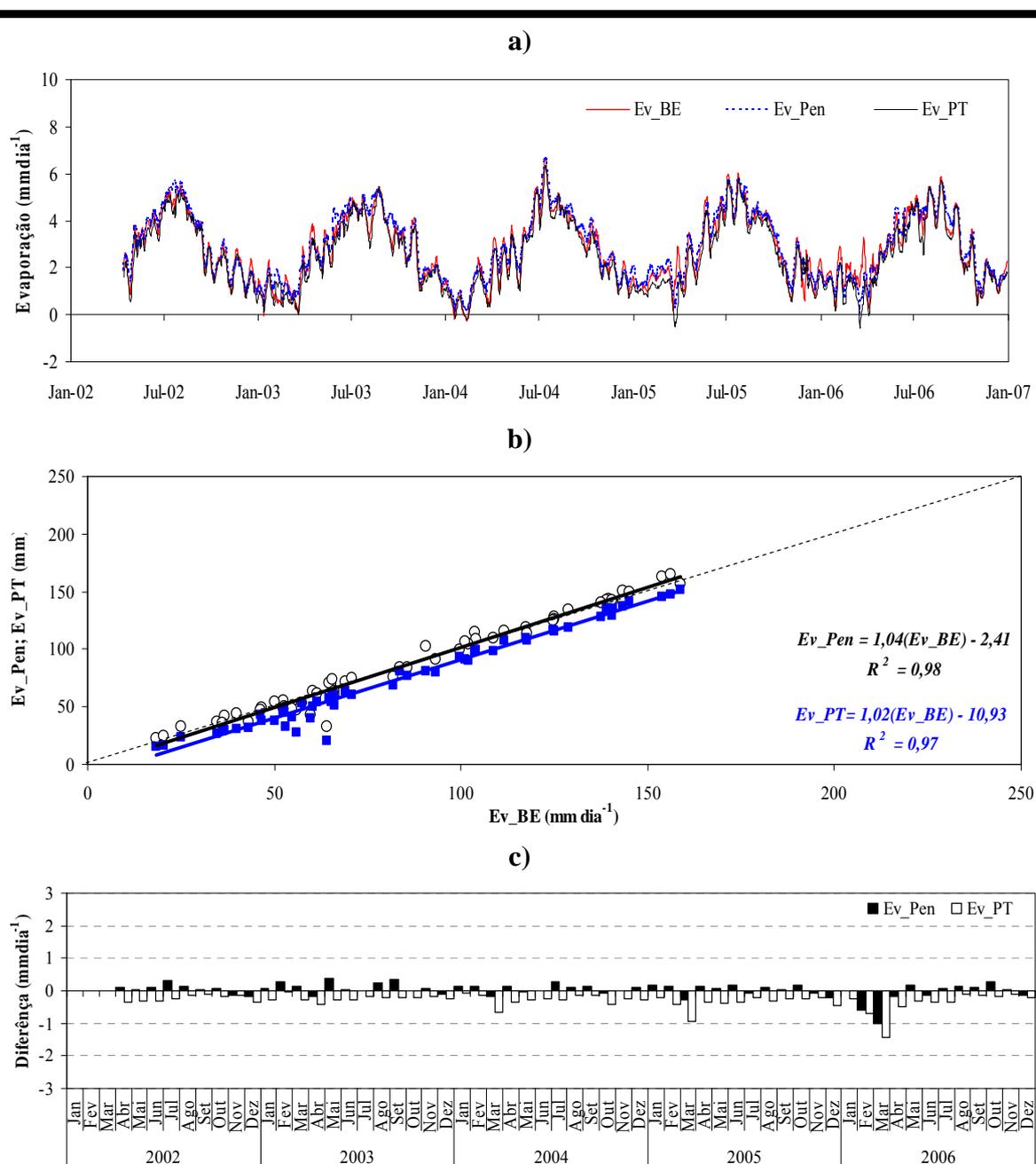


Figura 4.30 O mesmo que a Figura 4.27, mas para a albufeira de Santa Clara.

À escala mensal regista-se uma razoável correlação entre os resultados das simulações e os valores de referência. O erro médio absoluto, o erro quadrático médio e o viés são reduzidos em todas as albufeiras com este último a registar variações entre $-0,70$ e $-0,20$ mmdia^{-1} , respectivamente nas da Bravura e de Pego do Altar.

O coeficiente angular da regressão linear mensal é sensivelmente igual à unidade, mas com intercepções negativas, confirmando a tendência para uma ligeira subestimação dos valores da evaporação Ev_{PT} , em todas as albufeiras.

Em termos de avaliação estatística da qualidade das simulações e da confiança do modelo, à escala mensal, o modelo revelou boa precisão ($corr > 0,98$) e exactidão ($IOA > 0,95$), o que determina um desempenho *Excelente* na simulação dos valores mensais da evaporação na maioria das albufeiras (Tabela A-13).

4.5 Fórmula de Thornthwaite

Aos valores característicos da evaporação mensal estimada através da fórmula de Thornthwaite sintetizam-se nas tabelas A-13 e A-14, por semestres húmido e seco. Na Figura 4.31 apresentam-se os valores dos desvios mensais da evaporação calculada (Ev_{Thorn}) relativamente às estimativas obtidas por aplicação do balanço de energia nas albufeiras de Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara. Em anexo, na Figura A.21, reproduzem-se os mesmos elementos para as restantes albufeiras e na Tabela A-13, sintetizam-se os erros e índices estatísticos de avaliação de desempenho relativamente às estimativas mensais da evaporação Ev_{BE} .

Os valores da evaporação estimados pela fórmula de Thornthwaite revelaram tendência para a subestimação na generalidade das albufeiras, quando comparados com as estimativas obtidas pelo balanço energético, sendo esta mais pronunciada no semestre húmido.

Com excepção da albufeira da Bravura, em todos os casos o viés é inferior a $0,5$ mmdia^{-1} , pelo que a avaliação da qualidade das simulações e da confiança do modelo revela um desempenho *Excelente* na estimação da evaporação.

Tendo em conta a simplicidade do modelo e a sua dependência, quase em exclusivo, da temperatura média do ar, a fórmula de Thornthwaite surge assim numa posição muito

favorável em comparação com os modelos mais complexos e, por isso, mais exigentes em informações climáticas.

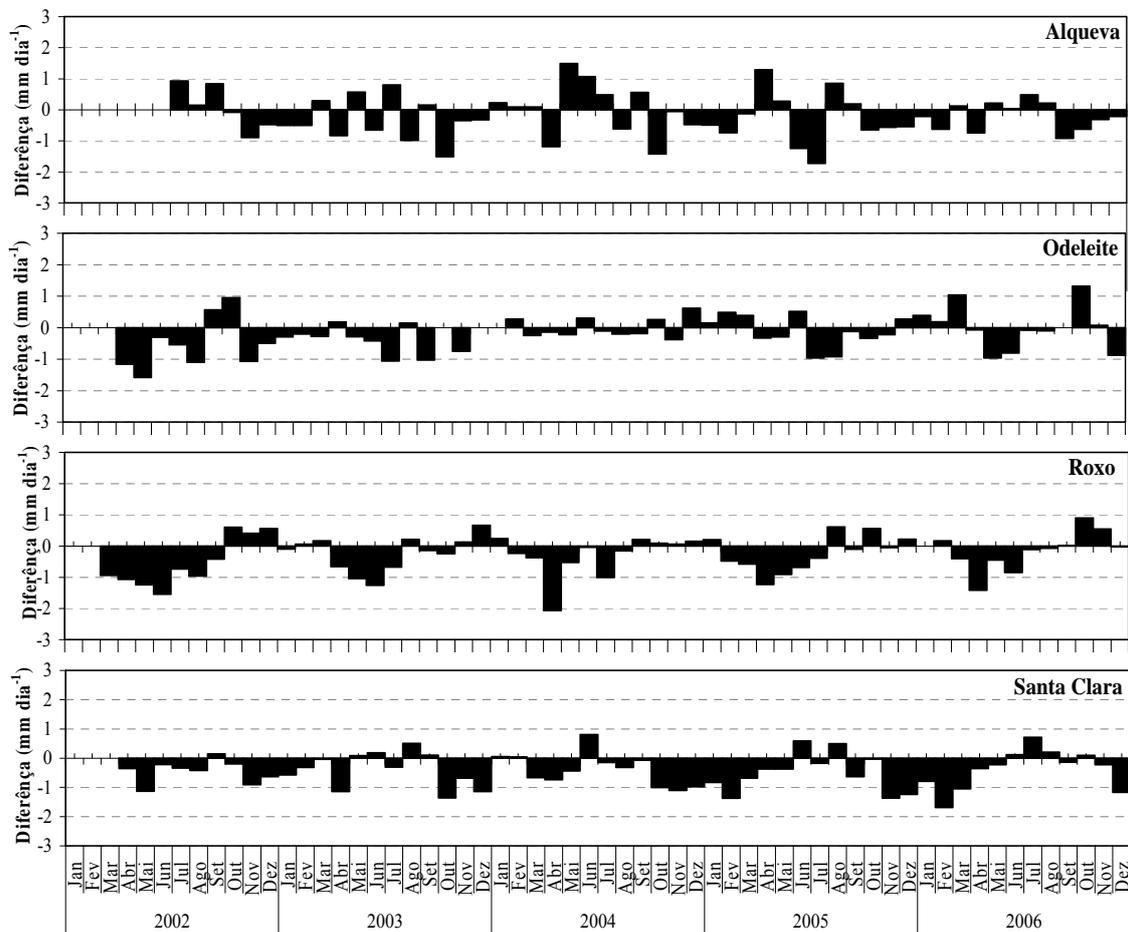


Figura 4.31 Desvios da evaporação mensal calculada pela fórmula de Thornthwaite relativamente à evaporação determinada pelo balanço de energia na albufeira de Alqueva, Odeleite, Roxo e Santa Clara.

4.6 Modelo de tina

4.6.1 Determinação dos coeficientes de tina

Os valores medidos da evaporação tina, correlacionados com os correspondentes valores de lago determinados pelo balanço de energia recorrendo a uma regressão linear, são apresentados na Tabela 4-12.

A análise de regressão permite concluir, no que concerne aos coeficientes de determinação (R^2), pela existência de correlações satisfatórias em todos os casos (valores entre 0,74 e 0,93). Já no que se refere aos declives e aos valores das intercepções, são evidentes fortes

viés na generalidade dos casos, com excepção para Alqueva e Bravura onde a relação é praticamente 1:1.

Tabela 4-12 Regressão linear entre a evaporação de tina e estimada por balanço energético.

Albufeira	Declive	Intercepção	R²
Alqueva	1,04	0,21	0,86
Alvito	1,24	6,43	0,94
Bravura	0,97	7,46	0,74
Caia	1,25	-6,37	0,93
Maranhão	1,30	0,39	0,87
Odeleite	1,24	6,18	0,89
Pego do Altar	1,63	-5,69	0,90
Roxo	1,47	-11,42	0,91
Santa Clara	1,16	3,24	0,81

A redução aos valores médios mensais na estimação dos coeficientes de tina atenua os desvios e proporciona valores que traduzem a sua sazonalidade.

A Figura 4.32 reflecte, para cada uma das albufeiras, a evolução média e a amplitude mensal dos coeficientes de tina no período 2002-2006 (dados na Tabela A-11, em anexo).

A sua análise permite concluir da reduzida variabilidade dos valores dos coeficientes ao longo da estação seca (a partir de Maio-Junho), com registo praticamente constante entre 0,7 e 0,9, principalmente nas albufeiras sujeitas a maiores reduções nos volumes armazenados, por força da utilização da água no regadio e conseqüente menor capacidade para acumulação de energia na massa de água.

Na estação húmida, principalmente nos meses de Outubro a Dezembro, os valores dos coeficientes apresentam-se próximos ou superiores à unidade, reflectindo o aumento de evaporação nas albufeiras em resultado da libertação do calor armazenado na água do lago, que não encontra paralelo nas condições da tina.

Sintomática é a evolução observada nas albufeiras de Alqueva e Bravura com os coeficientes em média mais elevados que nos restantes casos e com uma evolução mensal igualmente diferenciada. Os valores particularmente elevados em Outubro e Novembro, reflectindo uma transição brusca relativamente aos meses de Agosto e Setembro, só podem ser explicados pela maior capacidade de acumulação de energia na massa de água durante o Verão, que nesses meses é libertada, em grande parte, através da evaporação.

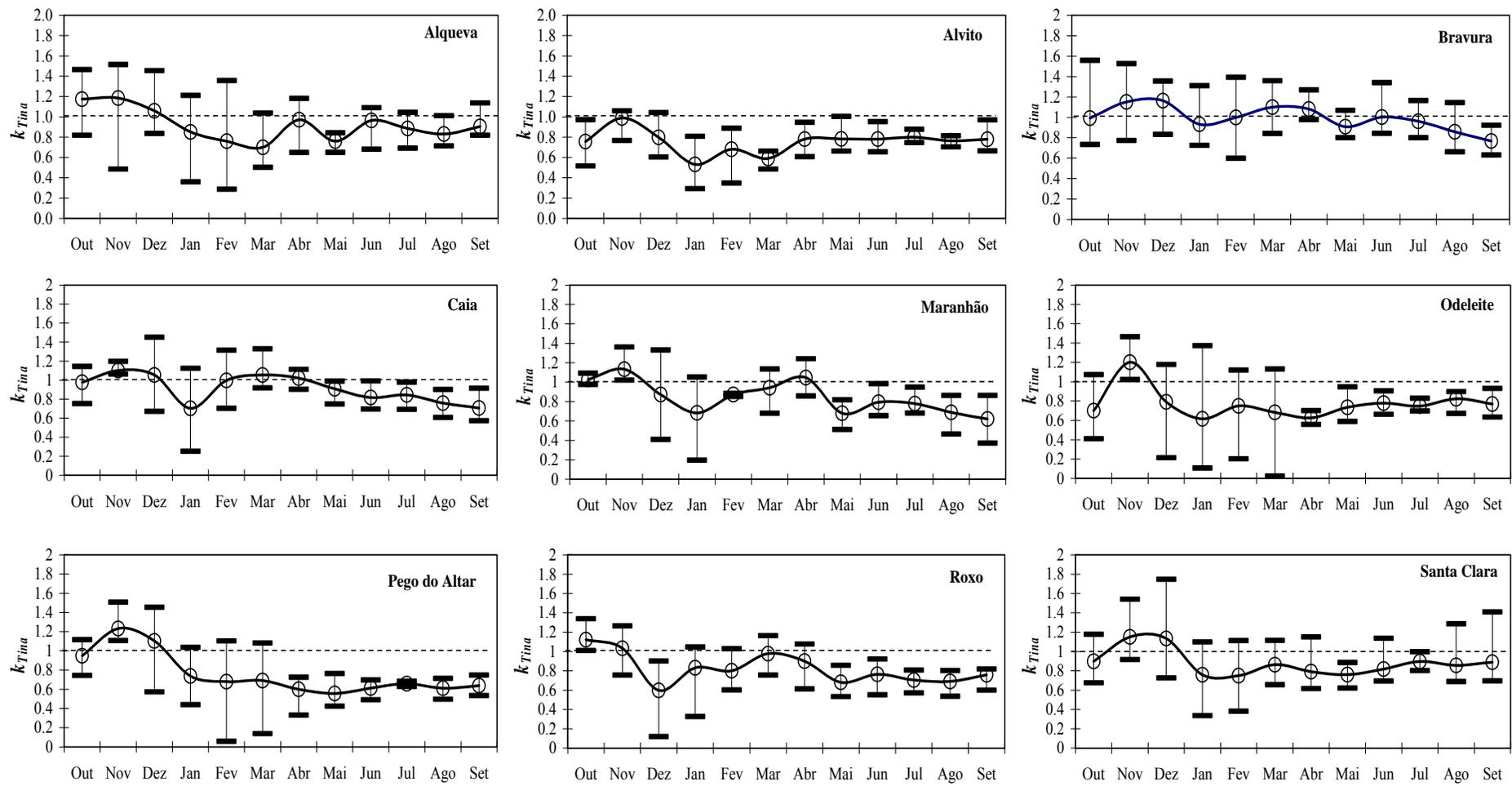


Figura 4.32 Valores mensais médios, máximos e mínimos dos coeficientes de tina (k_{Tina}) para cada albufeira.

Nas figuras 4.33 a 4.34 apresentam-se as estimativas da evaporação (Ev_kTina) resultantes da aplicação dos coeficientes de tina mensais nas albufeiras de Alqueva e Roxo, comparando com os correspondentes valores determinados pelo balanço de energia (Ev_BE) à escala diária e por meio de regressão linear e erro médio mensais. Em anexo, nas figuras A.22 a A.28, são apresentados os mesmos elementos para as restantes albufeiras.

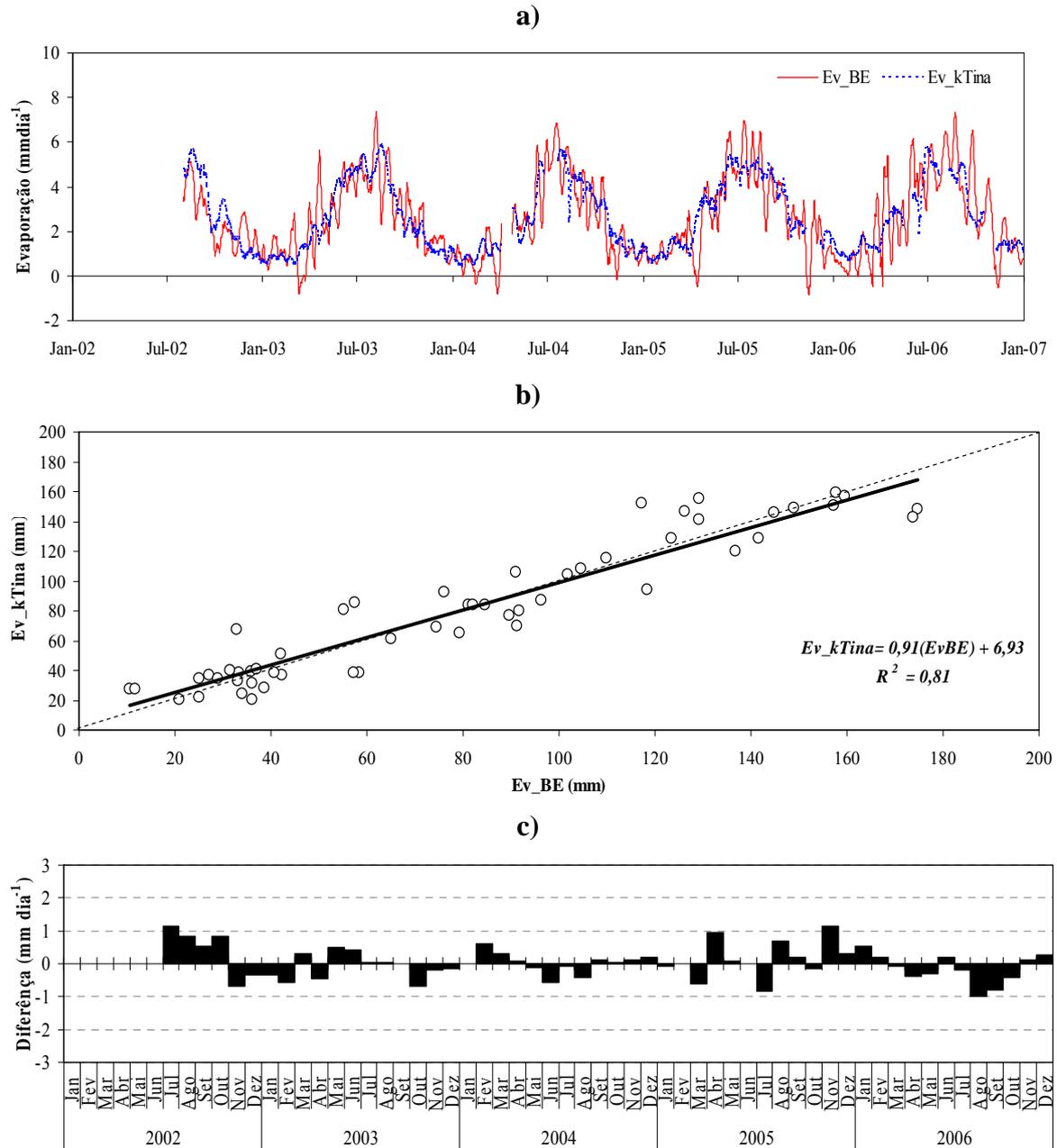


Figura 4.33 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_kTina) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira de Alqueva.

Com exceção da albufeira da Bravura, a avaliação da qualidade e da confiança do modelo de tina na determinação dos valores da evaporação revelou um desempenho *Muito Bom* a *Excelente*.

À escala mensal, os valores de Ev_kTina apresentam fortes correlações com os valores Ev_BE . Os viés são praticamente inexistentes na maioria das albufeiras e, quando existem, apontam para uma ligeira sobrestimação da evaporação mensal.

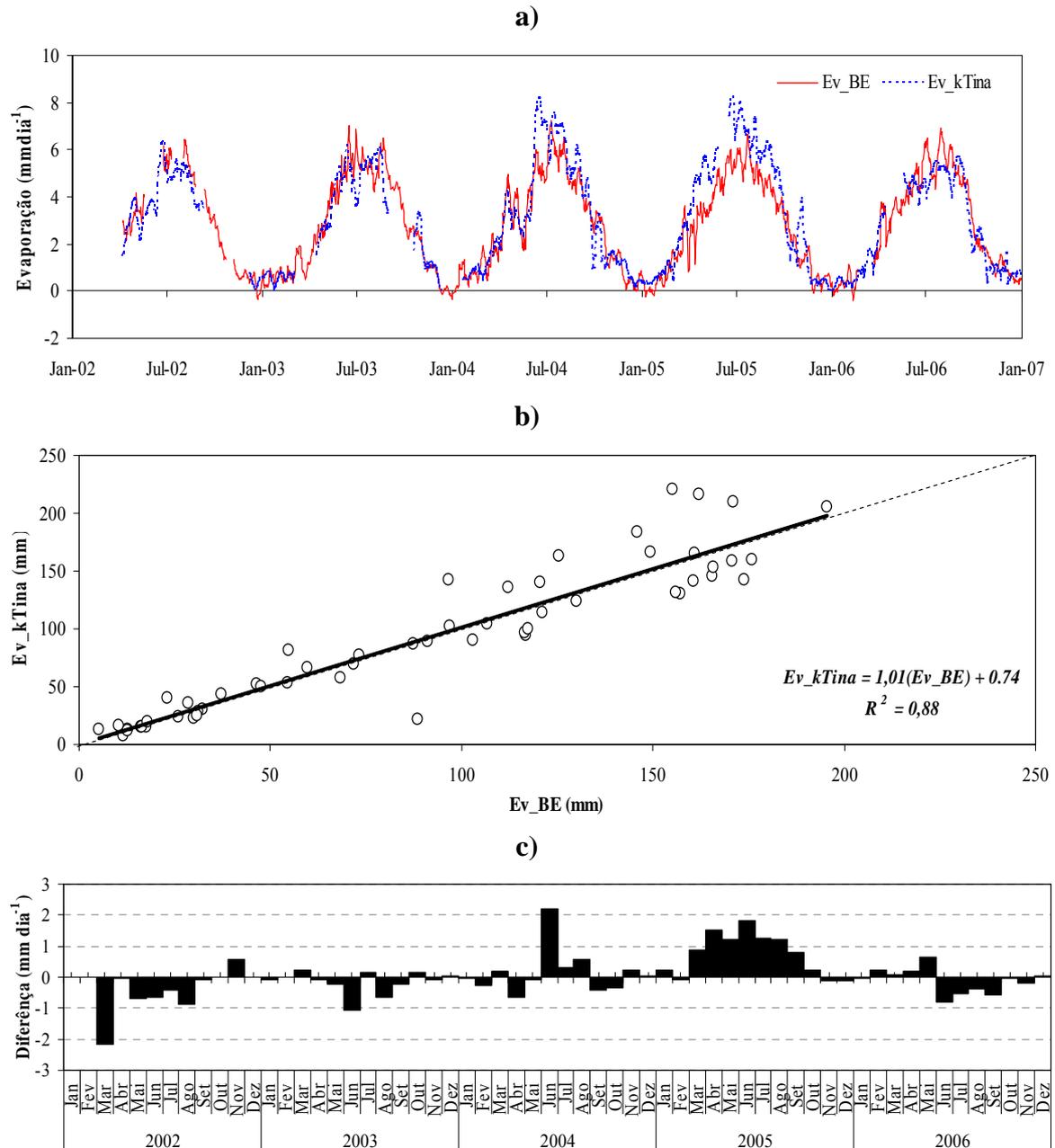


Figura 4.34 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_kTina) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira do Roxo,

Os elevados coeficientes de determinação e os reduzidos viés observados para a maioria dos casos permitem considerar o recurso aos coeficientes de tina como uma metodologia bastante robusta e fiável para o cálculo da evaporação de lago.

4.6.2 Avaliação da portabilidade dos coeficientes de tina

A performance evidenciada na estimação da evaporação e facilidade de utilização dos coeficientes de tina estimulou o teste do seu grau de portabilidade para locais fora dos ambientes onde foram determinados, ainda que dentro do mesmo enquadramento regional. Tais locais poderão corresponder a massas de água já existentes e que este estudo não contemplou, ou localizações de empreendimentos hidráulicos ainda a implantar futuramente.

Para testar a portabilidade dos coeficientes de tina recorreremos a um modelo de regressão múltipla com parâmetros de base geográfica (latitude e longitude) e especificidade climática (temperatura do ar), relacionável, por sua vez, não só com a localização geográfica, mas também com a altitude e continentalidade, e os aspectos relacionáveis com a inércia térmica das albufeiras (área inundada, profundidade média e um coeficiente relativo ao uso mensal da água),

Tabela 4-13 Modelos lineares de portabilidade dos coeficientes de tina mensais, A – área inundada (km^2); \bar{D} – profundidade média (m); T_a – temperatura média do ar ($^{\circ}C$); Lat – latitude ($^{\circ}$); $Long$ – longitude ($^{\circ}$); U_t – Utilizações em % do volume armazenado.

Mês	$k_{Tina} = f(A, \bar{D}, T_a, Lat, Long, U_t)$	R^2
Outubro	$= -6,85 + 0,003A - 0,006\bar{D} - 0,008T_a + 0,173Lat - 0,168Long - 0,187U_t$	0,54
Novembro	$= 3,77 - 0,002A + 0,002\bar{D} + 0,014T_a - 0,058Lat - 0,088Long + 7,281U_t$	0,35
Dezembro	$= -8,00 - 0,001A + 0,018\bar{D} + 0,055T_a + 0,200Lat - 0,074Long + 3,176$	0,28
Janeiro	$= 8,24 - 0,001A - 0,003\bar{D} - 0,017T_a - 0,124Lat + 0,311Long + 0,386U_t$	0,27
Fevereiro	$= 2,86 - 0,001A + 0,001\bar{D} + 0,027T_a - 0,050Lat + 0,036Long - 0,304U_t$	0,29
Março	$= 1,37 - 0,001A - 0,011\bar{D} - 0,004T_a + 0,004Lat + 0,066Long + 0,671U_t$	0,39
Abril	$= -4,74 + 0,002A - 0,021\bar{D} + 0,053T_a + 0,101Lat - 0,163Long - 5,627U_t$	0,41
Mai	$= -3,69 + 0,001A - 0,011\bar{D} - 0,113T_a + 1,124Lat - 0,162Long - 4,120U_t$	0,45
Junho	$= 3,13 + 0,001A - 0,010\bar{D} - 0,002T_a - 0,047Lat - 0,044Long - 5,514U_t$	0,41
Julho	$= 0,37 + 0,001A + 0,007\bar{D} - 0,009T_a + 0,023Lat + 0,036Long - 0,576U_t$	0,46
Agosto	$= 2,37 + 0,001A + 0,0040\bar{D} - 0,006T_a - 0,019Lat + 0,100Long - 0,240U_t$	0,42
Setembro	$= 2,27 + 0,001A - 0,005\bar{D} - 0,011T_a - 0,044Lat - 0,058Long - 0,575U_t$	0,51

As correlações encontradas (Tabela 4-13) foram de uma maneira geral encorajadoras, ainda que possam ser mais bem exploradas. As melhores correlações verificam-se no final do semestre seco (Setembro e Outubro) quando os perfis de temperatura indicam o máximo de estratificação.

No mês de Novembro, o efeito *turnover*, que parece ocorrer em Novembro, subverte as características de inércia térmica nas albufeiras e as correlações encontradas para os meses subsequentes são muito fracas até voltar a haver a reposição de alguma estratificação, no mês de Abril.

4.6.3 Variabilidade dos coeficientes de tina

A variabilidade anual do coeficiente de tina, obtida pela média dos valores mensais calculados em cada albufeira no período 2002-2006, encontra-se traduzida na Figura 4.35. Na mesma figura sobrepõem-se, para comparação, os coeficientes de tina apresentados por Martínez Alvarez *et al.*, (2008) determinados para a bacia hidrográfica do rio Segura, no sudoeste de Espanha, obtidos por uma metodologia idêntica à utilizada neste estudo (com o balanço de energia como padrão), ainda que as tinas estivessem colocadas em ambiente terrestre e as massa de água fossem reservatórios de rega com 6 m de profundidade.

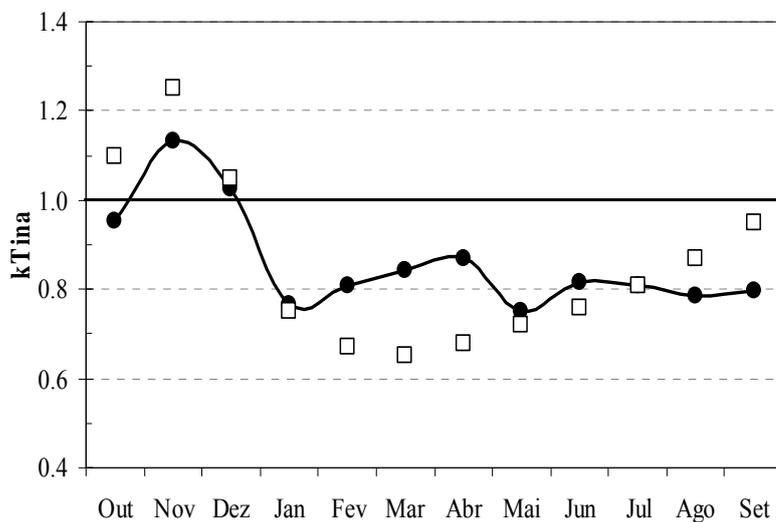


Figura 4.35

Evolução anual dos coeficientes de tina: círculos – valores para as albufeiras no período 2004-2006; quadrados – valores determinados por Martínez Alvarez et al., (2008),

Nas nossas condições, os valores dos coeficientes de tina são superiores à unidade no período de Novembro a Dezembro, compensando o efeito redutor das baixas temperaturas na água da tina, na evaporação medida. No semestre seco o coeficiente de tina atenua o efeito potenciador da temperatura da água da tina com valores à volta de 0,80. Na transição

Inverno-Primavera (Março – Abril) as evaporações do lago evidenciam um ligeiro aumento que não encontra correspondência na perda de água da tina, e os coeficientes de tina são, nesse período, mais elevados.

Apesar do valor dos coeficientes do caso de estudo espanhol servirem apenas como indicativos (dadas as diferenças experimentais no domínio da inércia térmica das massa de água em estudo e da implantação das tinas), não deixa de ser relevante que se observe uma protuberância dos valores médios dos coeficientes tina propostos para o sul de Portugal de Fevereiro a Abril. Porém, estes coeficientes reflectem a média para um curto período onde os anos atípicos predominaram. Esses anos foram secos, com Dezembro e Janeiro quase sem precipitação e com inícios de Primavera chuvosos. Estas características contribuíam para o estabelecimento de estratificações no final de Inverno que as precipitações da Primavera vieram subverter, dando origem a nova homogeneização da temperatura das albufeiras. Este aspecto experimental é tanto mais relevante quanto o período de estudo do caso espanhol ter sido semelhante bem como o tipo climático. Assim, a amostragem de um período extremo acabou sendo muito útil na conceptualização da resposta térmica de grandes massas de água que deverá ser tida em conta na extensão de séries de evaporação para apoio a simulações.

4.7 Campanha EC

As figuras 4.36 e 4.37 ilustram a variação diária típica dos valores medidos da radiação líquida, do calor latente e sensível, da velocidade do vento e das temperaturas do ar e da superfície da água, em dois dias consecutivos reportados ao início e ao final da campanha EC.

Os ciclos diários do fluxo de calor latente (LE) apresentam um comportamento muito similar ao registado para a velocidade do vento. São caracterizados por um valor relativamente constante ao longo do dia de cerca de 100 Wm^{-2} em Julho e 130 Wm^{-2} em Setembro, excepto nos períodos de maior intensidade de vento.

Os máximos de LE ocorrem no início da noite em qualquer das datas, mas são mais acentuados em Julho em concordância com a maior intensidade do vento neste período. O fluxo de calor sensível (H) é relativamente pequeno, positivo no período em que a temperatura do ar é inferior à temperatura da superfície e negativo no período em que o gradiente térmico é invertido.

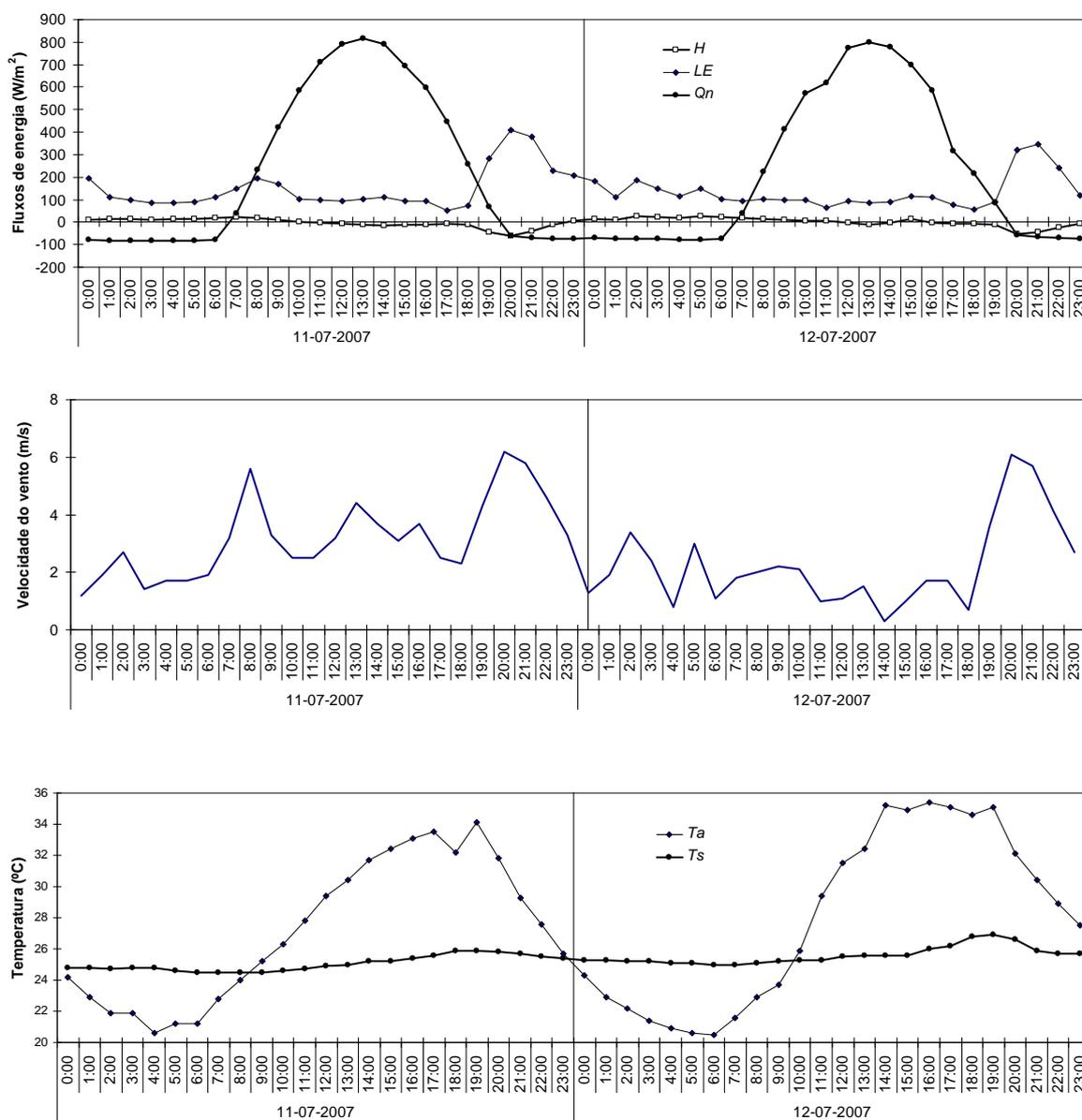


Figura 4.36 Evolução dos valores horários dos fluxos de radiação líquida (Q_n), calor sensível (H), e calor latente (LE), velocidade horizontal do vento e temperaturas do ar (T_a) e da superfície da água (T_s) nos dias 11 e 12 de Julho de 2007.

A evaporação e o fluxo de calor sensível, que somados representam a energia consumida, são inferiores ao fluxo de radiação, Tendo em conta o fecho da equação do balanço de energia ($Q_n - Q_w = LE + H$) aquela diferença corresponderá à energia armazenada na massa de água.

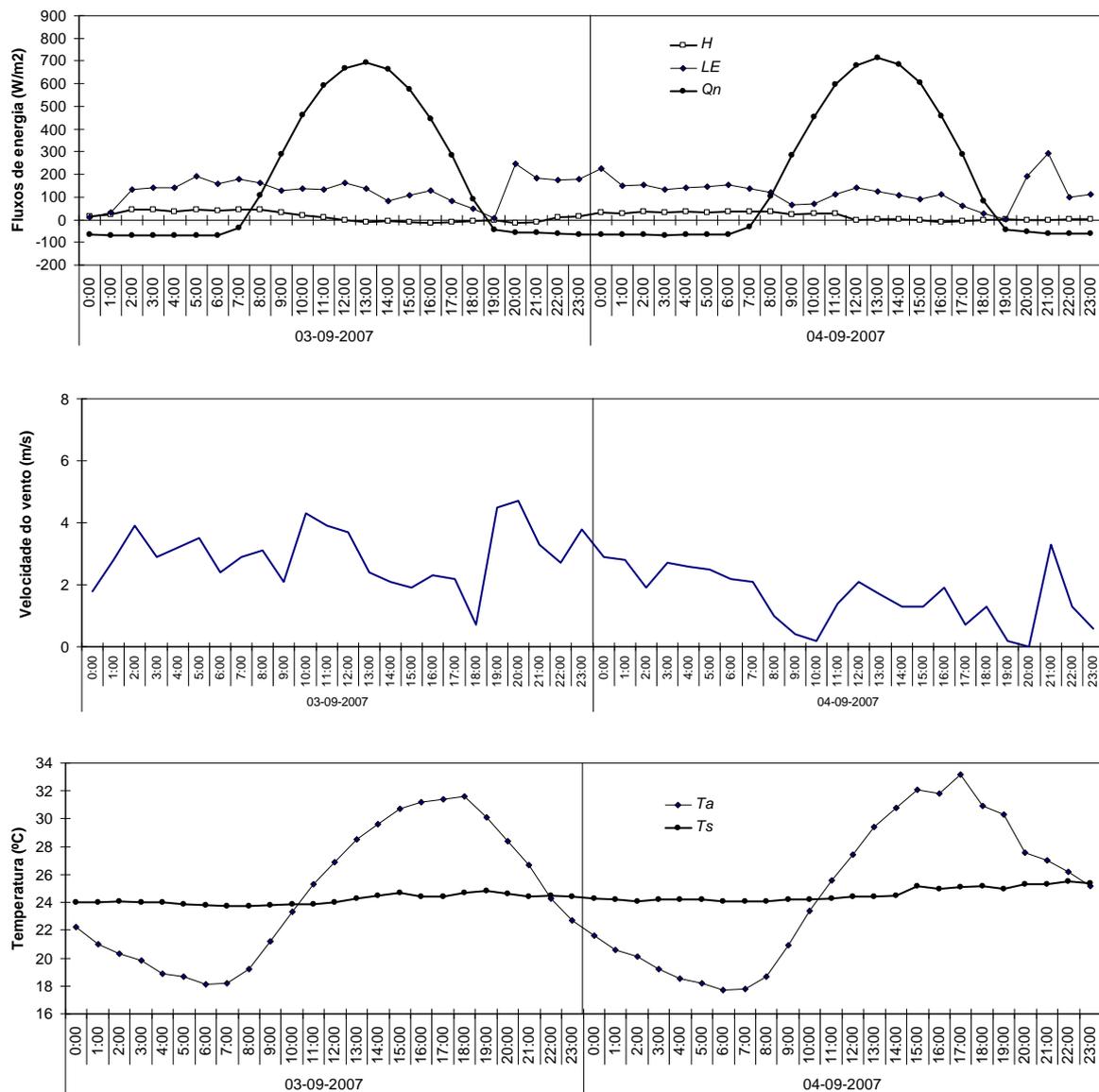


Figura 4.37 Evolução dos valores horários dos fluxos de radiação líquida (Q_n), calor sensível (H), e calor latente (LE), velocidade horizontal do vento e temperaturas do ar (T_a) e da superfície da água (T_s) nos dias 3 e 4 de Setembro de 2007.

Considerando a evolução da intensidade de evaporação em dia médio (Figura 4.38), ou seja, o que resulta dos valores horários médios medidos em todo o período da campanha, podemos constatar que os valores mínimos de evaporação são ligeiramente inferiores a 4 mm/dia e ocorrem a meio da manhã, entre as 9 e as 10 horas, enquanto que os valores de maior evaporação rondam 9 mm/dia e ocorrem no final da tarde/noite entre as 20 e 22 horas. As condições de instabilidade na estratificação térmica da camada de ar sobre o espelho de água que ocorrem no final do dia, em grande parte resultantes da inversão das

temperaturas entre ao ar e a superfície da água e do aumento da intensidade do vento, parecem justificar um aumento da evaporação no início da noite.

O valor médio diário de evaporação no período da campanha foi $5,2 \text{ mmdia}^{-1}$.

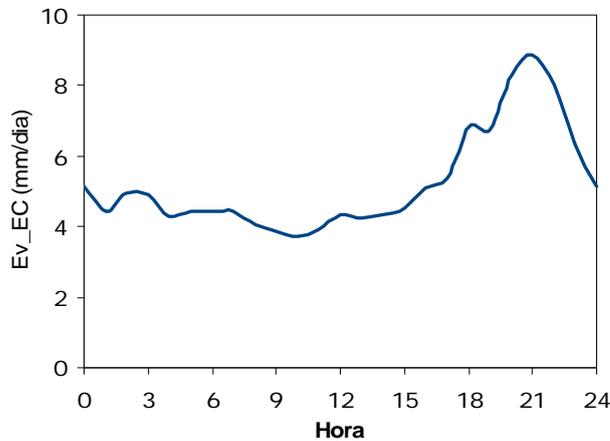


Figura 4.38
Ciclo diário médio da intensidade de evaporação Ev_{EC} .

As diferenças entre a intensidade de evaporação medida pelo sistema EC (Ev_{EC}) e estimada através do balanço de energia (Ev_{BE}) são ilustradas na Figura 4.39. Observam-se grandes diferenças entre as curvas tanto em termos de evolução horária, quer no que se refere ao período de ocorrência dos valores máximos. O balanço de energia estima valores negativos da evaporação (condensação) durante a noite em virtude do saldo de radiação ser, nesse período, negativo. A variação diária de Ev_{BE} é análoga à variação diária da radiação líquida, enquanto Ev_{EC} , como foi já anteriormente referido, segue a evolução diária da intensidade do vento.

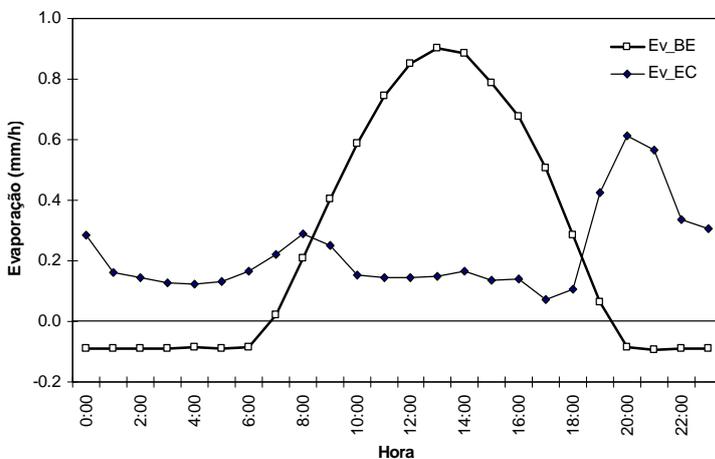


Figura 4.39
Evolução da intensidade de evaporação horária medida (Ev_{EC}), estimada (Ev_{BE}) no dia 11 de Julho de 2007.

A Figura 4.40 compara a evaporação média diária medida e estimada pelo balanço de energia durante a campanha experimental. A série de valores medidos (Ev_{EC}) vem expurgada dos dias em que se registaram falhas no registo dos dados ou determinaram fluxos de energia inconsistentes. Grandes diferenças podem ser observadas entre os dois métodos. Tal como se verifica à escala horária também na escala diária se conclui que a intensidade de evaporação estimada apresenta um comportamento similar ao da radiação líquida e que a intensidade de evaporação medida parece evoluir de modo idêntico à evolução da velocidade do vento (Figura 4.41).

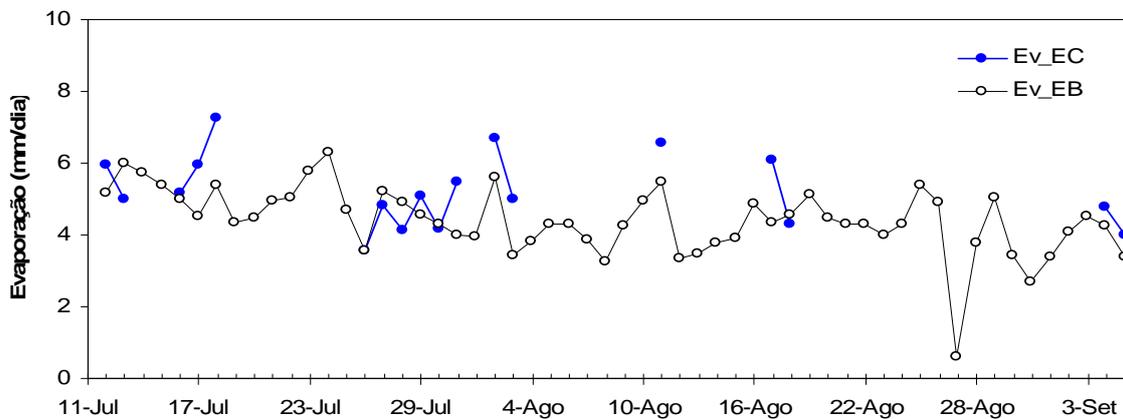


Figura 4.40 Evaporação diária estimada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) e medida através do sistema eddy-correlation (Ev_{EC}).

A evaporação diária média no período da campanha (18 dias efectivos) calculada pelo balanço de energia foi de $4,8 \text{ mmdia}^{-1}$, enquanto a evaporação média diária medida no mesmo período foi de $5,2 \text{ mmdia}^{-1}$.

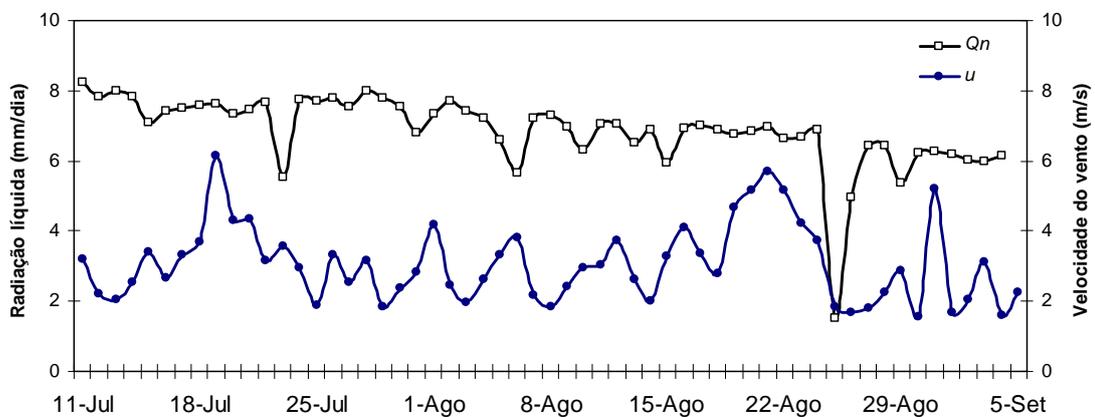


Figura 4.41 Valores médios diários da radiação líquida (Qn) e da velocidade do vento (u) durante a campanha.

A comparação entre os valores da evaporação medida e estimada recorrendo ao método aerodinâmico, com o coeficiente de transferência de massa calibrado para albufeira de Alqueva, (Ponto 4.3.1) encontra-se ilustrada na Figura 4.42. Apesar do seu maior empirismo quando comparado com balanço de energia, observa-se um razoável ajustamento entre os valores da evaporação estimados (Ev_{TM}) e a evaporação medida (Ev_{EC}) tanto na reprodução dos picos como na tendência decrescente ao longo do período de medida. A consideração do factor velocidade do vento em ambas as metodologias poderá explicar as semelhanças encontradas,

A evaporação média estimada recorrendo à fórmula aerodinâmica e considerando os dias com medições Ev_{EC} foi de $4,8 \text{ mmdia}^{-1}$, igualando a intensidade de evaporação estimada pelo balanço de energia e ligeiramente inferior à obtida pelo método das flutuações turbulentas. Considerando a totalidade dos dias da campanha (14 de Julho a 4 de Setembro) a intensidade de evaporação média diária foi de $5,1 \text{ mmdia}^{-1}$, praticamente coincidente com Ev_{EC} .

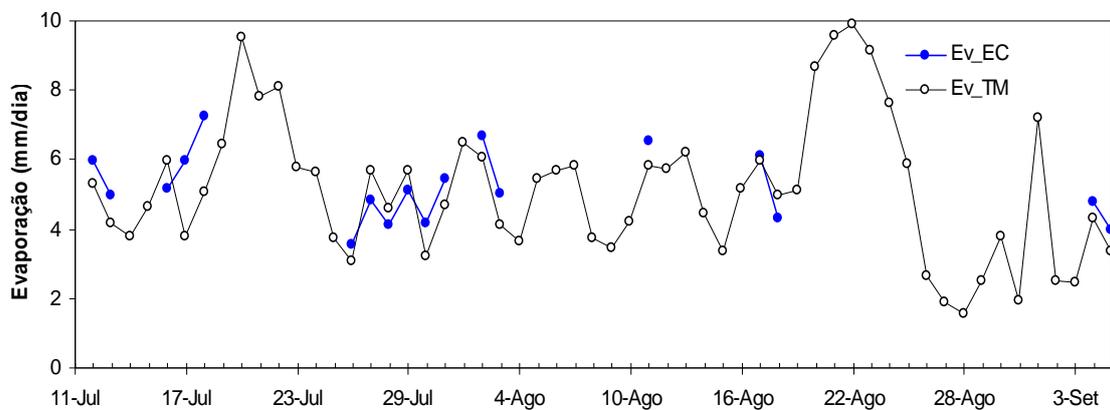


Figura 4.42 Evaporação diária estimada pela fórmula de transferência de massa (Ev_{TM}) e medida através do sistema eddy-correlation (Ev_{EC}).

4.7.1 Simulações com o modelo FLake

4.7.1.1 Forçamento atmosférico

Os valores do forçamento atmosférico para as simulações foram obtidos a partir das observações da temperatura e humidade do ar aos 2 metros, de intensidade do vento aos 5 metros, de pressão atmosférica e de radiação na plataforma Alqueval. As séries de dados de radiação total descendente e de radiação solar descendente foram corrigidas com base

nas observações realizadas na estação meteorológica de Portel do Centro de Geofísica de Évora. A radiação atmosférica de grande comprimento de onda foi calculada por diferença entre a radiação total e a radiação solar global,

4.7.1.2 Parâmetros e condições iniciais

Os valores observados das temperaturas da água a diversas profundidades constituíram a única informação disponível para a calibração do modelo. Assim, estes dados foram utilizados para estimar os valores iniciais das variáveis que caracterizam o perfil térmico na albufeira. Os restantes parâmetros e valores das variáveis iniciais do modelo foram estimados a partir de um processo de ajuste (*tuning*) de modo a que os resultados do modelo reproduzissem o melhor possível a evolução observada dos perfis térmicos da água. Para esse efeito foi utilizado um método de selecção aleatória do conjunto de parâmetros dentro de intervalos fisicamente realistas e de cálculo automático de estatísticas sobre a qualidade das simulações. Na sequência das centenas de milhares de simulações, foi possível identificar um conjunto de parâmetros otimizados que permitem um melhor acordo entre resultados do modelo e observações (perfil térmico medido). Este processo foi utilizado igualmente para afinar as condições iniciais, nomeadamente do factor de forma, C_T e da espessura da camada de mistura, (D - LS), bem como das condições iniciais dos perfis térmicos dos sedimentos – T_{HS} e (D - HS).

Os valores das condições iniciais e dos parâmetros utilizados nas simulações obtidos pelo processo descrito anteriormente estão indicados na Tabela 4-14.

Tabela 4-14 Parâmetros e valores iniciais do modelo FLake no período da campanha.

Parâmetros						
D (m)	W_f (m)	T_{LS} (K)	D - LS (m)	α_e (m^{-1})	Δt (h)	Período
40	1000	282,3 K	0,8 m	3,5 m^{-1}	1	11/7 a 5/9
Valores iniciais						
T_s (K)	T_b (K)	C_T	\bar{T} (K)	h (m)	T_{HS} (K)	(D - HS) (m)
298,8 K	285,4	0,78	289,2	3,3	283,3	0,4

D - profundidade da albufeira; W_f - Comprimento da superfície livre na direcção dos ventos “fetch”; T_{LS} – temperatura na base da camada de sedimentos de espessura (D - LS); α_e – coeficiente de extinção da radiação; Δt - passo de tempo; T_s – temperatura na camada de mistura; T_b – temperatura no fundo da albufeira; C_T - factor de forma da termoclina; \bar{T} - temperatura média na coluna de água; h – espessura da camada de mistura; T_{HS} – temperatura na base da 1ª camada de sedimentos de espessura (D - HS).

Na Figura 4.43 apresenta-se a evolução comparativa da temperatura da água simulada pelo modelo e observada aos vários níveis. Na Tabela 4-15 resume-se a correlação, o viés e o erro quadrático médio das temperaturas simuladas e observadas.

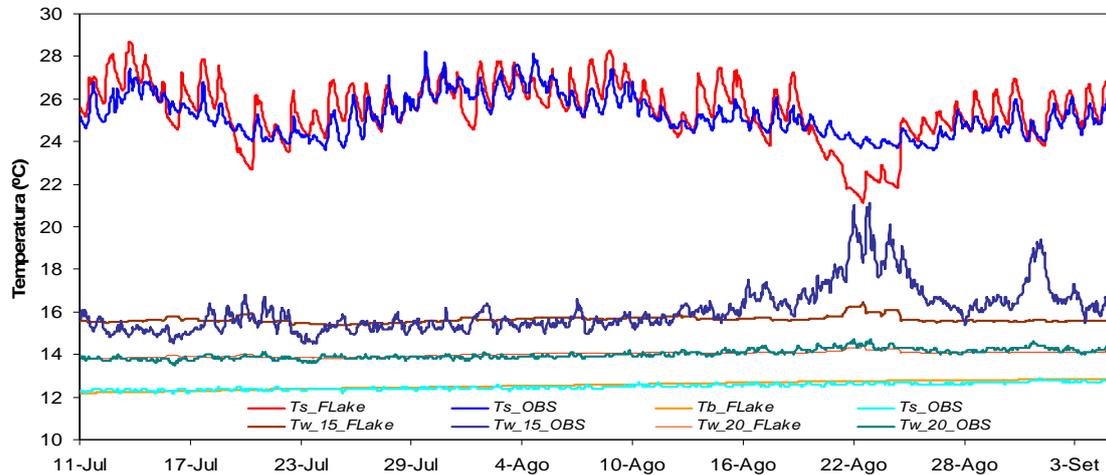


Figura 4.43 Evolução da temperatura da água em profundidade, Valores observados (OBS) e simulados pelo modelo (FLake),

A temperatura à superfície (T_s) apresenta uma correlação razoável e um viés de 0,3 que é da ordem de erro dos sensores. Verifica-se que a temperatura simulada, apesar de apresentar a mesma tendência, é ligeiramente superior à observada em praticamente todo o período. Exceptua-se o período entre 19 e 25 de Agosto onde esta tendência é invertida e que poderá estar associada à instabilidade atmosférica registada nesse período.

O modelo reproduz muito bem a evolução observada da temperatura da água em profundidade, quer aos 20 metros (T_w_{20}) como no fundo (T_b). No entanto, não reflecte os ciclos diários da temperatura aos 15m de profundidade (T_w_{15}), produzindo uma evolução mais suavizada que a observada. A correlação é bastante mais fraca que para os restantes níveis.

Ainda aos 15m, constata-se que o modelo não simula correctamente o aumento de temperatura que foi registado entre 19 e 25 de Agosto. No quadro de uma descrição unidimensional, este tipo de aumento só poderá ocorrer com o afundamento da camada de mistura, o que as observações indicam ter ocorrido (T_s baixa consideravelmente), mas não ao ponto de explicar o incremento na temperatura aos 15 metros, já que esta permanece aquém da temperatura superficial. Este efeito poderá ficar-se a dever a movimentos

horizontais que dificilmente serão representáveis por um modelo unidimensional.

Tabela 4-15 Estatísticas sobre a qualidade das simulações da temperatura da água a vários níveis (°C).

Grandeza	Correlação	Viés	REQM
T_s	0,76	0,3	0,9
T_b	0,91	0,05	0,11
T_w_{15}	0,60	-0,4	1,1
T_w_{20}	0,80	0,004	0,14

4.7.1.3 Análise comparativa

A Figura 4.44 representa evolução dos fluxos superficiais de calor sensível determinados pelo sistema EC e pelo modelo FLake. O elevado valor do coeficiente de correlação em conjunto com o reduzido valor de REQM (Tabela 4-15) atestam a forma notável como o modelo reproduz a evolução temporal do fluxo de calor sensível comparativamente aos valores medidos. Este facto permite verificar que não só o modelo é capaz de simular correctamente o fluxo de calor sensível, como também, por outro lado, fornece um argumento adicional da qualidade dos dados medidos pelo sistema EC e, conseqüentemente, para a fiabilidade da simulação dos fluxos superficiais de calor latente, ou seja, da evaporação.

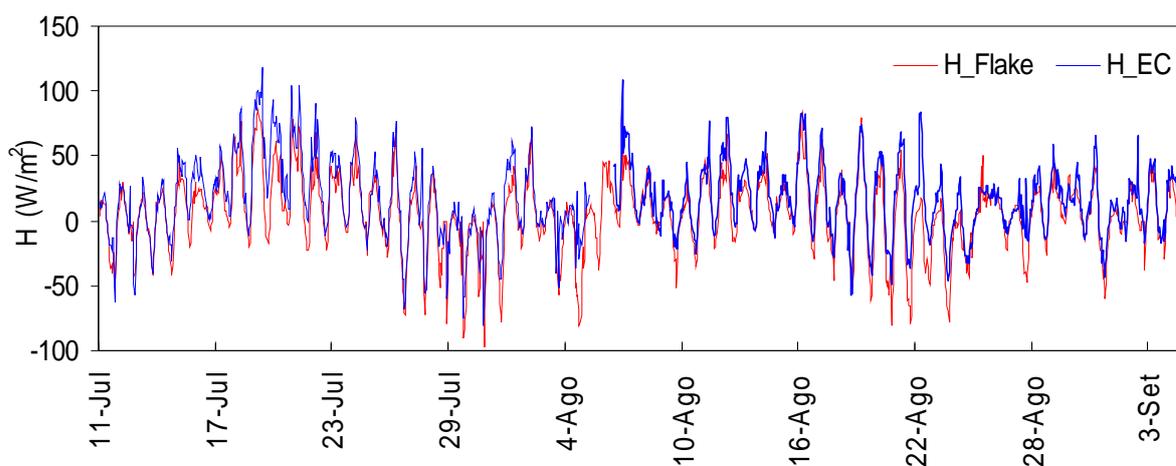


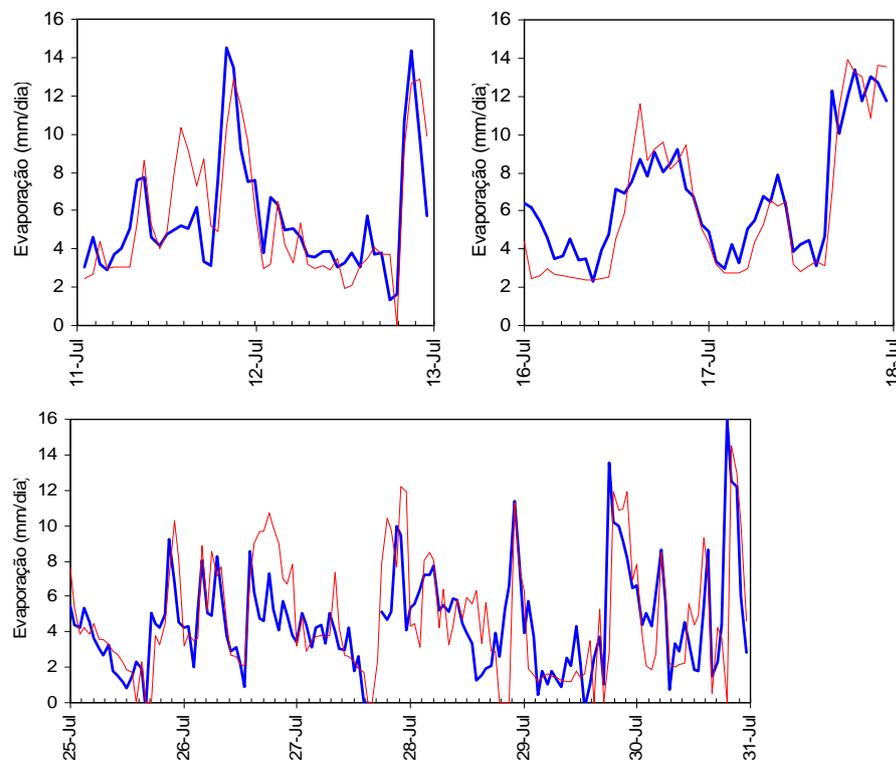
Figura 4.44 Evolução temporal do fluxo superficial de calor sensível medido (H_{EC}) e simulado (H_{FLake}).

Os problemas nas medições da humidade específica do ar e, portanto, na estimativa do fluxo de vapor de água, associados à deposição de água no higrómetro de cripton, impossibilitaram que todo o período de campanha pudesse ser considerado para efeitos de determinação do fluxo de calor latente, o que tornou mais difícil a validação dos resultados de evaporação. No entanto, para os 18 dias onde se considerou serem realistas as observações de humidade, os resultados estatísticos (Tabela 4-16) mostram uma razoável correlação dos valores simulados com as medições ($\sim 0,68$) e um viés praticamente nulo.

Tabela 4-16 Estatísticas sobre a qualidade das simulações dos fluxos de energia (Wm^{-2}).

Grandeza	Correlação	Viés	REQM
<i>H</i>	0,90	-11,0	15,8
<i>LE</i>	0,68	2,5	69,8

A comparação gráfica, ilustrada na Figura 4.45, permite comprovar a forma como o modelo é capaz de simular o fluxo de calor latente, expresso em altura equivalente (evaporação), aproximando-se de modo muito razoável dos valores medidos.



(continua na próxima página, onde se encontra a legenda)

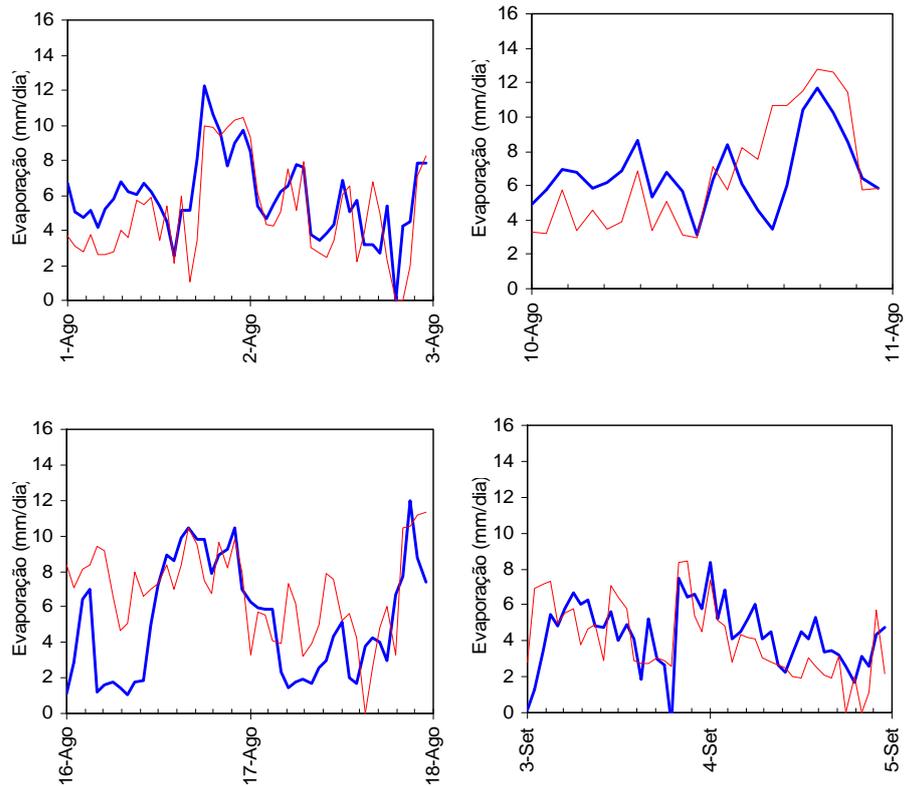


Figura 4.45 Evolução da intensidade horária da evaporação, Azul - Ev_EC; Vermelho - Ev_FLake.

A capacidade do modelo em representar a evolução típica da evaporação ao longo do dia é ilustrada na Figura 4.46 onde é estabelecida a comparação entre o ciclo diário médio da evaporação simulada e os correspondentes valores determinados pelo sistema EC. Os valores mínimos coincidem no mesmo período do dia, entre as 9 e as 10 horas, e os máximos no início da noite ocorrendo, no modelo, com um ligeiro atraso em relação ao máximo medido (21 horas no caso das observações e 22 horas no modelo).

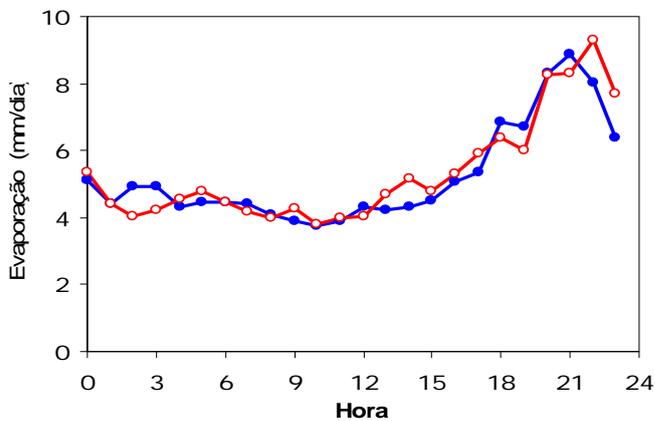


Figura 4.46 Ciclo diário médio da intensidade de evaporação, Azul - Ev_EC; Vermelho - Ev_FLake.

A Figura 4.47 compara a evaporação média diária medida e simulada pelo modelo de lago. Tal como resulta das análises anteriores, embora seja reduzido o número dos dias com valores observados, pelas razões já anteriormente referidas, também na reprodução dos valores diários da evaporação o modelo apresenta um comportamento bastante verosímil.

A evaporação média no período simulada pelo modelo de lago foi de $5,3 \text{ mm/dia}^{-1}$, praticamente coincidente com a evaporação observada.

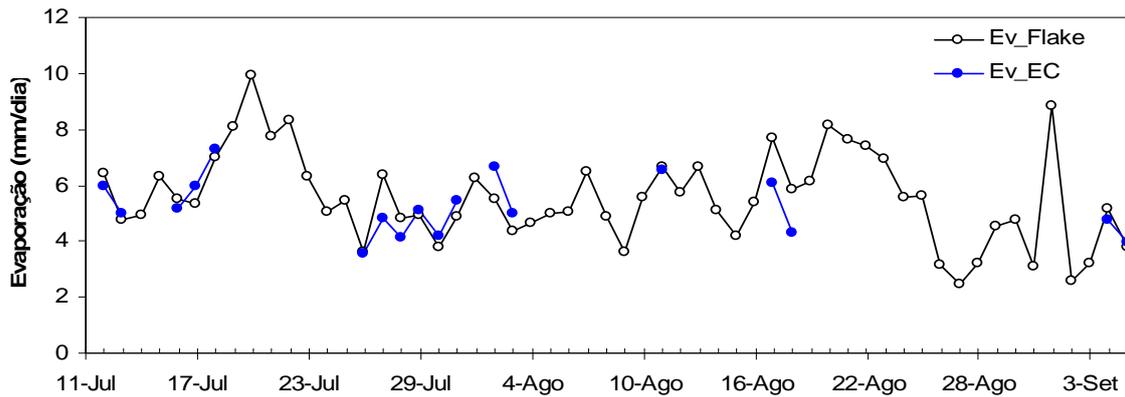


Figura 4.47 Evaporação diária simulada pelo modelo FLake (Ev_{FLake}) e medida através do sistema eddy-correlation (Ev_{EC}).

Capítulo 5

Conclusões

O presente trabalho teve como principal objectivo a identificação de metodologias robustas e de grande portabilidade na estimação da evaporação de lago, em enquadramento climático mediterrânico com influência Atlântica.

A medição das variáveis atmosféricas e dos perfis térmicos em albufeiras do sul de Portugal constituiu um desafio e uma oportunidade para a adequação de diversas metodologias de cálculo da evaporação a partir de grandes superfícies de água.

A instalação dos equipamentos de medida em estruturas flutuantes móveis adicionou condicionantes à utilização integral da informação recolhida. Ainda assim, foi realizado um trabalho ciclópico de validação e agregação, da generalidade da informação, nas escalas temporais mais adequadas à aplicação das metodologias de cálculo.

O balanço de energia foi tomado como padrão para avaliação das restantes abordagens ao cálculo da evaporação. Os valores das componentes do balanço de energia revelaram diferenças não significativas entre as albufeiras. O erro de fecho do balanço energético, praticamente inexistente em todas as albufeiras, é garantia de rigor na determinação das suas componentes e suporte de fiabilidade dos valores de evaporação estimados.

As estimativas da evaporação média de acordo com o balanço de energia variam entre 0,9 e 1,7 mmdia⁻¹, no semestre húmido e, entre 3,6 e 4,6 mmdia⁻¹, no semestre seco.

A calibração de um modelo de lago - modelo FLake - originalmente desenvolvido para enquadramentos climáticos do norte da Europa, para albufeiras num ambiente mediterrânico, constituiu um desafio, de dimensão nem sempre previsível, e obrigou à introdução de várias alterações nos parâmetros do modelo. A consideração da profundidade como uma variável de evolução, para ter em conta as oscilações sazonais dos níveis tão característica das albufeiras em estudo, contribuiu para a melhoria da resposta

do modelo, tanto na reprodução do perfil térmico como na simulação dos fluxos de superfície e, conseqüentemente, da evaporação.

Os valores simulados da intensidade de evaporação variaram entre 0,9 e 1,7 mmdia^{-1} , no semestre húmido e, entre 2,4 e 4,3 mmdia^{-1} no semestre seco.

A calibração dos coeficientes de massa e a definição da sua relação com a área da superfície livre das albufeiras, constituiu um aporte significativo do trabalho e consolidou a aplicação expedita das formulações aerodinâmicas nas nossas condições. As estimativas da evaporação diária e mensal obtidas por este método, revelaram-se consistentes com resultados do balanço de energia.

Os valores da evaporação média resultantes da aplicação do modelo de transferência de massa variam entre 0,8 e 1,4 mmdia^{-1} , no semestre húmido e, entre 2,4 e 4,3 mmdia^{-1} , no semestre seco.

Os modelos de Penman e Priestley-Taylor revelaram bom desempenho na totalidade das albufeiras. Mesmo usando a função de vento mais conservadora em termos de estimação da componente aerodinâmica da fórmula de Penman, esta determinou estimativas da evaporação por excesso relativamente ao balanço de energia.

Os valores da evaporação estimados pelo modelo de Penman variam entre 1,1 e 1,9 mmdia^{-1} , no semestre húmido e, entre 3,7 e 5,3 mm/dia , no semestre seco.

O modelo de Priestley-Taylor usado com a parametrização que atribui um valor médio de 1,26 ao respectivo coeficiente, revelou excelente desempenho na estimação da evaporação, com valores ligeiramente inferiores aos do balanço de energia.

Os valores da evaporação estimados pelo modelo e Priestley-Taylor variam entre 0,7 e 1,4 mmdia^{-1} , no semestre húmido e, entre 3,3 e 4,2 mmdia^{-1} , no semestre seco.

Ao arripio do *hidro-mito* bem enraizado, e apesar do grande empirismo da fórmula de Thornthwaite, a sua aplicação na estimativa da evaporação revelou grande robustez já que os resultados, contrastados com os valores mensais estimados pelo balanço energético, mostraram razoável concordância na generalidade das albufeiras. A exigência unicamente de informação da temperatura do ar confere a este modelo grande portabilidade na estimativa da evaporação à escala mensal.

Os valores da evaporação estimados pela fórmula de Thornthwaite variam entre 1,1 e 1,5 mmdia^{-1} , no semestre húmido e, entre 3,6 e 4,0 mmdia^{-1} , no semestre seco.

O processamento da informação das tinas flutuantes recorrendo aos coeficientes de tina mensais estabelecidos para cada albufeira proporcionou estimativas da evaporação em lago muito próximas das estimadas pelo balanço de energia e revelou ser um instrumento pragmático e eficaz no estabelecimento de longas séries de evaporação de lago para apoio ao planeamento, especialmente no que concerne à avaliação de fenómenos extremos.

Os valores da evaporação estimados com recurso à aplicação dos coeficientes de tina, variam entre 0,9 e 1,9 mmdia^{-1} , no semestre húmido e, entre 3,2 e 4,6 mmdia^{-1} , no semestre seco.

Testado o grau de portabilidade dos coeficientes de tina para outros locais onde eventualmente se pretenda estimar a evaporação de lago, as correlações com parâmetros de localização geográfica, especificidade climática e inércia térmica das albufeiras, revelaram-se aceitáveis, com excepção dos meses mais frios. De qualquer forma este ponto de investigação é promissor face à definição de uma metodologia de apoio à portabilidade deste tipo de expressões.

A medição directa da evaporação pelo método das flutuações instantâneas recorrendo a um sistema de medição dos fluxos turbulentos foi, pela primeira vez em Portugal, verificada sobre uma superfície de água. Este método não é adequado para as medições de rotina, dado o grau de conhecimento que a sua utilização requer e dada a elevada sofisticação dos sensores utilizados. No entanto, ao permitir a medição directa dos fluxos de calor e de vapor de água, constituiu uma ferramenta determinante para a calibração do modelo de lago em períodos curtos e possibilitou confirmar a fiabilidade e robustez do modelo de transferência de massa na estimativa da evaporação.

Os resultados atingidos constituem um válido auxílio no apoio ao planeamento e gestão de albufeiras inclusive para situações de crise (secas) já que o período de estudo abarcou condições excepcionais nesse domínio. A diversidade tanto regional como volumétrica dos estudos de caso também abona a favor da representatividade espacial dos resultados.

Uma linha de trabalho futuro do estudo agora apresentado será o da extensão de séries de evaporação de suporte a modelos de simulação para o apoio no planeamento e gestão de recursos hídricos. As séries de maior portabilidade acabam sendo aquelas que utilizam

menos dados de entrada, ainda que a representatividade de cada uma e as correspondentes limitações estejam agora devidamente determinadas.

A extensão da parte experimental para maiores horizontes temporais e geográficos abre também uma gama de possibilidades, principalmente se enquadrada em configurações do espaço mediterrânico e em estudos de desertificação ou mudança climática.

Referências

- Adams, E. E., Cosler, D. J., Helfrich, K. R. (1990). Evaporation from heated water bodies: predicting combined forced plus free convection. *Water Resources Research*, 26(3), 425-435.
- Allen, J. B. (1968). *An analysis of evaporation at Lake Hefner, 1965-1966, based on the water budget and evaporation tanks*. Ph.D. Thesis, Faculty of the Graduate College, Oklahoma State University, 192 p.
- Allen, R. G. (1997). Self-calibrating method for estimating solar radiation from air temperature. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2(2), 56-67.
- Allen, R. G., Masahiro, T. (2005). Evaporation from American Falls Reservoir in Idaho via a combination of Bowen ratio and eddy covariance. *Proceedings of The 2005 World Water & Environmental Resources Congress: Impacts of Global Climate Change*, Anchorage, Alaska, May 15-19, 17 p.
- 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, FAO, Rome, Italy, 300 p.
- Amayreh, A. J. (1995). *Lake evaporation: a model study*. Ph.D. Dissertation, Biological and Irrigation Engineering Department, Utah State University, 178 p.
- Anderson E. R., (1952). Energy budget studies, water-loss investigations: Lake Hefner studies. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 229,71-88.
- Anderson, E. R. (1954). Energy budget studies in water-loss investigations: Lake Hefner studies. U. S. Department of the Interior, Washington, D.C., 71-118.
- Antenucci, J. P., Imerito, A. (2000). *The CWR Dynamic Reservoir Simulation Model: DYRESM, Science Manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia.

- Arya S P (2001). *Introduction to Micrometeorology*, 2.^a ed., Academic Press, Nova Iorque, 420 p.
- Assouline, S., Mahrer, Y. (1993). Evaporation from Lake Kinneret: 1. Eddy-correlation system measurements and energy budget estimates. *Water Resources Research*, 29(4), 901-910.
- Assouline, S., Tyler, S. W., Tanny, J., Cohen, S., Bou-Zeid, E., Parlange, M. B., Katul, G. G. (2008). Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: Measurements and scaling analysis. *Advances in Water Resources*, 31, 160-172.
- Bolsenga, S. J. (1975). Estimating energy budget components to determine Lake Huron evaporation. *Water Resources Research*, 11, 661-666.
- Bouchet, R. J. (1963). *Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique*. International Association of Scientific Hydrology, Simposium Publication n.62, Berkeley, CA, 134-142.
- Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27(6), 779-787.
- Brouwer, G. K., Ryckborst, H. (1975). The evaporation and sedimentation in man-made Arade Lake, southern Portugal. *Hydrological Sciences Bulletin*, 20(4), 555-574.
- Brunt, D. (1932). Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 58, 389-420.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 299 p.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 608 p.
- Brutsaert, W., Stricker, H. (1979). An advection-aridity approach to estimate actual and regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15(2), 443-450.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., Bradley, E. F. (1971). Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(2), 181-189.

- Camargo, A.P., Sentelhas, P.C. (1997) Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 5(1), 89-97.
- CampbellScientific,Inc. (1998). Eddy Covariance System: CA27 and KH20. Instruction Manual.Logan, Utah, 35 p.
- Chow, Ven T., Maidment, D. R. e Mays, L. W. (1988). *Applied hydrology*. McGraw-Hill Book Co, New York, 572 pp.
- Cohen, S., Ianetz, A., Stanhill, G. (2002) Evaporative climate changes at Bet Dagan, Israel, 1964 – 1998. *Agricultural and Forest Meteorology*. 111, 83-91.
- Condie, S. A., Webster, I. T. (1997). The influence of wind stress, temperature, and humidity gradients on evaporation from reservoirs. *Water Resources Research*, 33(12), 2813-2822.
- Craig, H. (1961). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, 1833-1834.
- Craig H., Gordon L. I. (1965) Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In *Proceedings of a Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies andPaleotemperatures* (ed. E. Tongiorgi), CNR, Laboratorie Geologia Nuclear, Pisa Italy, 9–130.
- Corley, T. E. (1989). Verifiable evaporation modelling on the Laurentian Great Lakes. *Water Resources Research*, 25(5), 781-792.
- Croley, T. E. (1992). Long-term heat storage in the Great Lakes. *Water Resources Research*, 28(1), 68-81.
- Crow, S. F., Hottman, S. D. (1973). Network density of temperature profile stations and its influence on the accuracy of lake evaporation calculations. *Water Resources Research*, 9(4), 895-899.
- Cuadrat, J. M., Pita, M. F. (2004). *Climatologia*. 3ª. Ed., Catedra, S.A Madrid, 496 p.
- Cummigs, N. W. (1950). Minimum evaporation from water surfaces. *Trans. of Ame. Geoph. Union*, 31(4), 757-762.
- Dalton, J. (1802). Meteorological observations to determine whether the quantity of rain and dew is equal to the quantity of water carried off by the rivers and raised by

- evaporation; with an inquiry into the origin of spring. *Mem. Manchester, Lit. Phil. Soc.*, 5,346-372.
- DeBruin, H. A. R. (1978). A simple model for shallow lake evaporation. *Journal of Applied Meteorology*, 17(8), 1132-1134.
- DeLuc, J. A. (1792). On evaporation. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 82, 400-424.
- Dephon, P. (1981). Modélisation de la temperature de surface des bacs évaporimétriques. *Journal of Hydrology*. 49, 369-384.
- Derecki, J. A. (1976). Multiple estimates of Lake Erie evaporation. *Jour. Great Lakes Res.*, 2(1), 124-149.
- Derecki, J. A. (1981). Operational estimates of lake evaporation based on IFYGL findings. *Water Resources Research*, 17(5), 1453-1462.
- Dias, N. L., Duarte, H. F., Maggioletto, S. R., Grodzki, L. (2004). An attenuated eddy covariance method for latent heat flux measurements. *Water Resources Research*, 43.
- Doorens, J. e Pruitt, W. O. (1977). *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper No 24, Rome, 156 p.
- DSRH, INAG / (1998). Proposta de reestruturação da rede de monitorização de recursos hídricos: Bacias hidrográficas a sul do rio Tejo. Acedido em Julho 2004. No Web site de:SNIRH: http://www.snirh.pt/snirh/download/relatorios/redes_texto_sul.pdf.
- Dunne, T., Leopold, L. (1978). *Water in environmental planning*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, CA, 818 p.
- Dyer, A. J., Maher, J. F. (1965). Automatic eddy-flux measurement with the evapotron. *Journal of Applied Meteorology*, 4(5), 622-625.
- Dyer, A. J., Pruitt, W. O. (1962). Eddy flux measurements over a small irrigated area. *Journal of Applied Meteorology*, 1, 471-473.
- Farmer, D. M., Carmack, E. (1981). Wind mixing and restratification in a lake near the temperature of maximum density. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1516-1533.

- Ferguson, H. L., Hartog, G., Louie, P. Y. T. (1985). Estimation of shallow lake evaporation using Classe A pan. Em: (eds.). Casebook on Operational Assessment of Areal Evaporation.
- Ficke, J. F. (1972). *Comparison of evaporation computation methods*, Pretty Lake. Professional Paper 686-A, U.S. Geological Survey, 48 p.
- Fortin, J. P. (1977). *Evaporation and evapotranspiration*. Cours No. 403 INRS-Eau.
- Gianniou, S. K., Antonopoulos, V. Z. (2007). Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology*, 345(3-4), 212-223.
- Gibson, J. J., Reid, R., Spence C. (1998). A six-year isotopic record of lake evaporation at a mine site in the Canadian subarctic: results and validation. *Hydrological Processes*, 12(10-11), 1779-1792.
- Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Prowse, T. D. (1999). Pan-derived isotopic composition of atmospheric water vapour and its variability in northern Canada. *Journal of Hydrology*, 217, 55-74.
- Halley, E. (1687). An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the sun. *Philos. Trans. Roy. Soc.*, 189(16), 366-370.
- Harbeck, G. E. (1958). *Mass-transfer studies: water-loss investigations, Lake Mead studies*. U.S. Geological Survey Professional Paper N° 298, 29-35.
- Harbeck, G. E. Jr. (1962). *A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass transfer theory*. Geological Survey Professional Paper N° 272-E, 5 p.
- Harbeck, G. E. e Kennon, F. W. (1952). *The water budget control. Water-Loss Investigations: Volume I - Lake Hefner Studies Technical Report.*, U. S. Geological Survey Circ., 229 p.
- Henderson-Sellers, B. (1986). Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modelling: a review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), 625-649.
- Hesiod (1978). *Works and days*. Ed. M. L. West, Clarendon Press, Oxford, 399 p.
- Hill, R. W. (1994). *Consumptive use of irrigated crops in Utah*. Utah State University, Logan, Utah, 370 p.
- Hoefs, J. (1997) *Stable isotope geochemistry*. 4^a ed., Springer, New York, 201 p.
- Horton, R E. (1917). A new. evaporation formula developed. *New Record*, Voll 78.

- Hostetler, S. W., Bartlein, P. J. (1990). Simulation of lake evaporation with application to modeling lake-level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, 26(10), 2603-2612.
- Hounam, C. E. (1973). *Comparison between pan and lake evaporation*. World Meteorological Organization Technical Note N° 126, WMO, Geneva, 54 p.
- Hoy, E. D., Stephens, S. K. (1977). The measurement and estimation of lake evaporation from four Australian water storages. Australian Water Resources Council Report N° 21, AWRC, Canberra.
- IAEA (1983). Guidebook on nuclear techniques in hydrology. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- INAG (2001). Monitorização de recursos hídricos no limiar do séc. XXI. Instituto da Água, Lisboa.
- Jacobs, A. F. G., Heusinkveld, B. G., Lucassen, D. C. (1998). Temperature variation in a Class A evaporation pan. *Journal of Hydrology*, 206, 75-83.
- Jensen, M. E., Dotan, A., Sanford, R. (2005). Penman-Monteith estimates of reservoir evaporation. *Proceedings of The 2005 World Water & Environmental Resources Congress: Impacts of Global Climate Change*, Anchorage, Alaska, EWRI 2005: Impacts of Global Climate Change, May 15-19, 24 p.
- Jones, F.E. (1992). *Evaporation of water: with emphasis on applications and measurements*. Lewis Publishers, Chelsea. 200 p.
- Jones, J. I. P., Butler, H. E. (1958). The measurements of gustiness in the first few thousand feet of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 84, 17.
- Johnson, N. M., Likens, G. E., Eaton, J. S. (1985). Stability, circulation, and energy flux in Mirror Lake. Em G. E. Likens eds. *An ecosystem approach to aquatic ecology: Mirror Lake and its environment*. Springer-Verlag, New York, 108 – 127.
- Kaimal, J. C., Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric boundary layer flows*. New York.
- Katul, G. G., Parlange, M. B. (1992). A Penman-Brutsaert model for wet surface evaporation. *Water Resources Research*, 28(1), 121-126.
- Kohler, M. A., Nordenson, T. J., Fox, W. E. (1955). *Evaporation from pans and lakes*. Research Paper 38, U. S. Weather Bureau, Washington, 21 p.

- Kohler, M. A., Parmele, L. H. (1967). Generalized estimates of free-water evaporation. *Water Resources Research*, 3(4), 997-1005.
- Kourzeneva K., and D. Braslavsky, 2005: Lake model FLake, coupling with atmospheric model: first steps. *Proc. of the 4th SRNWP/HIRLAM Workshop on Surface Processes and Assimilation of Surface Variables jointly with HIRLAM Workshop on Turbulence*, S. Gollvik, Ed., 15-17 September 2004, SMHI, Norrköping, Sweden, 43-54.
- Lencastre, A. e Franco, F.M. (1984). *Lições de hidrologia*. Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 451 p.
- Lenters, J. D., Kratz, T. K., Bowser, C. J. (2005). Effects of climate variability on lake evaporation: results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, North Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology* 308(1-4), 168-195.
- LeRoy (1751). Mémoire sur l'élevation et la suspension de l'eau dans l'aire et sur la rosée. *Mémoires de mathématique et physique*, l'Académie Royale des Sciences, 64, 481-519.
- Linacre, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climates using temperature data alone. *Agricultural and Forest Meteorology*, 8, 409-424.
- Linacre, E. T. (1993). Data-sparse estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64(3-4), 237-256.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A., Paulhus, J. L. H. (1982). *Hydrology for engineers*. 3^a ed., McGraw-Hill, Tokyo, 512 p.
- Llamas, J. (1993). *Hidrologia general: principios y aplicaciones*. Em: (eds.).Universidad del País Vasco. Bilbao, 635 p.
- Marciano, J. J., Harbeck, G. E. (1954). *Mass-transfer studies*. Em: G. S. P. P. N. 269 (eds.), Water-loss investigations: Lake Hefner Studies, Technical Report.
- Mather, J. R. (1978). *The Climatic Water Budget in Environmental Analysis*. Lexington Books, Lexington, 239 p.

- Martínez Alvarez, V., González-Real, M.M., Baille, A., Maestre Valero, J. F. (2008) Regional assessment of evaporation from agricultural irrigation reservoirs in a semiarid climate. *Agricultural Water Management*, 95, 1056-1066.
- McKie, D., Heathecote, N.H. (1935). The discovery of specific and latent heats. E. Arnold & Co., London, 155 p.
- Meyer, A.f. (1944) *Evaporation from lakes and reservoirs*. Minnesota Resources Commission, St-Paul, Minn.
- Meza, F., Varas, E. (2000). Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100 (2),231-241.
- Mironov, D., B. Ritter, 2003: A first version of the ice model for the global NWP system GME of the German Weather Service. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, J. Cote, Ed., Report No. 33, April 2003, WMO/TD, 4.13-4.14.
- Mironov, D., Terzhevik, A., Beyrich, F., Heise, E., Lohse, H. (2003). A two-layer lake model for use in numerical weather prediction. Proc. of the Baltic HIRLAM Workshop, St. Petersburg, Russia, 83-85, 17-20.
- Mironov, D. V. (2005). Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Part 1: Description of a lake model. German Weather Service, Offenbach am Main, Germany, 40 p. (disponível a partir do autor, dmitrii.mironov@dwd.de).
- Molina, J.M., Martínez Alvarez, V., González-Real, M. M., Baille, A. (2006). A simulation model for predicting hourly pan evaporation from meteorological data. *Journal of Hydrology*, 318, 250-261.
- Momii, K., Ito, Y. (2008) Heat budget for Lake Ileda, Japan. *Journal of Hydrology*, 363, 362-370.
- Monin, A., Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Akad. Nauk. SSSR Trud. Geofiz. Inst. 24(151), 163-187.
- Monteith, J. L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 107(451), 1-27.
- Morton, F. I. (1983b). Comparison of techniques for estimating annual lake evaporation using climatological data - comment. *Water Resources Research*, 19(15), 1347-1354.

- Morton, F. I. (1983). Operational estimates of lake evaporation. *Journal of Hydrology*, 66, 77-100.
- Munk, Walter H. e Anderson, Ernest R. (1948). Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*. 7(3), 276-295.
- Nordenson, T. J. e Baker, D. R. (1962). Comparative evaluation of evaporation instruments. *Journal of Geophysical Research*. 67, 671-679.
- Obukhov, A. M. (1947/1971). Turbulence In An Atmosphere With a Non-Uniform Temperature. *Boundary Layer Meteorology*, 2, 7-29.
- Orlob, G. (1981). Models for stratified impoundments. Em: Biswas, A. (eds.). *Models for water management*. McGraw-Hill Inc. New York. 273-313.
- Orlob, G. T., Selna, L. G. (1970). Temperature variations in deep reservoirs. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 96(2), 391-410.
- Parlange, M. B., Katul, G. G. (1992). An advection-aridity evaporation model. *Water Resources Research*, 28(1), 127-132.
- Pasquill, F. (1943). Evaporation from a plane, free-liquid surface into a turbulent air stream. *Proc. Roy. Soc. London. Serie A*. 182, 57-94.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), 120-145.
- Penman, H. L. (1956). Evaporation: An introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Sciences*, 4, 9-29.
- Penman, H. L. (1963). Vegetation and hydrology. Technical Communication, No.53. *Commonwealth Bureau of Soils*. Harpenden.
- Perrault, P. (1674). De l'origine des fontaines. Pierre Le Petit, Imprimeur & Libraire, Paris.
- Phillips, D. W. (1978). Evaluation of evaporation from Lake Ontario during IFYGL by a modified mass transfer equation. *Water Resources Research*, 14(2), 197-205.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weath. Rev.*, 100(2), 81-92.

- Reis, R. J., Dias, N. L. (1998). Multi-season lake evaporation: energy-budget estimates and CRLE model assessment with limited meteorological observations. *Journal of Hydrology*, 208(3-4), 135-147.
- Richards, T. L., Fortin, J. P. (1969). An evaluation of the land-lake vapor pressure relationships for the Great Lakes. *Great Lakes Research*, 9, 103-110.
- Richards, T. L., Irbe, J. G. (1969). Estimates of monthly evaporation losses from the Great Lakes 1959 to 1968 based on mass transfer technique. *Proceedings of 12th Conference on Great Lakes Research*. International Association of Great Lakes Research, 469-487.
- Rodrigues, R. R. (1995). Hidrologia de ilhas vulcânicas. Dissertação apresentada a concurso para acesso à categoria de Investigador Auxiliar e para a obtenção do grau de Especialista, Departamento de Hidráulica, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, 397 p.
- Rohli, R. V., Hsu, S.A., Lofgren, B.M. e Binkley, M. R. (2004). Bowen ratio estimates over Lake Erie. *Journal of Great Lakes Research*, 30(2), 241-251.
- Rohwer, C. (1931). Evaporation from free water surfaces. *Technical Bulletin 271*. US Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Roque, R. O., Sansigolo, C. A. (2001) Estimativas de evaporação do lago Taquaruçu, SP pelo modelo conceitual de Morton. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 6 (1), 21-28.
- Rosenberry, D. O., Sturrock, A. M., Winter, T. C. (1993). Evaluation of the energy budget method of determining evaporation at Williams Lake, Minnesota, using alternative instrumentation and study approaches. *Water Resources Research*, 29(8), 2473-2483.
- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., Likens, G. E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3-4), 149-166.
- Rouse, W. R., Oswald, C. M., Binyamin, J., Blanken, P. D., Scertzer, W. M., Spence, C. (2003). Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and temperature of Central Great Slave Lake. *Journal of Hydrometeorology*, 4(4), 720-730.

- Ryan, P.J., Harleman, D.R., Stolzenbach, K. D. (1974). Surface heat loss from cooling ponds. *Water Resources Research*, 10(5), 930-938.
- Salhotra, A., Adams, E. E., Harleman, D. R. (1985). Effect of salinity and ionic composition on evaporation analysis of Dead Sea evaporation pans. *Water Resources Research*, 21(9), 1336-1344.
- Seinfeld, J. H., Pandis, S.N. (1998). Atmospheric chemistry and physics, from air pollution to climate changes. John Wiley & Sons, New York, 1326 p.
- Sene, K.J., Gash, J. H. C., McNeil, D. D. (1991). Evaporation from a tropical lake: comparison of theory with direct measurements. *Journal of Hydrology*, 127(1-4), 193-217.
- Sharif, M. (1989). Development of a physically exact energy method for estimating evaporation from free water surfaces. PhD Thesis, Texas Tech. University, 209 p.
- Shaw, E.M. (1988). *Hydrology in practice*. 2^a ed., Chapman & Hall, UK, 539 p.
- Shuttleworth, W. J. (1994). Evaporation. Em D. Maidment (eds.). *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill Inc. New York, 4.1-4.53.
- Singh, V. P., Xu, C. -Y (1997a). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11, 311-323.
- Singh, V. P., Xu, C. -Y (1997b). Sensitivity of mass transfer-based evaporation equations in dally and monthly input data. *Hydrological Processes*, 11, 1465-1473.
- Smith, A. W. (1907). Our present knowledge regarding the heat of evaporation of water. *Monthly Weather Review*, 35(10), 458-463.
- Stanhill, G. (1976). The CIMO international evaporimeter comparisons. Publication 449, WMO, Geneve, 38 p.
- Stannard, D. I., Rosenberry, D. O. (1991). A comparison of short-term measurements of lake evaporation using eddy correlation and energy budget methods. *Journal of Hydrology*, 122(1-4), 15-22.
- Stewart, R. B., Rouse, W. R. (1976). A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. *Water Resources Research*, 12(4), 623-628.

- Stull, R.B (2001). *An introduction to boundary layer meteorology*. 1ª ed., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Sturrock, A. M. (1978). Evaporation and radiation measurements at Salton Sea, California. Geological Survey Water-Supply Paper N° 2053, Department of Interior, Washington, D. C.
- Sturrock, A. M., Winter, T. C., Rosenberry, D. O. (1992). Energy budget evaporation from Williams Lake - a closed lake in north central Minnesota. *Water Resources Research*, 28(6), 1605-161
- Sutton, O. G. (1934). Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere. *Proc. of Roy. Soc. London. Series A*, 147(858), 701-722.
- Sweers, H. E. (1976). A monogram to estimate the heat-exchange coefficient at the air-water interface as a function of wind speed and temperature; a critical survey of same literature. *Journal of Hydrology*, 30, 375-401
- Swinbank, W. C. (1951). The measurements of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Meteorology*, 8(3), 135-145.
- Tanner, C. B. (1989). Measurement of sensible heat and water vapour fluxes using eddy correlation methods. Campbell Scientific Inc., Logan, USA.
- Tanny, J., Cohen, S., Assouline, S., Lange, F., Grava, A., Berger, D., Teltch, B. e Parlange, M.B. (2008). Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 351, 218-229.
- Thompson, S.A. (1999). Evaporation. Em: A. A. Balkema (eds.). *Hydrology for Water Management*, Rotterdam.
- Thornthwaite, C.W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38,55-94.
- Thornthwaite, C.W., Holzman, B. (1939). The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weather Review*, 67(1), 4-11.
- Trivett, N. B. A. (1983). Lake Okanogan Evaporation Study. Final Report. Hydrometeorology Division, Canadian Climate Centre, Downsview, Ontario.
- Tucci, C. E. M (2002). *Hidrologia: ciência e aplicação*. 3ª ed., Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre.

- Turc, L. J. (1970). Evaporation of brine: a field study of the Bonneville Salt Flats, Utah. *Water Resources Research*, 6, 1209-1215.
- Turner, Jr. J. F. (1966). Evaporation study in a humid region, Lake Michie, North Carolina. Geological Survey Professional Paper N° 277-G, U. S. Department of Interior, Washington, D.C.
- U.S.G.S (1955). *Water Loss investigation: Lake Mead studies*. US Geological Survey Professional Papers, N°. 298, Washington DC, 100 p.
- Valiantzas, J. D. (2006) Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. *Journal of Hydrology*, 331, 690-702.
- Van Bavel, C. H. M. (1966). Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. *Water Resources Research*, 2(3), 455-467.
- Verma, S. B. (1990). Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews*, 5, 99-115.
- Ward, R.C. (2000). *Evaporation*. Em: R. C. Ward and M. Robison (eds.). Principles of Hydrology, MacGrow-Hill, London.
- Warnaka, K., Pochop, L. (1988). Analyses of equations for free water evaporation estimates. *Water Resources Research*, 24(7), 979-984.
- Webb, E. K. (1966). A pan-lake evaporation relationship. *Journal of Hydrology*, 4, 1-11.
- Willmott, C.J. (1981). On the validation of models. *Phys. Geography*, 2, 184-194.
- Winter, T. C. (1981). Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *Water Resources Bulletin*, 17(1), 81-115.
- Winter, T. C., Rosenberry, D. O. e Sturrock, A. M. (1995). Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in north central United States. *Water Resources Research*. 31, 983-993.
- Winter, T. C., Buso, D. C., Rosenberry, D. O., Likens, G. E., Sturrock, A. M., Mau, D. P. (2003). Evaporation determined by the energy-budget method for Mirror Lake, New Hampshire. *Limnol. Oceanogr*, 48(3), 995-1009.
- WMO (1966). Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Technical Note N° 83, WMO N° 201, Geneva, 121 p.

Referências

- WMO (1973). Comparison between pan and lake evaporation. Technical Note N° 126, WMO N° 354, Geneva, 52 p.
- Xu, C. -Y e Singh, V. P. (2000). Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 14, 339-349.
- Xu, C. -Y e Singh, V. P. (2001). Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15, 305-319.

ANEXO

Tabela A-1 Valores estatísticos dos elementos climáticos horários nas estações climatológicas flutuantes por semestre e por ano. *N* - número de valores; u_2 - velocidade do vento a 2 metros de altura; T_a - temperatura do ar; HR - humidade relativa; Q_s - radiação solar; Q_a - radiação atmosférica; p - pressão atmosférica; T_s - temperatura da superfície.

Albufeira	Período	Estatística	u_2 (ms^{-1})	T_a ($^{\circ}\text{C}$)	HR (%)	Q_s (Wm^{-2})	Q_a (Wm^{-2})	p hPa	T_s ($^{\circ}\text{C}$)
	Abr-Set	N	19331	19331	19331	19331	19331	18997	19283
		Média	2,7	22,1	57,0	245,3	342,0	1002,9	23,3
		Desvio padrão	1,9	6,1	20,0	304,7	29,9	3,6	3,5
		Máximo	13,9	42,5	98,0	1010,0	429,9	1016,6	30,8
		Mínimo	0,0	5,7	9,0	0,0	241,1	988,1	13,8
Alqueva	Out-Mar	N	19705	19705	19159	19705	19705	19541	19705
		Média	2,6	12,6	77,1	105,6	306,2	1008,3	15,1
		Desvio padrão	2,3	4,7	14,5	171,4	40,5	8,0	3,5
		Máximo	14,7	32,9	99,0	858,0	407,1	1029,6	24,5
		Mínimo	0,0	-0,2	14,0	0,0	205,4	625,6	9,8
	Ano	N	39036	39036	38490	39036	39036	38538	38988
		Média	2,7	17,3	67,0	174,8	323,9	1005,6	19,1
		Desvio padrão	2,1	5,4	17,2	237,4	35,3	5,8	3,5
		Máximo	14,7	42,5	99,0	1010,0	429,9	1029,6	30,8
		Mínimo	0,0	-0,2	9,0	0,0	205,4	625,6	9,8
	Abr-Set	N	21960	21960	21960	21960	21960	21960	20628
		Média	2,8	20,4	64,0	254,3	341,1	993,5	22,6
		Desvio padrão	1,8	6,1	21,7	311,0	28,8	3,9	3,3
		Máximo	12,2	41,4	100,0	1037,0	430,0	1005,5	30,0
		Mínimo	0,0	0,5	0,5	0,0	252,2	968,8	13,3
Alvito	Out-Mar	N	19676	19704	19705	19705	19705	19701	18883
		Média	2,8	12,2	80,9	105,6	311,6	996,5	14,5
		Desvio padrão	2,1	4,5	15,9	168,6	38,5	7,2	3,7
		Máximo	13,7	34,9	101,0	894,0	408,9	1017,5	24,1
		Mínimo	0,0	-1,8	11,0	0,0	218,6	966,4	9,0
	Ano	N	41636	41664	41665	41665	41665	41661	39511
		Média	2,8	16,5	72,0	184,0	327,1	994,9	18,7
		Desvio padrão	1,9	5,4	18,9	243,6	33,4	5,4	3,5
		Máximo	13,7	41,4	101,0	1037,0	430,0	1017,5	30,0
		Mínimo	0,0	-1,8	0,5	0,0	218,6	966,4	9,0
	Abr-Set	N	19705	19706	19706	19706	19706	19706	16473
		Média	4,1	20,0	69,3	256,5	336,6	1008,9	22,7
		Desvio padrão	2,5	4,2	16,2	310,6	23,3	3,4	2,3
		Máximo	14,5	36,9	100,0	1039,0	417,5	1020,9	27,3
		Mínimo	0,0	8,2	15,0	0,0	262,4	992,7	15,3
Bravura	Out-Mar	N	19704	19704	19698	19705	19705	19705	16493
		Média	2,4	14,3	78,4	111,0	324,2	1012,1	15,4
		Desvio padrão	2,1	4,4	14,8	177,1	32,9	8,0	3,1
		Máximo	15,6	28,9	100,0	861,0	416,9	1032,4	23,4
		Mínimo	0,0	0,9	18,0	0,0	235,8	835,8	6,5
	Ano	N	39409	39410	39404	39411	39411	39411	32966
		Media	3,3	17,2	73,8	183,7	330,4	1010,5	19,1
		Desvio padrão	2,3	4,3	15,5	243,8	28,1	5,7	2,7
		Máximo	15,6	36,9	100,0	1039,0	417,5	1032,4	27,3
		Mínimo	0,0	0,9	15,0	0,0	235,8	835,8	6,5

Anexo

Tabela A-1 Continuação

Albufeira	Período	Estatística	u_2 (ms^{-1})	Ta ($^{\circ}\text{C}$)	HR (%)	Q_s (Wm^{-2})	Q_a (Wm^{-2})	p hPa	Ts ($^{\circ}\text{C}$)
	Abr-Set	N	21960	19706	19706	19706	19706	19706	17592
		Média	3,2	21,8	60,2	241,4	339,0	988,4	23,0
		Dpadrão	2,0	6,4	23,7	296,1	29,7	3,5	3,3
		Desvio padrão	13,9	40,9	100,0	970,0	428,5	1003,3	39,1
		Mínimo	0,0	5,9	6,0	0,0	236,3	972,4	12,8
Caia	Out-Mar	N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	19533
		Media	2,5	11,8	81,6	98,9	301,7	992,3	13,9
		Desvio padrão	2,1	4,8	17,4	161,7	40,8	67,1	3,8
		Máximo	15,6	32,1	100,0	809,0	407,0	9885,0	27,0
		Mínimo	0,0	-0,3	10,0	0,0	206,2	964,2	8,2
	Ano	N	41665	39411	39411	39411	39411	39411	37125
		Média	2,9	16,8	70,9	170,1	320,4	990,3	18,2
		Desvio padrão	2,0	5,6	20,5	228,9	35,2	35,3	3,6
		Máximo	15,6	40,9	100,0	970,0	428,5	9885,0	39,1
		Mínimo	0,0	-0,3	6,0	0,0	206,2	964,2	8,2
	Abr-Set	N	21960	19706	19706	19706	19706	19706	16405
		Média	1,5	20,7	64,1	229,1	340,1	1000,2	23,0
		Desvio padrão	1,5	6,4	23,2	286,8	29,8	9,9	3,3
		Máximo	11,2	42,9	100,0	1033,0	426,9	1020,0	34,4
		Mínimo	0,0	4,4	11,0	0,0	236,2	794,8	9,0
Maranhão	Out-Mar	N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	18401
		Média	1,0	11,6	81,1	93,3	306,9	1002,9	15,1
		Desvio padrão	1,3	5,1	17,7	155,2	40,9	7,2	3,7
		Máximo	12,7	32,6	100,0	835,0	407,5	1020,6	24,4
		Mínimo	0,0	-3,0	11,0	0,0	209,1	909,9	9,3
	Ano	N	41665	39411	39411	39411	39411	39411	34806
		Média	1,3	16,1	72,6	161,2	323,5	1001,6	18,8
		Desvio padrão	1,4	5,8	20,4	221,0	35,4	8,5	3,5
		Máximo	12,7	42,9	100,0	1033,0	426,9	1020,6	34,4
		Mínimo	0,0	-3,0	11,0	0,0	209,1	794,8	9,0
	Abr-Set	N	21575	21582	21582	21582	21582	21582	20039
		Média	3,2	22,4	58,7	255,3	343,9	1019,6	23,3
		Desvio padrão	2,0	5,6	19,3	315,0	29,9	51,9	2,8
		Máximo	12,9	61,8	222,0	1078,0	440,1	1358,5	28,6
		Mínimo	0,0	6,6	11,0	0,0	244,1	948,7	15,2
Odeleite	Out-Mar	N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	17775
		Media	2,1	13,6	75,5	97,9	307,5	1015,4	15,9
		Desvio padrão	1,9	4,6	16,0	162,3	39,5	8,2	3,5
		Máximo	13,9	30,3	100,0	869,0	412,0	1105,0	24,4
		Mínimo	0,0	-1,3	12,0	0,0	197,7	977,1	10,7
	Ano	N	41280	41287	41287	41287	41287	41287	37814
		Média	2,7	18,2	66,7	180,2	326,5	1017,6	19,8
		Desvio padrão	2,0	5,1	17,7	242,1	34,5	31,1	3,1
		Máximo	13,9	61,8	222,0	1078,0	440,1	1358,5	28,6
		Mínimo	0,0	-1,3	11,0	0,0	197,7	948,7	10,7

Anexo

Tabela A-1 Continuação

Albufeira	Período	Estatística	u_2 (ms^{-1})	T_a ($^{\circ}\text{C}$)	HR (%)	Q_s (Wm^{-2})	Q_a (Wm^{-2})	p hPa	T_s ($^{\circ}\text{C}$)
Albufeira	Abr-Set	N	21960	21960	21960	21960	21960	21960	20003
		Média	1,4	20,3	65,7	237,0	342,6	1005,7	23,1
		Desvio padrão	1,4	6,0	21,7	291,1	31,9	15,2	2,8
		Máximo	9,6	42,2	100,0	1026,0	441,2	1022,7	28,7
		Mínimo	0,0	4,3	12,0	0,0	238,9	668,1	14,3
	Out-Mar	N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	16326
		Média	0,9	12,5	79,6	100,2	307,7	1010,2	15,4
		Desvio padrão	1,3	5,2	17,2	163,4	41,9	13,5	3,9
		Máximo	11,8	33,2	100,0	847,0	411,3	1033,9	24,5
		Mínimo	0,0	-2,7	12,0	0,0	203,0	939,8	9,2
	Ano	N	41665	41665	41665	41665	41665	41665	36329
		Média	1,2	16,6	72,3	172,3	326,1	1007,8	19,6
		Desvio padrão	1,3	5,6	19,6	230,7	36,6	14,4	3,3
		Máximo	11,8	42,2	100,0	1026,0	441,2	1033,9	28,7
		Mínimo	0,0	-2,7	12,0	0,0	203,0	668,1	9,2
	Pego do Altar	Abr-Set	N	21960	21960	21960	21960	21960	21960
Média			2,1	20,4	65,3	255,0	337,8	1001,2	22,0
Desvio padrão			1,8	6,3	23,4	313,0	29,9	3,8	2,9
Máximo			13,0	42,2	100,0	1085,0	434,0	1013,3	29,9
Mínimo			0,0	4,7	8,0	0,0	241,9	906,6	13,9
Out-Mar		N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	15803
		Média	1,8	12,3	82,3	107,0	305,5	1004,8	14,0
		Desvio padrão	1,8	5,0	16,9	173,7	39,5	7,3	3,5
		Máximo	12,7	33,9	100,0	851,0	407,6	1025,7	25,3
		Mínimo	0,0	-1,4	8,0	0,0	199,8	975,2	8,1
Ano		N	41665	41665	41665	41665	41665	41665	35703
		Média	1,9	16,6	73,3	185,0	322,5	1002,9	18,5
		Desvio padrão	1,8	5,7	20,3	247,1	34,4	5,4	3,2
		Máximo	13,0	42,2	100,0	1085,0	434,0	1025,7	29,9
		Mínimo	0,0	-1,4	8,0	0,0	199,8	906,6	8,1
Roxo		Abr-Set	N	21897	21897	21897	21897	21897	21897
	Média		1,9	19,8	69,6	255,4	336,4	1003,1	22,6
	Desvio padrão		1,5	5,4	20,6	316,4	23,3	3,7	3,1
	Máximo		12,4	41,1	99,0	1073,0	417,5	1014,5	29,0
	Mínimo		0,0	5,6	9,0	0,0	262,4	979,6	14,8
	Out-Mar	N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	19699
		Média	1,8	13,1	80,0	112,3	324,2	1006,4	15,5
		Desvio padrão	1,7	4,7	16,4	182,7	32,9	9,7	3,4
		Máximo	13,9	33,0	98,0	888,0	416,9	1918,5	25,0
		Mínimo	0,0	-1,1	3,5	0,0	235,8	977,1	7,4
	Ano	N	41602	41602	41602	41602	41602	41602	41465
		Média	1,9	16,6	74,5	187,6	330,6	1004,7	19,2
		Desvio padrão	1,6	5,1	18,6	253,1	27,9	6,5	3,3
		Máximo	13,9	41,1	99,0	1073,0	417,5	1918,5	29,0
		Mínimo	0,0	-1,1	3,5	0,0	235,8	977,1	7,4
	Santa Clara	N	21897	21897	21897	21897	21897	21897	21766
Média		1,9	19,8	69,6	255,4	336,4	1003,1	22,6	
Desvio padrão		1,5	5,4	20,6	316,4	23,3	3,7	3,1	
Máximo		12,4	41,1	99,0	1073,0	417,5	1014,5	29,0	
Mínimo		0,0	5,6	9,0	0,0	262,4	979,6	14,8	
Out-Mar	N	19705	19705	19705	19705	19705	19705	19699	
	Média	1,8	13,1	80,0	112,3	324,2	1006,4	15,5	
	Desvio padrão	1,7	4,7	16,4	182,7	32,9	9,7	3,4	
	Máximo	13,9	33,0	98,0	888,0	416,9	1918,5	25,0	
	Mínimo	0,0	-1,1	3,5	0,0	235,8	977,1	7,4	
Ano	N	41602	41602	41602	41602	41602	41602	41465	
	Média	1,9	16,6	74,5	187,6	330,6	1004,7	19,2	
	Desvio padrão	1,6	5,1	18,6	253,1	27,9	6,5	3,3	
	Máximo	13,9	41,1	99,0	1073,0	417,5	1918,5	29,0	
	Mínimo	0,0	-1,1	3,5	0,0	235,8	977,1	7,4	

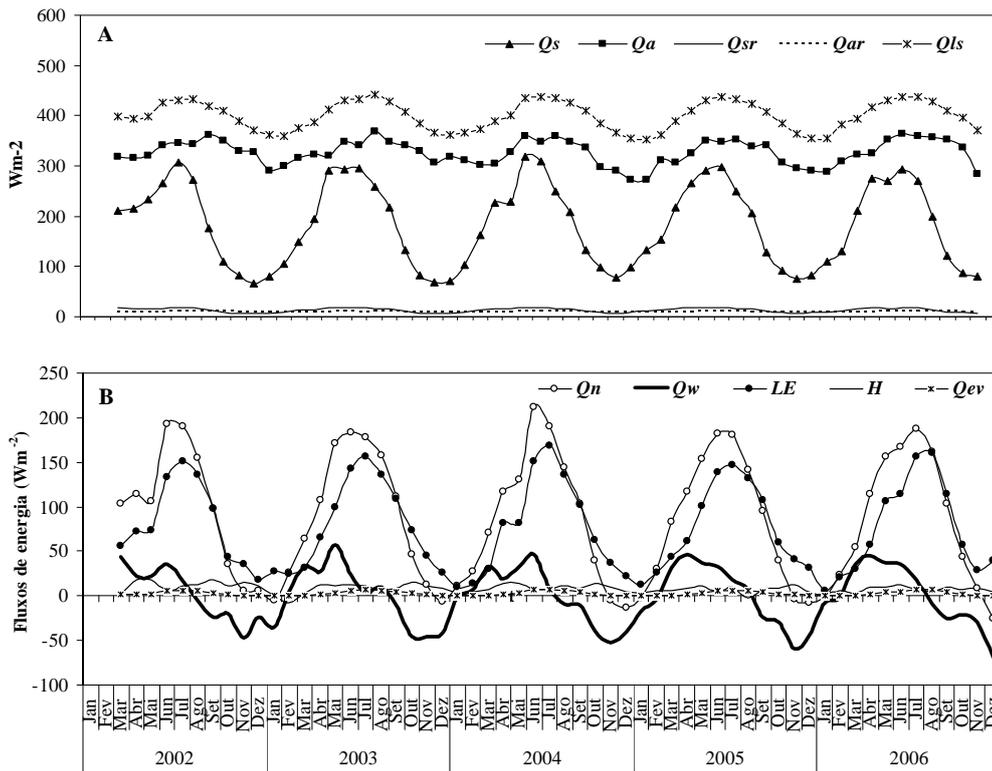


Figura A.1 Fluxos mensais de energia na albufeira de Alvito. (A) Fluxos radiativos; (B) Balanço de energia.

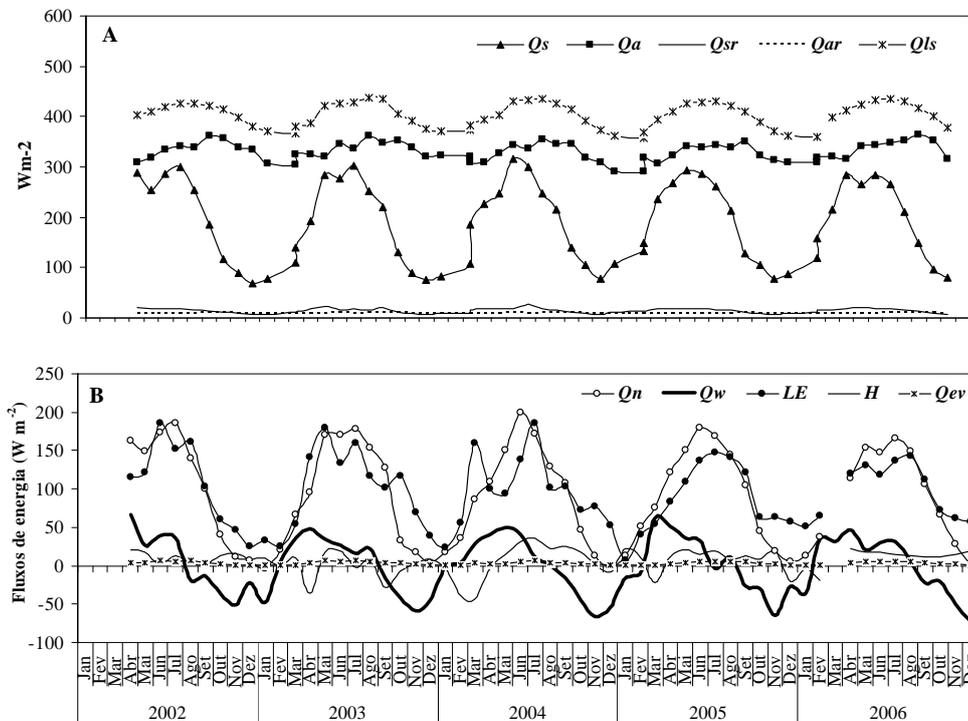


Figura A.2 O mesmo que a Figura A.1, mas para a albufeira da Bravura.

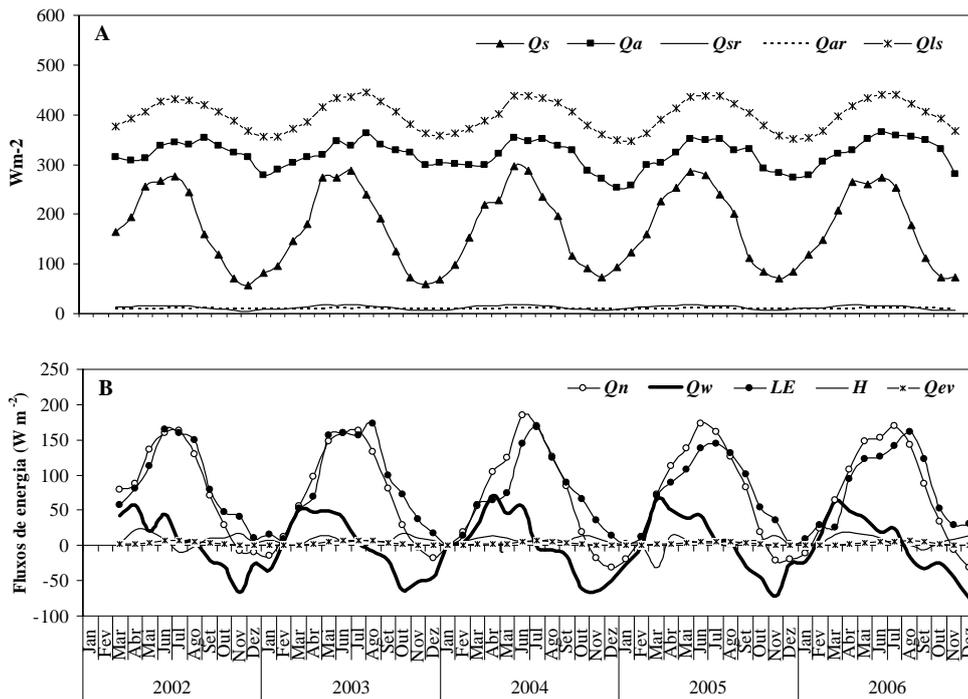


Figura A.3 O mesmo que a Figura A.1, mas para a albufeira da Caia.

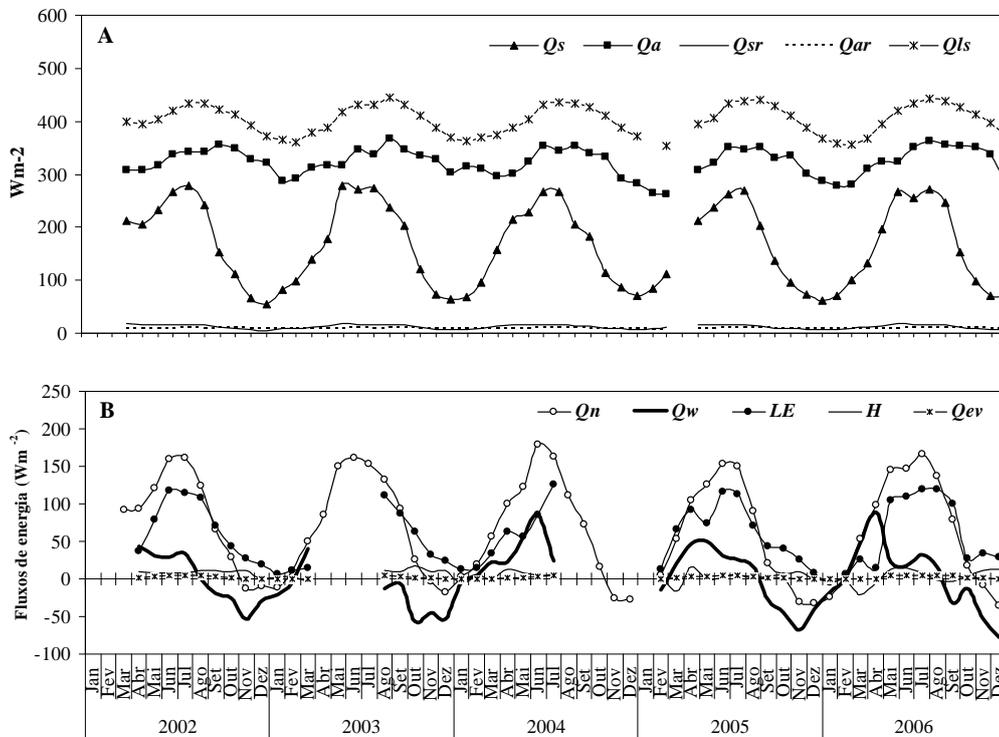


Figura A.4 O mesmo que a Figura A.1, mas para a albufeira do Maranhão.

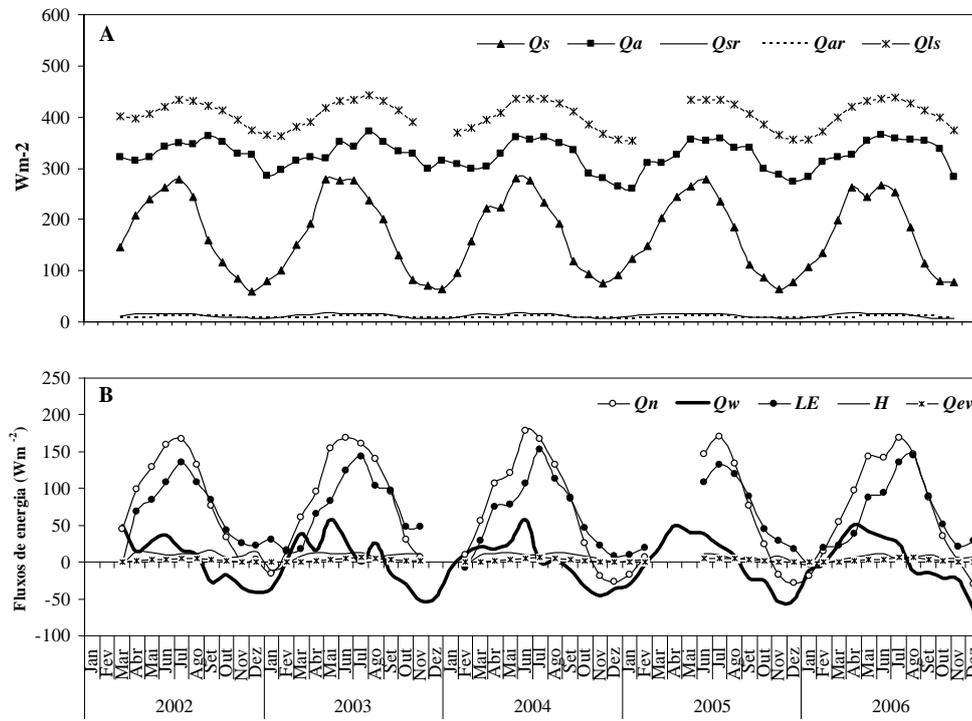


Figura A.5 O mesmo que a Figura A.1, mas para a albufeira de Pego do Altar.

Anexo

Tabela A-2 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Alqueva.

Alqueva	Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$	
Ano	Mês	(mm dia ⁻¹)	(Wm ⁻²)						
	Mar								
	Abr								
	Mai								
	Jun								
	Jul	3,8	167,4	58,2	106,7	-2,0	4,9	104,3	104,6
	Ago	4,2	131,8	2,3	117,8	6,9	5,2	124,3	124,7
	Set	2,5	78,5	-2,6	70,2	8,2	2,8	78,2	78,4
	Out	1,8	37,7	-22,9	50,7	9,8	1,9	55,3	54,6
	Nov	1,9	-5,8	-81,1	54,9	18,9	1,7	73,7	73,8
	Dez	1,3	-9,8	-53,0	35,8	5,7	0,9	42,3	40,2
	Jan	1,1	-12,5	-50,1	30,1	6,6	0,6	36,6	36,6
	Fev	1,2	21,8	-17,8	35,6	1,1	0,7	38,9	35,5
	Mar	0,9	54,1	36,0	26,9	-6,4	0,7	20,5	20,6
	Abr	2,6	98,9	57,3	74,1	10,2	2,0	84,2	84,3
	Mai	3,1	143,8	66,6	88,4	5,3	3,4	93,5	93,7
2003	Jun	4,4	155,3	20,2	124,2	6,1	5,2	129,9	130,3
	Jul	4,7	162,5	18,8	133,3	5,0	5,9	137,9	138,3
	Ago	5,0	142,5	-4,8	140,7	0,6	6,4	140,8	141,3
	Set	2,8	91,6	6,7	78,5	3,4	3,3	81,7	81,9
	Out	3,0	36,0	-59,4	84,3	14,4	2,9	98,6	98,8
	Nov	1,4	4,1	-47,6	40,2	10,5	1,1	50,6	50,7
	Dez	1,2	-15,7	-60,9	33,3	11,1	0,8	44,4	44,4
	Jan	0,6	1,8	-17,8	18,6	-1,5	0,4	17,5	16,5
	Fev	0,4	19,8	5,5	12,6	-0,6	0,3	14,1	11,1
	Mar	0,9	60,8	35,7	25,1	-0,6	0,5	24,5	24,5
	Abr	2,7	83,4	30,5	77,7	13,6	2,1	91,2	91,3
	Mai	2,1	120,6	51,6	58,7	8,6	1,9	67,2	67,3
2004	Jun	4,5	183,5	46,1	128,5	3,6	5,7	131,7	132,1
	Jul	5,3	170,3	12,7	148,5	3,0	6,6	151,0	151,5
	Ago	4,4	135,4	11,0	125,7	8,9	5,5	134,1	134,5
	Set	3,4	92,5	-13,0	96,8	5,0	4,0	101,6	101,9
	Out	3,3	32,5	-56,8	94,7	9,7	3,3	109,2	100,6
	Nov	1,2	-8,8	-46,7	33,4	11,4	0,9	44,7	44,8
	Dez	1,1	-23,1	-65,7	31,8	10,1	0,7	41,9	41,9
	Jan	0,8	-12,5	-45,2	23,3	9,0	0,4	32,3	32,3
	Fev	1,2	21,7	-24,2	35,8	9,6	0,6	45,3	45,3
	Mar	1,8	75,7	19,5	50,4	-8,7	1,0	52,8	34,5
	Abr	2,0	115,8	83,0	57,5	4,5	1,8	61,9	62,0
	Mai	3,1	147,6	49,0	89,3	6,3	3,2	95,4	95,6
2005	Jun	4,9	182,2	35,4	139,7	1,5	5,9	140,9	141,3
	Jul	5,6	178,8	10,5	157,8	4,1	7,0	161,4	161,9
	Ago	4,1	144,0	24,3	116,0	-1,0	5,1	114,6	115,0
	Set	3,6	88,6	-21,9	102,7	4,0	4,1	106,4	106,7
	Out	2,4	26,1	-52,8	69,3	7,4	2,4	76,6	76,7
	Nov	1,2	-16,9	-33,8	33,2	5,2	0,9	49,5	35,2
	Dez	1,3	-19,6	-64,0	37,9	4,2	0,8	42,0	42,1
	Jan	0,4	-12,5	-28,2	11,3	4,2	0,2	15,5	15,5
	Fev	1,0	18,2	-15,9	28,5	5,1	0,5	33,6	33,6
	Mar	1,3	73,2	47,0	38,1	-1,4	0,7	38,8	35,4
	Abr	2,9	115,5	78,7	82,3	1,4	2,4	83,6	83,7
	Mai	3,2	147,5	49,6	91,1	3,6	3,4	94,5	94,8
2006	Jun	4,2	170,2	43,9	118,7	9,9	4,8	128,3	128,6
	Jul	5,1	185,2	33,4	143,3	2,5	6,4	145,3	145,8
	Ago	5,5	157,3	-6,8	156,1	1,7	6,9	157,2	157,7
	Set	3,8	96,9	-21,3	107,8	6,3	4,4	113,8	114,1
	Out	3,0	39,1	-32,3	85,4	5,4	3,0	90,7	90,8
	Nov	1,2	0,8	-25,7	34,2	9,2	1,0	43,4	43,4
	Dez	1,0	-39,4	-80,8	29,5	11,2	0,8	40,7	40,7
Média		2,6	74,7	-0,2	74,4	5,4	2,8	80,1	79,5
								Erro de fecho (%)	1,0

Anexo

Tabela A-3 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Alvito.

Alvito	Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$	
Ano	Mês	(mm dia ⁻¹)				(Wm ⁻²)			
	Mar	2,0	103,4	44,0	56,1	1,6	1,7	57,7	57,8
	Abr	2,5	114,0	21,8	72,0	18,2	2,1	90,1	90,2
	Mai	2,6	105,7	22,4	74,3	18,3	2,3	92,4	92,6
	Jun	4,7	193,1	36,1	133,0	6,1	5,3	138,7	139,1
	Jul	5,3	190,3	17,2	150,8	11,3	6,3	161,7	162,1
	Ago	4,8	154,9	-4,9	136,3	12,2	5,8	148,1	148,5
	Set	3,5	97,8	-23,4	98,4	18,1	3,7	116,2	116,5
	Out	1,5	35,6	-19,6	43,3	10,6	1,5	53,7	53,8
	Nov	1,3	5,2	-46,7	36,1	14,8	1,0	50,8	50,9
	Dez	0,6	5,9	-24,6	18,5	11,1	0,4	29,6	29,6
	Jan	1,0	-4,7	-35,0	27,3	0,0	0,5	27,3	27,3
	Fev	0,9	25,7	5,1	25,2	-7,3	0,5	18,0	18,0
	Mar	1,1	64,1	32,9	31,8	2,7	0,8	34,4	34,5
	Abr	2,3	107,2	27,4	65,5	12,5	1,8	78,0	78,1
	Mai	3,5	170,8	57,6	99,1	10,8	3,7	109,6	109,8
	Jun	5,0	183,5	23,1	142,6	12,2	5,9	154,4	154,8
	Jul	5,5	178,1	3,6	156,5	11,9	6,6	167,9	168,4
	Ago	4,8	158,3	10,1	135,9	6,8	6,1	142,2	142,6
	Set	3,8	111,1	-10,0	108,4	8,6	4,4	116,7	117,0
	Out	2,6	46,5	-45,2	73,5	15,8	2,5	89,1	89,3
	Nov	1,6	12,2	-45,1	44,7	11,4	1,2	56,1	56,1
	Dez	0,9	-6,5	-41,7	26,4	8,2	0,6	34,6	34,6
	Jan	0,3	10,8	-2,4	9,8	3,2	0,2	13,0	13,0
	Fev	0,5	27,5	7,5	14,5	5,1	0,3	19,6	19,6
	Mar	1,1	71,3	32,7	30,6	7,3	0,7	37,9	37,9
	Abr	2,9	117,3	19,5	82,0	13,5	2,3	95,4	95,5
	Mai	2,9	130,5	33,4	81,1	13,5	2,6	94,4	94,6
	Jun	5,4	211,7	47,0	151,5	7,2	6,5	158,2	158,7
	Jul	6,0	190,3	7,9	168,4	7,3	7,2	175,2	175,7
	Ago	4,8	144,3	-8,5	136,6	10,8	5,8	146,9	147,4
	Set	3,6	103,6	-11,0	102,7	8,1	4,1	110,5	110,8
	Out	2,2	39,9	-39,2	62,5	14,6	2,2	76,9	77,0
	Nov	1,3	-4,8	-52,3	36,5	10,0	1,0	46,5	46,5
	Dez	0,8	-12,8	-39,9	21,7	5,0	0,4	26,7	26,7
	Jan	0,4	-2,2	-17,8	12,4	3,0	0,2	15,4	15,4
	Fev	0,9	29,6	-3,2	26,1	6,4	0,4	32,4	32,4
	Mar	1,5	82,7	31,1	43,6	5,4	0,8	49,0	49,0
	Abr	2,2	117,7	46,8	62,0	8,5	1,8	70,4	70,5
	Mai	3,6	153,1	37,6	101,1	11,1	3,6	112,0	112,2
	Jun	4,9	181,6	33,6	138,4	4,2	5,8	142,2	142,6
	Jul	5,2	180,6	18,7	146,8	9,3	6,4	155,6	156,0
	Ago	4,6	141,8	7,8	131,4	-2,7	5,6	128,4	128,8
	Set	3,8	94,8	-24,2	108,1	6,8	4,3	114,7	114,9
	Out	2,1	39,9	-30,0	59,8	8,1	2,1	67,8	67,9
	Nov	1,5	-3,3	-59,0	41,5	13,1	1,1	54,6	54,6
	Dez	1,1	-7,3	-44,7	31,4	4,4	0,6	35,8	35,8
	Jan	0,2	-0,4	-7,7	5,6	1,6	0,1	7,2	7,2
	Fev	0,7	24,0	-2,5	21,2	5,8	0,4	27,0	27,0
	Mar	1,1	54,1	36,0	30,6	3,1	0,7	33,8	33,8
	Abr	2,0	114,6	45,4	57,7	9,9	1,8	67,5	67,6
	Mai	3,7	156,3	36,4	106,3	9,9	4,0	115,9	116,2
	Jun	4,1	167,6	36,0	114,7	12,5	4,7	126,9	127,2
	Jul	5,5	187,4	17,8	156,5	6,8	6,9	162,8	163,3
	Ago	5,7	161,8	-9,6	160,2	4,7	7,0	164,4	164,9
	Set	4,0	103,2	-24,7	114,1	9,5	4,6	123,3	123,6
	Out	2,0	44,4	-21,4	57,0	6,9	2,0	63,8	63,9
	Nov	1,0	9,0	-29,3	29,2	8,3	0,9	37,4	37,5
	Dez	1,4	-25,1	-68,8	39,1	3,8	0,8	42,9	42,9
	Média	2,7	87,7	0,1	76,7	8,3	2,8	84,8	85,0
								Erro de fecho (%)	0,2

Anexo

Tabela A-4 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Bravura.

Ano	Bravura Mês	Ev_BE (mmdia⁻¹)	Qn	Qw	LE	H	Qev	(Qn-Qw-Qev)	(H+LE)
		(Wm⁻²)							
	Mar								
	Abr	4,1	163,0	66,2	115,1	20,9	3,8	135,8	136,0
	Mai	4,3	148,7	27,5	121,7	17,4	4,3	138,8	139,1
	Jun	6,6	173,8	39,7	186,3	2,4	7,0	188,3	188,7
	Jul	5,4	186,1	35,8	152,0	12,7	6,0	164,3	164,7
	Ago	5,7	139,9	-19,3	161,0	2,3	6,5	162,9	163,3
	Set	3,7	100,6	-12,9	103,5	1,3	4,0	104,6	104,8
	Out	2,1	41,3	-35,8	59,8	13,0	2,2	72,6	72,8
	Nov	1,6	11,5	-51,8	46,4	15,4	1,5	61,8	61,8
	Dez	0,9	7,1	-22,4	25,7	8,6	0,7	34,2	34,3
2003	Jan	1,2	-3,2	-47,5	33,5	10,0	0,8	43,5	43,5
	Fev	0,9	21,3	5,4	25,9	-0,7	0,6	25,2	25,2
	Mar	1,9	65,9	36,4	53,8	9,8	1,4	63,6	63,6
	Abr	5,0	95,8	48,8	141,9	-35,1	4,0	106,6	106,7
	Mai	6,4	170,9	34,6	180,1	17,7	6,9	197,3	197,8
	Jun	4,7	170,2	26,2	134,4	19,4	5,4	153,4	153,8
	Jul	5,6	178,8	16,9	159,6	-1,7	6,5	157,5	157,9
	Ago	4,1	153,2	22,0	117,2	9,3	5,1	126,1	126,5
	Set	3,6	128,0	-15,6	102,0	-27,9	4,4	73,8	74,1
	Out	4,1	32,9	-41,6	117,5	-6,5	4,0	110,8	111,0
	Nov	2,5	17,9	-58,5	70,0	4,4	2,1	74,3	74,4
	Dez	1,4	3,3	-44,8	38,7	8,5	0,9	47,2	47,2
2004	Jan	0,8	17,6	-2,1	23,5	-3,7	0,5	19,8	19,8
	Fev	1,9	35,5	3,8	55,2	-38,4	1,3	16,8	16,8
	Mar	5,6	87,2	27,9	159,4	-43,8	4,4	115,5	115,6
	Abr	3,5	109,6	41,1	100,9	-3,0	3,0	97,7	97,9
	Mai	3,3	150,6	50,1	94,7	14,5	3,1	109,0	109,2
	Jun	4,9	199,4	40,9	138,1	31,4	5,7	169,1	169,5
	Jul	6,6	171,5	11,9	185,4	35,8	7,7	220,6	221,2
	Ago	3,6	128,6	1,4	101,6	22,1	4,3	123,4	123,7
	Set	3,7	107,5	-16,5	103,6	25,2	4,1	128,5	128,8
	Out	2,6	46,8	-45,5	72,6	17,3	2,7	89,7	89,9
	Nov	2,7	13,8	-66,9	76,7	1,7	2,3	78,4	78,5
	Dez	1,9	-2,0	-54,1	53,5	-7,9	1,3	45,6	45,6
2005	Jan	0,3	13,8	-15,4	7,6	22,6	0,2	30,2	30,2
	Fev	1,4	51,3	-7,9	41,1	9,8	0,8	50,9	50,9
	Mar	1,9	75,1	61,6	53,7	-22,4	1,2	31,3	31,3
	Abr	2,9	121,5	50,9	83,1	12,1	2,5	95,0	95,1
	Mai	3,9	150,8	36,3	110,1	20,1	3,9	129,9	130,1
	Jun	4,8	179,9	33,6	137,0	14,0	5,5	150,6	151,0
	Jul	5,2	168,5	-4,2	148,0	19,1	6,1	166,6	167,1
	Ago	5,0	144,6	10,9	140,8	8,7	5,8	149,1	149,6
	Set	4,3	105,0	-26,5	121,4	13,4	4,7	134,4	134,7
	Out	2,3	45,2	-29,1	64,0	8,2	2,3	72,0	72,2
	Nov	2,2	19,4	-64,4	62,8	19,3	1,9	82,0	82,1
	Dez	2,0	5,9	-26,7	57,2	-20,2	1,3	36,9	37,0
2006	Jan	1,8	13,4	-36,1	51,5	-3,1	1,0	48,4	48,4
	Fev	2,3	38,2	34,2	64,6	-18,4	1,2	46,2	46,2
	Mar			31,7					
	Abr	4,2	114,3	47,0	120,2	22,3	3,8	142,4	142,6
	Mai	4,6	153,8	21,5	131,5	18,2	4,8	149,4	149,7
	Jun	4,2	148,2	29,4	118,5	17,9	4,8	136,1	136,4
	Jul	4,9	166,1	31,9	137,6	14,5	5,8	151,7	152,1
	Ago	5,1	148,7	5,5	143,4	13,4	6,2	156,3	156,7
	Set	4,0	105,9	-21,9	111,8	11,6	4,7	123,1	123,4
	Out	2,6	67,1	-20,4	72,5	11,5	2,7	83,8	84,0
	Nov	2,2	27,8	-49,5	61,3	14,1	2,0	75,3	75,4
	Dez	2,0	1,1	-72,7	56,9	19,7	1,5	76,5	76,5
Média		3,4	91,8	0,4	96,6	6,8	3,4	103,1	103,3
		Erro de fecho (%)							
		0,2							

Anexo

Tabela A-5 Valores mensais da evaporação e dos principais fluxos de energia em Caia.

Caia	Ev_BE	Qn	Qw	LE	H	Qev	(Qn-Qw-Qev)	(H+LE)	
Ano	Mês	(mmdia ⁻¹)							
						(Wm ⁻²)			
	Mar	2,0	79,1	42,8	58,3	2,8	1,5	61,0	61,1
	Abr	2,9	88,2	57,8	81,5	22,8	2,4	104,2	104,3
	Mai	4,0	136,7	20,2	113,1	20,2	3,8	133,0	133,3
	Jun	5,8	160,1	44,5	165,2	8,6	6,7	173,3	173,8
	Jul	5,6	162,4	6,4	159,3	-9,3	6,5	149,6	150,0
	Ago	5,3	129,0	6,3	149,9	-1,6	6,0	147,9	148,3
	Set	2,8	71,1	-21,4	79,1	10,5	3,0	89,4	89,6
	Out	1,7	29,5	-29,2	47,5	9,7	1,6	57,1	57,2
	Nov	1,4	-7,9	-66,9	40,9	17,0	1,1	57,9	57,9
	Dez	0,4	-9,6	-25,9	10,5	4,3	0,2	14,8	14,8
2003	Jan	0,5	-14,3	-34,0	15,0	8,0	0,3	23,0	23,0
	Fev	0,3	13,0	4,8	9,4	2,2	0,2	11,6	11,6
	Mar	1,9	56,0	49,9	53,1	-0,3	1,3	52,7	52,7
	Abr	2,4	97,3	47,9	68,5	10,5	1,9	79,0	79,1
	Mai	5,5	148,1	48,4	156,5	13,1	5,7	169,2	169,6
	Jun	5,7	159,9	39,2	160,3	5,8	6,7	165,6	166,1
	Jul	5,5	162,7	3,1	156,3	7,7	6,7	163,5	164,0
	Ago	6,1	132,3	-7,4	172,4	6,0	7,8	177,8	178,4
	Set	3,5	80,1	-20,6	98,7	5,9	4,0	104,4	104,7
	Out	2,5	28,8	-63,8	72,2	18,0	2,4	90,1	90,3
	Nov	1,3	-2,3	-51,1	37,3	10,5	1,0	47,8	47,9
	Dez	0,6	-18,6	-44,5	18,0	7,5	0,4	25,5	25,5
2004	Jan	0,0	-1,1	-0,9	1,1	-1,3	0,0	-0,2	-0,2
	Fev	0,5	18,9	4,0	14,2	5,7	0,3	19,9	19,9
	Mar	2,0	56,4	28,6	57,4	11,0	1,4	68,3	68,4
	Abr	2,2	104,8	71,1	63,7	13,0	1,8	76,6	76,7
	Mai	2,6	124,6	45,5	73,9	9,7	2,3	83,5	83,6
	Jun	5,1	183,9	55,5	144,8	6,0	6,3	150,3	150,8
	Jul	6,0	168,8	-1,4	168,6	5,3	7,3	173,3	173,8
	Ago	4,4	125,7	-6,6	124,9	9,5	5,3	134,1	134,5
	Set	3,2	83,7	-14,3	89,3	5,5	3,5	94,5	94,7
	Out	2,3	18,7	-62,3	65,1	13,9	2,3	78,8	78,9
	Nov	1,2	-18,6	-65,4	35,1	10,8	0,9	45,8	45,9
	Dez	0,5	-32,0	-49,8	13,7	3,8	0,3	17,5	17,5
2005	Jan	0,1	-20,2	-25,8	2,8	2,8	0,0	5,6	5,6
	Fev	0,4	12,3	1,2	11,7	1,6	0,2	13,3	13,3
	Mar	2,5	72,5	65,8	70,0	-30,9	1,6	39,1	39,1
	Abr	3,1	112,3	51,4	89,3	13,3	2,6	102,5	102,6
	Mai	3,8	137,3	38,6	108,4	7,6	3,9	115,8	116,0
	Jun	4,9	173,6	41,8	138,2	3,8	5,9	141,5	141,9
	Jul	5,1	161,0	6,4	144,5	4,2	6,3	148,3	148,7
	Ago	4,6	125,7	5,1	131,1	-1,3	5,7	129,4	129,8
	Set	3,5	82,3	-29,6	100,5	7,7	3,9	107,9	108,1
	Out	1,9	19,2	-44,5	54,1	7,8	1,8	61,8	61,9
	Nov	1,2	-20,9	-71,4	35,4	14,2	0,9	49,6	49,6
	Dez	0,1	-20,0	-26,9	2,1	2,7	0,0	4,8	4,8
2006	Jan	0,3	-11,7	-23,1	8,1	3,2	0,1	11,3	11,3
	Fev	1,0	23,3	12,4	28,4	2,0	0,5	30,3	30,3
	Mar	0,9	64,9	62,0	25,8	15,4	0,6	41,2	41,2
	Abr	3,3	107,5	48,7	93,6	19,2	2,9	112,7	112,9
	Mai	4,3	147,9	38,2	122,8	15,2	4,6	137,8	138,1
	Jun	4,5	153,1	19,0	126,4	10,9	5,3	136,8	137,2
	Jul	5,0	170,4	23,3	141,4	-0,1	6,3	140,8	141,3
	Ago	5,7	143,0	-16,8	161,5	0,7	7,1	161,6	162,1
	Set	4,3	88,2	-32,5	122,1	-6,0	4,8	115,8	116,1
	Out	1,8	33,7	-24,5	52,2	4,3	1,8	56,4	56,5
	Nov	1,0	-5,5	-45,3	29,5	9,6	0,9	39,0	39,0
	Dez	1,1	-30,8	-75,3	30,4	13,4	0,7	43,8	43,8
Média		2,8	73,0	0,2	79,4	6,8	3,0	86,0	86,2
						Erro de fecho (%)	0,2		

Anexo

Tabela A-6 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Maranhão.

Maranhão		Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$
Ano	Mês	($mm\text{dia}^{-1}$)	(Wm ⁻²)						
	Mar	2,8	92,1		80,7	16,1	2,6	96,6	96,7
	Abr	3,3	93,1	44,3	92,9	25,6	3,0	118,3	118,5
	Mai	5,5	120,3	31,4	156,5	22,0	5,3	178,1	178,5
	Jun	4,2	159,1	28,6	118,2	10,6	4,6	128,4	128,7
	Jul	4,8	161,5	34,0	135,2	9,4	5,8	144,2	144,6
	Ago	3,8	123,8	0,2	108,3	11,0	4,6	119,0	119,4
	Set	2,5	65,5	-19,8	70,9	11,8	2,8	82,5	82,7
	Out	1,5	29,4	-26,2	43,7	9,2	1,6	52,8	52,9
	Nov	1,0	-13,6	-52,6	27,5	10,8	0,8	38,2	38,2
	Dez	0,8	-9,6	-29,3	23,0	0,6	0,5	23,6	23,6
2003	Jan	0,3	-10,8	-20,3	9,7	3,3	0,2	13,0	13,0
	Fev	0,5	10,7	-4,2	14,8	2,4	0,3	17,2	17,2
	Mar	2,4	50,3	39,6	69,4	11,7	1,9	81,0	81,1
	Abr		84,9						
	Mai		150,5						
	Jun		160,8						
	Jul		152,9						
	Ago	4,0	132,6	-12,3	111,6	11,5	4,9	122,7	123,1
	Set	3,1	93,4	-5,8	86,6	9,4	3,6	95,7	95,9
	Out	2,2	25,6	-57,2	63,4	17,3	2,3	80,6	80,7
	Nov	1,1	-2,7	-45,7	32,2	9,9	0,9	42,1	42,1
	Dez	0,8	-18,0	-52,7	23,6	10,6	0,5	34,2	34,2
2004	Jan	0,4	3,2	-4,1	12,9	-6,8	0,3	6,1	6,1
	Fev	1,0	18,6	5,4	28,6	11,7	0,6	40,3	40,3
	Mar	2,5	56,2	22,4	71,1	21,9	1,8	92,9	92,9
	Abr	3,8	100,1	22,0	106,8	21,5	3,3	128,1	128,3
	Mai	3,2	123,1	56,5	90,5	16,8	3,2	107,2	107,4
	Jun	3,0	179,5	85,5	84,9	5,3	3,6	90,0	90,2
	Jul	4,4	162,6	24,5	125,5	6,1	5,5	131,2	131,6
	Ago		111,2						
	Set		72,6						
	Out		16,6						
	Nov		-26,2						
	Dez		-28,1						
2005	Jan								
	Fev	0,4	4,3	-14,7	12,2	4,4	0,2	16,6	16,6
	Mar	3,1	53,5	21,1	89,2	-29,9	2,1	59,3	59,4
	Abr	4,5	104,1	47,3	127,9	24,8	4,0	152,5	152,7
	Mai	3,8	126,6	50,0	107,3	3,6	3,7	110,7	110,9
	Jun	5,5	153,9	30,6	156,8	4,6	6,8	160,8	161,3
	Jul	4,0	150,6	25,7	113,6	6,8	5,0	120,0	120,3
	Ago	3,0	90,7	16,3	83,7	0,5	3,8	83,9	84,2
	Set	1,7	20,8	-28,1	47,5	4,4	2,0	51,8	51,9
	Out	1,4	2,8	-45,4	40,5	6,4	1,4	46,8	46,9
	Nov	0,9	-30,3	-67,6	26,3	10,3	0,8	36,5	36,6
	Dez	0,3	-31,8	-39,9	8,7	-0,8	0,2	7,9	7,9
2006	Jan	-0,2	-24,6	-17,0	-4,6	-2,9	-0,1	-7,5	-7,5
	Fev	0,3	6,1	1,1	7,5	-2,1	0,2	5,4	5,4
	Mar	2,6	53,6	48,2	74,8	-26,2	1,7	48,6	48,6
	Abr	5,4	99,0	88,2	154,9	33,4	5,0	188,0	188,3
	Mai	4,7	144,4	22,1	131,7	16,9	5,2	148,2	148,6
	Jun	4,9	146,9	17,8	138,4	18,0	6,0	155,9	156,4
	Jul	5,0	165,9	32,6	139,8	8,1	6,3	147,4	147,9
	Ago	4,6	137,2	15,6	129,6	-1,0	5,7	128,2	128,6
	Set	3,5	79,0	-32,2	100,2	-3,9	4,1	96,0	96,3
	Out	1,5	18,1	-13,4	41,6	4,5	1,5	46,0	46,1
	Nov	1,2	-7,8	-54,0	34,6	10,5	1,1	45,1	45,1
	Dez	1,0	-35,3	-77,1	28,6	12,6	0,7	41,1	41,1
Média		2,4	67,9	1,9	74,6	8,0	2,7	82,4	82,5
Erro de fecho (%)								0,2	

Anexo

Tabela A-7 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Odeleite.

Odeleite	Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$	
Ano	Mês	($mm\text{dia}^{-1}$)				(Wm^{-2})			
	Mar								
	Abr	3,8	146,0	85,1	107,9	4,9	3,5	112,5	112,7
	Mai	4,2	155,5	20,9	117,9	12,8	4,1	130,5	130,7
	Jun	4,4	183,4	50,5	125,6	2,7	4,9	128,0	128,3
	Jul	5,4	187,6	32,5	151,9	-3,0	6,5	148,5	149,0
	Ago	5,3	146,6	-12,4	148,8	4,4	6,3	152,7	153,2
	Set	2,6	93,4	9,7	72,7	8,3	2,9	80,8	81,0
	Out	1,3	35,7	-4,6	37,5	5,9	1,4	43,3	43,4
	Nov	2,3	-5,2	-93,1	66,8	19,0	2,2	85,7	85,8
	Dez	1,5	-5,7	-57,8	41,7	10,5	1,1	52,1	52,1
	Jan	1,0	-15,7	-58,5	29,4	12,6	0,7	42,0	42,0
	Fev	1,0	16,9	-9,9	29,2	0,4	0,6	29,6	29,6
	Mar	1,6	65,3	36,4	46,7	4,3	1,2	50,9	51,0
	Abr	1,6	102,1	53,5	46,7	11,1	1,4	57,7	57,8
	Mai	3,6	168,4	58,1	103,3	3,3	3,9	106,4	106,6
	Jun	4,9	182,8	39,4	137,8	0,2	5,8	137,6	138,0
	Jul	5,9	182,8	11,9	167,0	-2,8	7,2	163,8	164,3
	Ago	5,1	158,9	6,7	145,0	-0,4	6,6	144,1	144,6
	Set	3,8	121,0	-30,6	107,6	9,4	4,7	116,7	117,0
	Out			-28,4					
	Nov	1,9	-26,9	-89,1	54,3	14,7	1,5	68,9	69,0
	Dez	1,1	-21,9	-63,8	31,1	10,1	0,8	41,1	41,1
	Jan	0,5	1,8	-15,2	15,5	-5,4	0,3	10,1	10,1
	Fev	0,5	25,9	10,0	13,6	2,0	0,3	15,6	15,6
	Mar	1,5	66,7	28,5	42,1	4,4	1,1	46,4	46,4
	Abr	1,9	110,4	47,6	54,8	6,4	1,7	61,1	61,2
	Mai	2,5	124,3	41,5	72,1	8,6	2,3	80,5	80,6
	Jun	4,8	206,5	69,2	134,6	-2,7	5,8	131,5	131,9
	Jul	7,6	192,8	12,2	214,0	4,8	9,4	218,2	218,9
	Ago	5,0	145,4	-1,3	141,6	-1,2	6,3	140,0	140,4
	Set	4,0	104,6	-17,3	111,7	5,8	4,7	117,2	117,6
	Out	2,2	19,5	-44,2	61,0	0,4	2,3	61,3	61,4
	Nov	1,3	-29,3	-79,1	37,0	11,7	1,2	48,6	48,7
	Dez	0,2	-65,5	-71,4	5,1	0,7	0,1	5,8	5,8
	Jan	-0,3	-55,4	-36,7	-9,3	-3,6	-0,2	-12,9	-12,9
	Fev	0,0	-1,2	-7,2	-0,2	0,4	0,0	0,2	0,2
	Mar	0,7	60,1	63,7	19,5	0,1	0,5	19,6	19,6
	Abr	2,5	107,1	34,3	72,0	4,1	2,3	76,0	76,1
	Mai	3,4	148,8	50,6	96,2	4,4	3,6	100,3	100,5
	Jun	4,3	178,2	53,1	122,4	-2,2	5,2	119,9	120,2
	Jul	7,1	183,7	-27,3	200,2	2,5	8,9	202,1	202,7
	Ago	5,9	158,1	-10,8	166,3	-4,2	7,3	161,7	162,2
	Set	3,8	100,5	-7,1	106,7	4,0	4,4	110,4	110,7
	Out	2,7	33,6	-50,8	75,7	6,0	2,8	81,6	81,7
	Nov	1,4	-8,7	-38,1	38,9	9,3	1,1	48,2	48,2
	Dez	-0,5	-53,6	-33,6	-13,2	-3,1	-0,3	-16,3	-16,3
	Jan	0,1	-26,9	-30,0	3,1	0,0	0,1	3,0	3,0
	Fev	0,5	0,3	3,5	13,3	5,8	0,3	19,2	19,2
	Mar	0,1	46,2	62,6	2,6	-3,5	0,1	-0,9	-0,9
	Abr	2,0	100,2	33,4	57,2	9,3	1,9	66,4	66,5
	Mai	4,3	157,2	24,8	122,9	5,2	4,6	127,8	128,1
	Jun	4,6	172,8	29,2	130,6	8,0	5,4	138,2	138,6
	Jul	5,5	180,9	19,2	156,0	-0,7	7,0	154,8	155,3
	Ago	5,0	160,1	10,8	141,8	1,6	6,4	142,9	143,4
	Set	3,9	106,8	-11,9	110,4	3,9	4,7	114,0	114,3
	Out	-0,2	33,3	56,4	-5,3	-1,9	-0,2	-7,2	-7,2
	Nov	1,3	-13,0	-61,7	37,5	10,1	1,2	47,5	47,6
	Dez	1,5	-47,7	-106,7	42,7	15,3	1,1	57,9	57,9
Média		2,7	80,3	-0,8	77,9	4,2	3,0	81,8	82,0
								Erro de fecho (%)	0,2

Anexo

Tabela A-8 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Pego do Altar.

Pego do Altar		Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$
Ano	Mês	($mm\text{dia}^{-1}$)	(Wm ⁻²)						
	Mar	0,0	45,3	49,8	-1,1	-3,4	0,0	-4,5	-4,5
	Abr	2,4	99,4	14,3	68,6	14,4	2,2	83,0	83,1
	Mai	3,0	129,4	28,9	84,5	13,2	2,9	97,6	97,7
	Jun	3,8	158,8	36,8	107,9	10,2	4,1	117,9	118,1
	Jul	4,8	167,5	15,8	135,2	11,3	5,7	146,0	146,4
	Ago	3,8	132,8	9,8	107,8	11,1	4,5	118,5	118,8
	Set	3,0	77,0	-27,2	85,1	16,0	3,3	100,9	101,1
	Out	1,5	33,6	-17,9	43,3	6,6	1,6	49,9	50,0
	Nov	0,9	0,1	-34,8	25,8	8,5	0,7	34,2	34,3
	Dez	0,8	3,9	-41,5	22,3	14,6	0,6	36,9	37,0
2003	Jan	1,0	-15,1	-36,2	30,0	-11,2	0,6	18,8	18,8
	Fev	0,5	16,6	2,0	14,6	-3,0	0,3	11,6	11,6
	Mar	0,6	60,1	37,8	18,1	7,6	0,5	25,7	25,7
	Abr	2,3	96,4	16,8	64,7	13,1	1,9	77,7	77,8
	Mai	2,9	154,3	57,5	82,5	11,4	3,1	93,7	93,9
	Jun	4,4	168,3	28,2	123,9	11,5	5,2	135,0	135,3
	Jul	5,1	160,6	-0,6	143,2	12,4	6,1	155,1	155,6
	Ago	3,7	139,7	25,1	103,8	6,5	4,7	109,9	110,3
	Set	3,5	95,8	-15,0	97,6	9,4	4,1	106,7	107,0
	Out	1,7	30,9	-29,8	48,0	11,1	1,7	59,0	59,1
	Nov	1,7	5,8	-51,9	48,2	11,6	1,4	59,7	59,8
	Dez			-47,6					
2004	Jan			-7,0					
	Fev	-0,3	10,4	11,5	-7,2	-3,6	-0,2	-10,8	-10,8
	Mar	1,0	56,1	21,2	28,4	10,0	0,7	38,4	38,4
	Abr	2,6	106,1	17,4	74,6	11,9	2,4	86,3	86,4
	Mai	2,8	120,8	27,6	78,2	12,3	2,8	90,4	90,6
	Jun	3,8	178,9	57,0	107,5	10,1	4,6	117,3	117,7
	Jul	5,4	168,1	-0,2	152,9	9,2	6,6	161,6	162,1
	Ago	4,0	132,0	1,5	113,8	12,2	4,9	125,6	126,0
	Set	3,0	88,4	-11,0	85,5	10,6	3,5	95,9	96,1
	Out	1,6	25,0	-33,0	46,5	8,4	1,6	54,8	54,9
	Nov	0,8	-18,4	-46,2	22,9	4,4	0,6	27,3	27,3
	Dez	0,3	-27,1	-35,8	8,1	0,4	0,2	8,5	8,5
2005	Jan	0,3	-17,3	-29,3	9,6	2,2	0,2	11,8	11,8
	Fev	0,7	6,2	-3,6	19,1	2,6	0,3	21,7	21,7
	Mar			18,8					
	Abr			49,0					
	Mai			39,2					
	Jun	3,8	146,5	38,2	108,6	12,0	4,6	120,2	120,6
	Jul	4,7	170,9	23,1	132,3	10,2	5,6	142,1	142,5
	Ago	4,2	134,2	7,6	119,0	2,8	5,1	121,4	121,8
	Set	3,1	75,9	-22,5	88,7	6,4	3,5	94,9	95,1
	Out	1,6	24,1	-25,6	45,5	2,7	1,6	48,1	48,2
	Nov	1,0	-17,5	-54,4	28,5	7,7	0,8	36,1	36,2
	Dez	0,6	-28,4	-49,9	18,5	0,6	0,4	19,0	19,0
2006	Jan	-0,1	-19,5	-11,6	-3,3	-4,5	-0,1	-7,8	-7,8
	Fev	0,7	14,6	-3,7	19,4	-3,6	0,4	15,8	15,8
	Mar	0,8	54,5	25,5	22,4	3,1	0,5	25,5	25,5
	Abr	1,3	96,7	51,6	38,0	5,9	1,3	43,9	44,0
	Mai	3,1	142,7	41,2	87,9	10,4	3,4	98,1	98,3
	Jun	3,3	142,5	33,8	93,5	11,6	3,9	104,8	105,1
	Jul	4,8	168,4	24,6	134,8	3,6	5,8	137,9	138,4
	Ago	5,1	146,0	-12,1	145,0	7,2	6,4	151,7	152,2
	Set	3,2	88,4	-14,9	90,1	9,8	3,6	99,6	99,9
	Out	1,8	35,5	-22,5	50,5	5,8	1,8	56,1	56,2
	Nov	0,7	2,2	-23,9	21,0	4,4	0,7	25,4	25,4
	Dez	1,0	-29,7	-64,3	28,2	5,8	0,6	34,0	34,0
Média		2,3	74,3	0,6	65,3	7,1	2,5	72,2	72,4
Erro de fecho (%)									0,2

Anexo

Tabela A-9 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Roxo.

Roxo	Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$	
Ano	Mês	($mm\text{dia}^{-1}$)	(Wm ⁻²)						
	Mar	2,7	82,5	-15,9	77,9	18,2	2,4	96,0	96,1
	Abr	2,9	114,0	14,7	83,0	21,4	2,5	104,2	104,4
	Mai	3,6	105,7	19,4	103,5	32,7	3,2	136,0	136,2
	Jun	5,3	193,1	15,1	151,4	10,8	6,0	161,8	162,2
	Jul	5,5	190,3	15,7	156,2	12,4	6,6	168,1	168,6
	Ago	5,0	154,9	-4,2	142,4	14,2	6,0	156,1	156,5
	Set	3,6	97,8	-24,6	100,8	18,0	3,8	118,5	118,8
	Out	1,7	35,6	-25,2	47,9	11,3	1,7	59,1	59,2
	Nov	0,8	5,2	-24,9	21,9	7,7	0,6	29,5	29,5
	Dez	0,4	5,9	-5,5	10,6	4,8	0,2	15,4	15,4
2003	Jan	0,5	-4,7	-24,7	15,5	2,0	0,3	17,5	17,5
	Fev	0,6	25,7	5,6	17,1	7,2	0,3	24,4	24,4
	Mar	1,2	64,1	34,3	32,9	3,8	0,8	36,7	36,8
	Abr	2,4	107,2	21,1	68,2	16,1	1,9	84,2	84,3
	Mai	4,2	170,8	31,8	120,5	14,4	4,4	134,6	134,9
	Jun	5,8	183,5	12,5	163,8	20,5	6,8	183,8	184,3
	Jul	5,3	178,1	10,1	149,6	12,5	6,3	161,7	162,1
	Ago	5,4	158,3	-8,6	152,4	8,2	6,9	160,1	160,6
	Set	4,0	111,1	-16,6	114,3	9,1	4,6	123,0	123,4
	Out	2,4	46,5	-41,5	69,3	16,5	2,4	85,6	85,7
	Nov	1,1	12,2	-28,5	30,8	9,2	0,8	39,9	40,0
	Dez	0,0	-6,5	-5,8	-0,3	-0,5	0,0	-0,7	-0,7
2004	Jan	0,6	10,8	-6,2	17,2	4,0	0,3	21,2	21,2
	Fev	1,0	27,5	-1,3	29,1	2,2	0,6	31,2	31,3
	Mar	1,5	71,2	21,1	43,4	23,6	1,1	66,9	67,0
	Abr	3,9	117,2	23,0	110,5	24,6	3,2	134,9	135,0
	Mai	3,0	130,5	31,0	84,4	18,5	2,8	102,8	102,9
	Jun	5,2	211,7	38,9	146,2	8,2	6,3	154,0	154,4
	Jul	6,2	190,4	1,1	174,4	7,8	7,6	181,7	182,3
	Ago	4,8	144,4	-8,2	136,8	10,3	5,9	146,7	147,1
	Set	3,4	103,7	-6,8	97,1	9,8	3,9	106,6	106,9
	Out	2,1	39,9	-33,6	60,3	11,2	2,1	71,4	71,5
	Nov	1,0	-4,8	-36,8	27,2	7,8	0,8	35,0	35,0
	Dez	0,4	-12,8	-29,6	12,1	4,5	0,3	16,6	16,6
2005	Jan	0,2	-2,2	-10,2	5,0	2,9	0,1	7,9	7,9
	Fev	0,9	29,6	1,6	25,8	5,2	0,4	31,0	31,0
	Mar	1,9	82,7	55,2	53,5	-7,2	1,1	46,3	46,3
	Abr	3,2	117,7	9,8	91,8	12,5	2,6	104,2	104,3
	Mai	4,1	153,1	19,5	115,6	14,3	4,1	129,6	129,9
	Jun	5,4	181,6	13,9	152,7	9,1	6,4	161,3	161,8
	Jul	5,5	180,6	7,6	155,7	11,0	6,8	166,2	166,7
	Ago	4,6	141,8	6,1	130,3	0,1	5,5	130,1	130,5
	Set	3,7	94,8	-23,2	105,9	8,1	4,2	113,8	114,1
	Out	2,0	39,9	-20,4	55,5	7,8	1,9	63,1	63,3
	Nov	1,0	-3,3	-45,7	29,5	12,1	0,8	41,6	41,6
	Dez	0,4	-7,3	-16,3	11,1	1,4	0,2	12,5	12,5
2006	Jan	0,4	-0,4	-10,7	10,2	4,4	0,2	14,7	14,7
	Fev	0,5	24,0	3,4	14,0	8,5	0,3	22,5	22,5
	Mar	1,5	54,1	37,2	44,0	5,1	1,0	49,0	49,0
	Abr	3,2	114,6	19,8	92,0	18,3	2,8	110,2	110,4
	Mai	3,9	156,3	30,1	109,8	12,6	4,1	122,2	122,4
	Jun	5,2	167,6	4,7	147,2	18,9	6,1	165,6	166,1
	Jul	5,7	187,4	12,1	160,0	8,8	7,0	168,3	168,8
	Ago	5,3	161,8	-1,3	150,4	6,5	6,6	156,5	156,9
	Set	3,9	103,2	-20,5	110,5	9,0	4,5	119,2	119,5
	Out	1,8	44,4	-14,0	49,7	7,1	1,7	56,7	56,8
	Nov	1,0	9,0	-29,7	29,3	8,5	0,9	37,8	37,9
	Dez	0,5	-25,1	-44,5	15,6	5,2	0,4	20,8	20,8
Média		2,8	87,4	-1,2	79,9	10,2	3,0	89,9	90,1
Erro de fecho (%)								0,2	

Anexo

Tabela A-10 Valores mensais da evaporação e dos fluxos de energia em Santa Clara.

Santa Clara		Ev_{BE}	Q_n	Q_w	LE	H	Q_{ev}	$(Q_n - Q_w - Q_{ev})$	$(H + LE)$
Ano	Mês	($mm\text{dia}^{-1}$)					(Wm^{-2})		
	Mar								
	Abr	2,0	123,6	53,1	57,2	16,8	1,7	73,9	74,0
	Mai	3,5	155,0	31,6	98,6	21,7	3,3	120,1	120,3
	Jun	4,2	178,9	35,6	118,0	21,2	4,5	138,8	139,1
	Jul	5,0	184,9	17,4	142,2	19,8	5,9	161,6	162,0
	Ago	4,4	138,1	-11,5	123,4	21,5	5,1	144,4	144,8
	Set	2,7	90,7	-1,6	75,1	14,5	2,9	89,3	89,6
	Out	2,2	47,8	-29,7	63,5	11,8	2,3	75,2	75,3
	Nov	1,8	13,0	-57,1	52,4	16,2	1,6	68,5	68,6
	Dez	1,5	12,7	-33,8	41,7	3,7	1,0	45,5	45,5
	Jan	1,0	3,0	-34,7	29,9	7,2	0,7	37,0	37,1
	Fev	0,9	25,1	-2,7	25,1	0,2	0,5	25,4	25,4
	Mar	1,3	82,3	41,4	36,1	3,9	0,9	40,0	40,0
	Abr	2,7	131,2	39,7	76,1	13,3	2,2	89,3	89,4
	Mai	3,0	167,8	64,7	86,2	14,0	3,1	100,0	100,2
	Jun	4,3	169,0	27,7	121,8	14,9	5,0	136,3	136,7
	Jul	4,4	165,8	19,1	123,6	18,3	5,1	141,5	141,9
	Ago	4,7	143,0	-10,2	133,9	13,8	6,0	147,2	147,7
	Set	3,3	99,1	-8,8	92,5	12,0	3,8	104,1	104,4
	Out	3,4	54,0	-65,3	96,0	20,2	3,4	115,9	116,2
	Nov	1,7	15,1	-48,2	48,5	13,5	1,4	62,0	62,0
	Dez	1,7	11,5	-50,9	47,4	13,9	1,1	61,3	61,3
	Jan	0,5	14,0	-7,3	15,4	5,3	0,3	20,7	20,7
	Fev	0,8	37,9	6,6	23,4	7,3	0,5	30,7	30,8
	Mar	1,9	83,9	31,8	53,9	-3,0	1,3	50,8	50,8
	Abr	2,3	124,0	40,4	66,0	15,8	1,9	81,7	81,8
	Mai	2,8	136,6	36,4	78,8	19,1	2,5	97,7	97,9
	Jun	4,1	195,0	61,4	115,8	13,4	4,8	128,8	129,2
	Jul	5,2	174,4	4,2	147,2	17,1	6,4	163,8	164,3
	Ago	4,5	136,9	-11,0	125,7	17,1	5,5	142,4	142,8
	Set	3,3	102,3	-9,4	93,8	14,3	3,8	107,9	108,1
	Out	3,0	46,4	-51,3	86,0	8,7	3,1	94,5	94,7
	Nov	1,9	16,3	-55,2	54,4	15,7	1,6	70,0	70,1
	Dez	1,6	3,3	-56,1	45,5	12,9	1,1	58,3	58,4
	Jan	1,3	23,7	-25,8	36,1	12,7	0,7	48,8	48,8
	Fev	1,7	48,9	-15,8	49,2	14,6	0,9	63,7	63,8
	Mar	1,8	79,1	38,7	51,9	-7,3	1,2	45,7	45,7
	Abr	2,1	124,4	57,7	60,8	10,7	1,7	71,4	71,5
	Mai	3,5	154,7	39,2	98,7	13,6	3,4	112,1	112,3
	Jun	4,5	172,9	28,7	126,9	12,5	5,2	139,0	139,4
	Jul	5,1	168,0	-1,3	144,6	19,1	6,1	163,2	163,6
	Ago	4,3	139,2	4,3	121,5	8,5	5,2	129,7	130,0
	Set	3,9	99,1	-30,2	110,5	14,8	4,3	124,9	125,2
	Out	2,0	49,2	-15,4	55,4	7,3	2,0	62,6	62,7
	Nov	2,2	16,4	-26,5	61,5	22,2	1,7	83,6	83,7
	Dez	1,9	2,8	-56,6	53,3	3,5	1,2	56,7	56,7
	Jan	1,3	11,6	-41,5	37,1	15,2	0,7	52,3	52,4
	Fev	2,1	44,9	-24,0	60,1	7,7	1,2	67,8	67,9
	Mar	2,0	81,2	55,6	56,9	-16,2	1,3	40,7	40,7
	Abr	2,2	116,4	46,2	63,7	13,8	2,0	77,4	77,5
	Mai	3,2	155,6	47,7	90,5	14,3	3,3	104,6	104,8
	Jun	4,2	147,7	11,1	118,6	20,6	4,9	138,8	139,2
	Jul	4,4	165,7	25,6	125,7	15,9	5,5	141,1	141,5
	Ago	4,6	146,7	-4,3	129,9	15,7	5,8	145,1	145,6
	Set	3,6	99,1	-21,0	100,5	15,7	4,2	115,8	116,2
	Out	2,1	56,8	-13,6	60,0	8,3	2,2	68,1	68,3
	Nov	1,6	28,8	-29,5	45,1	11,9	1,4	56,9	57,0
	Dez	1,7	2,6	-65,4	47,9	18,9	1,2	66,8	66,8
Média		2,8	91,5	-0,9	79,0	12,5	2,8	91,3	91,4
								Erro de fecho (%)	0,2

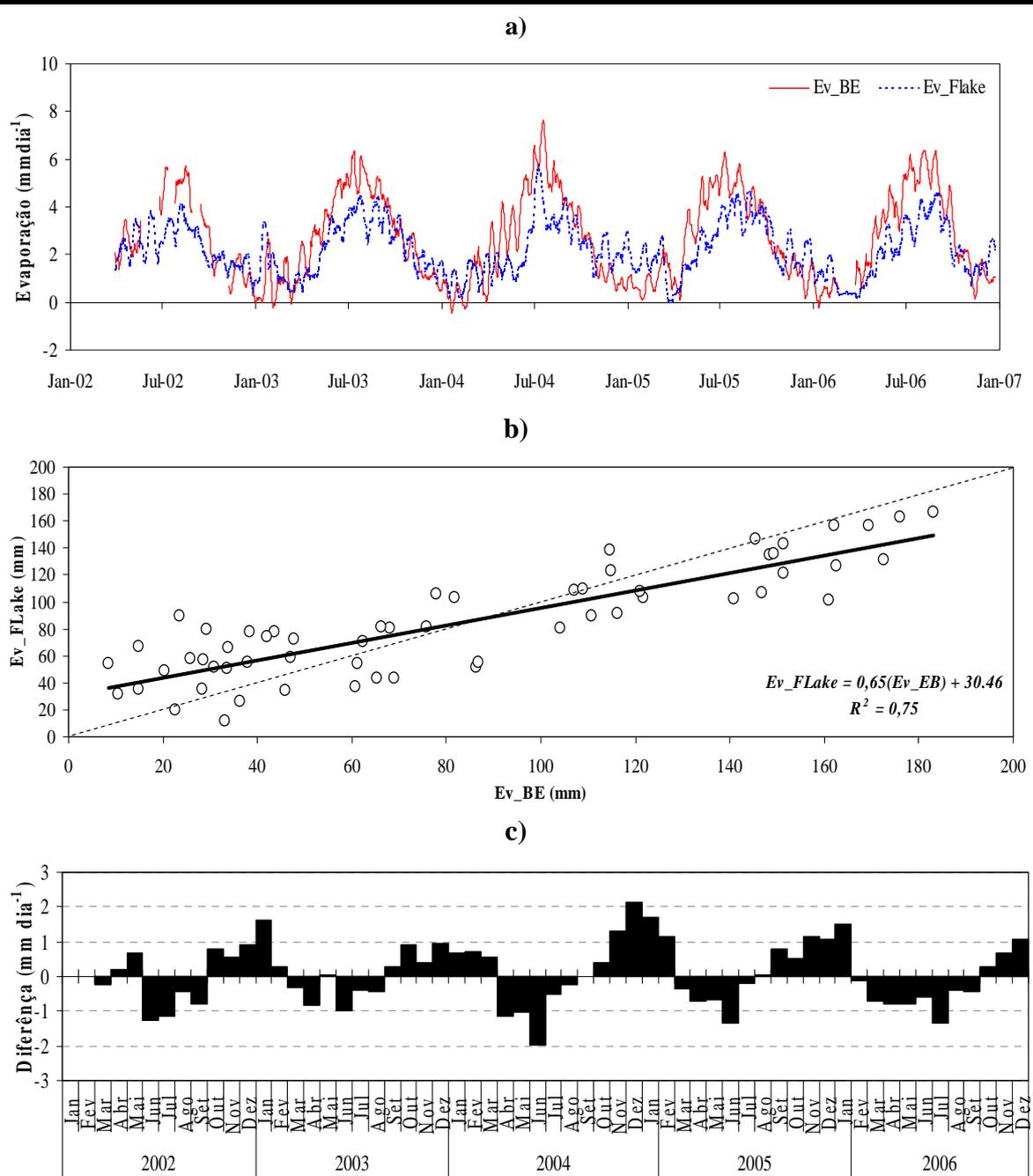


Figura A.6 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo FLake (Ev_FLake) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira de Alvito. a) Evolução da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

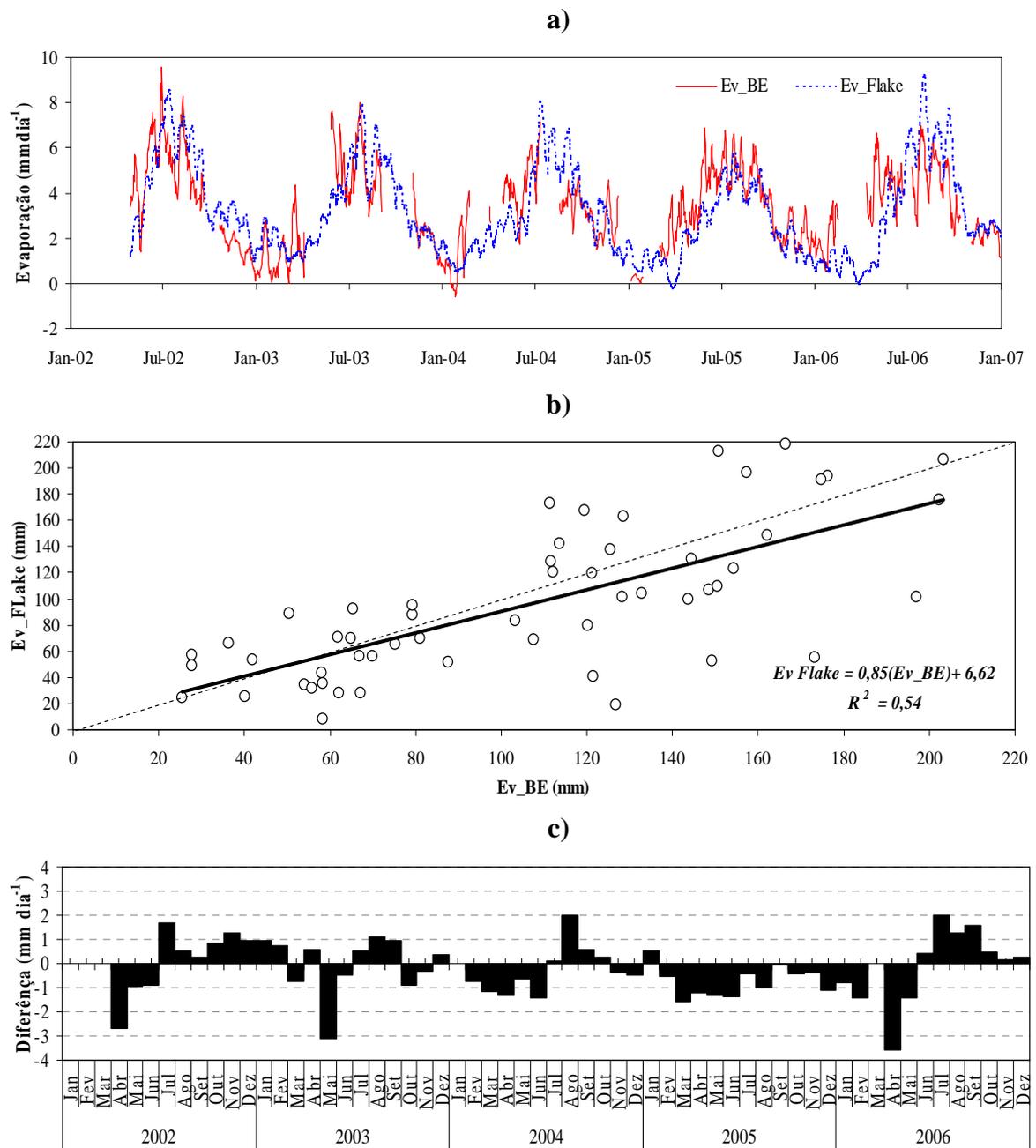


Figura A.7 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo FLake (Ev_FLake) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira da Bravura. a) Evolução da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

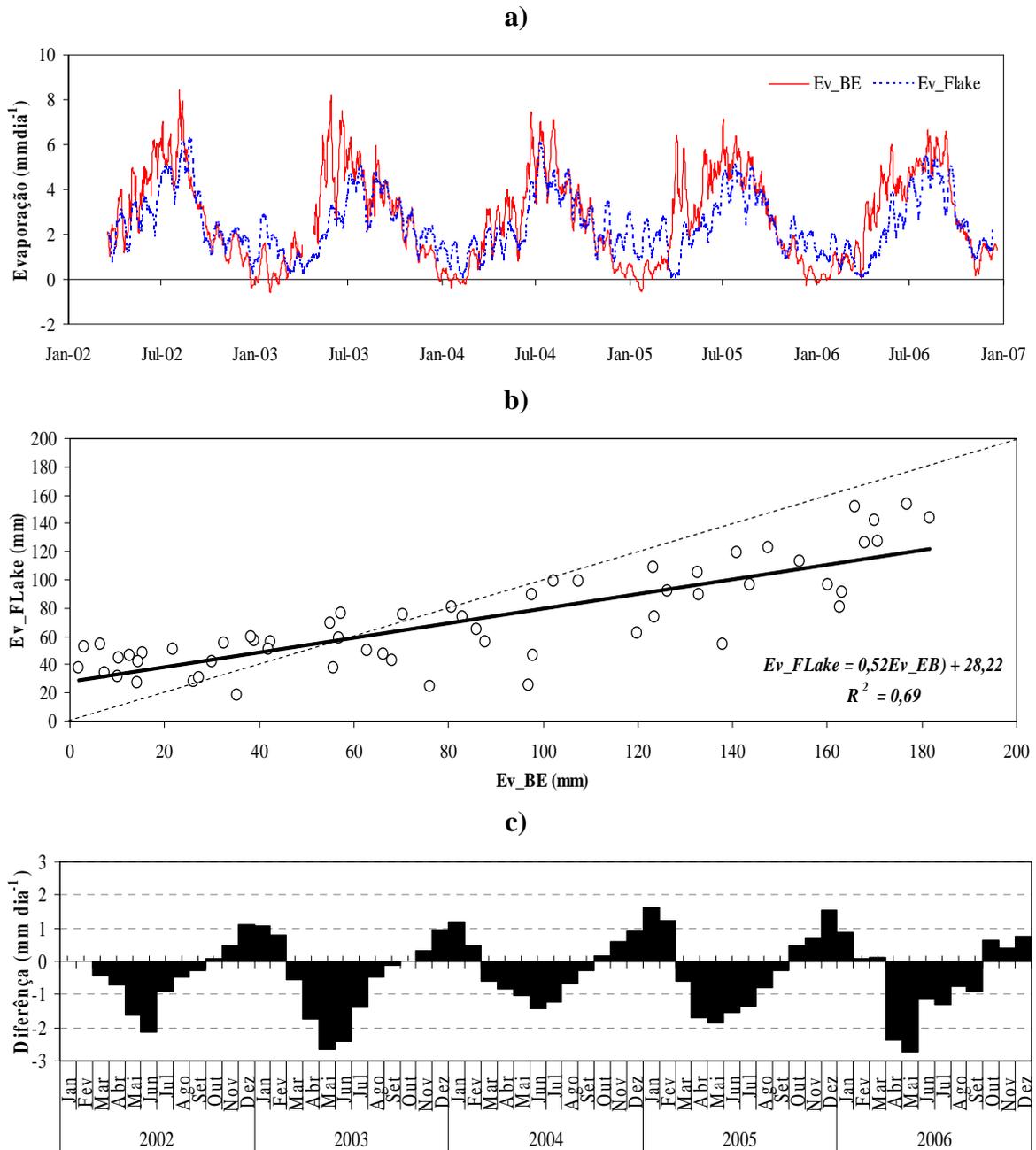


Figura A.8 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo FLake (Ev_FLake) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira do Caia. a) Evolução da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

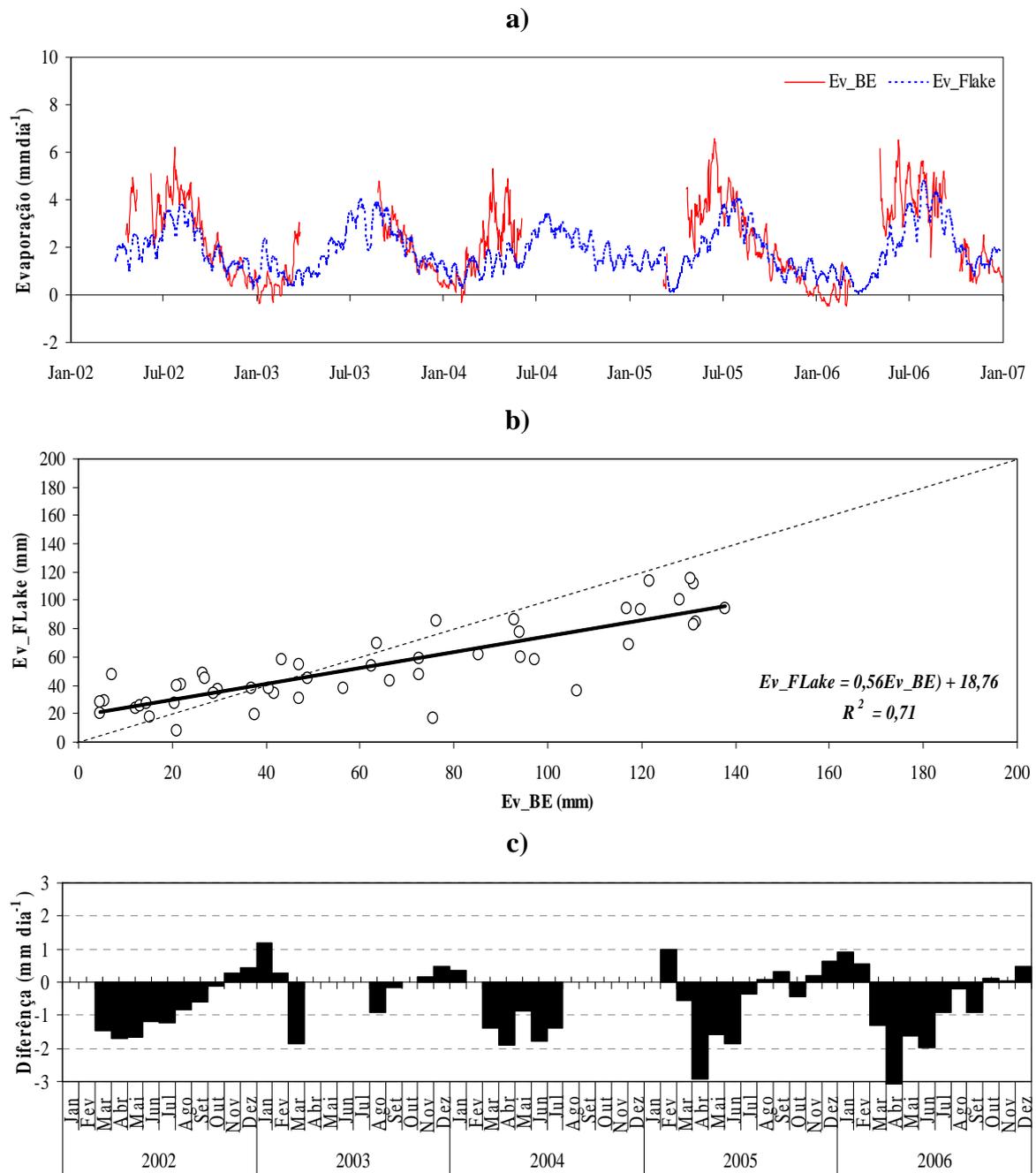


Figura A.9 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo FLake (Ev_FLake) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira do Maranhão. a) Evolução da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

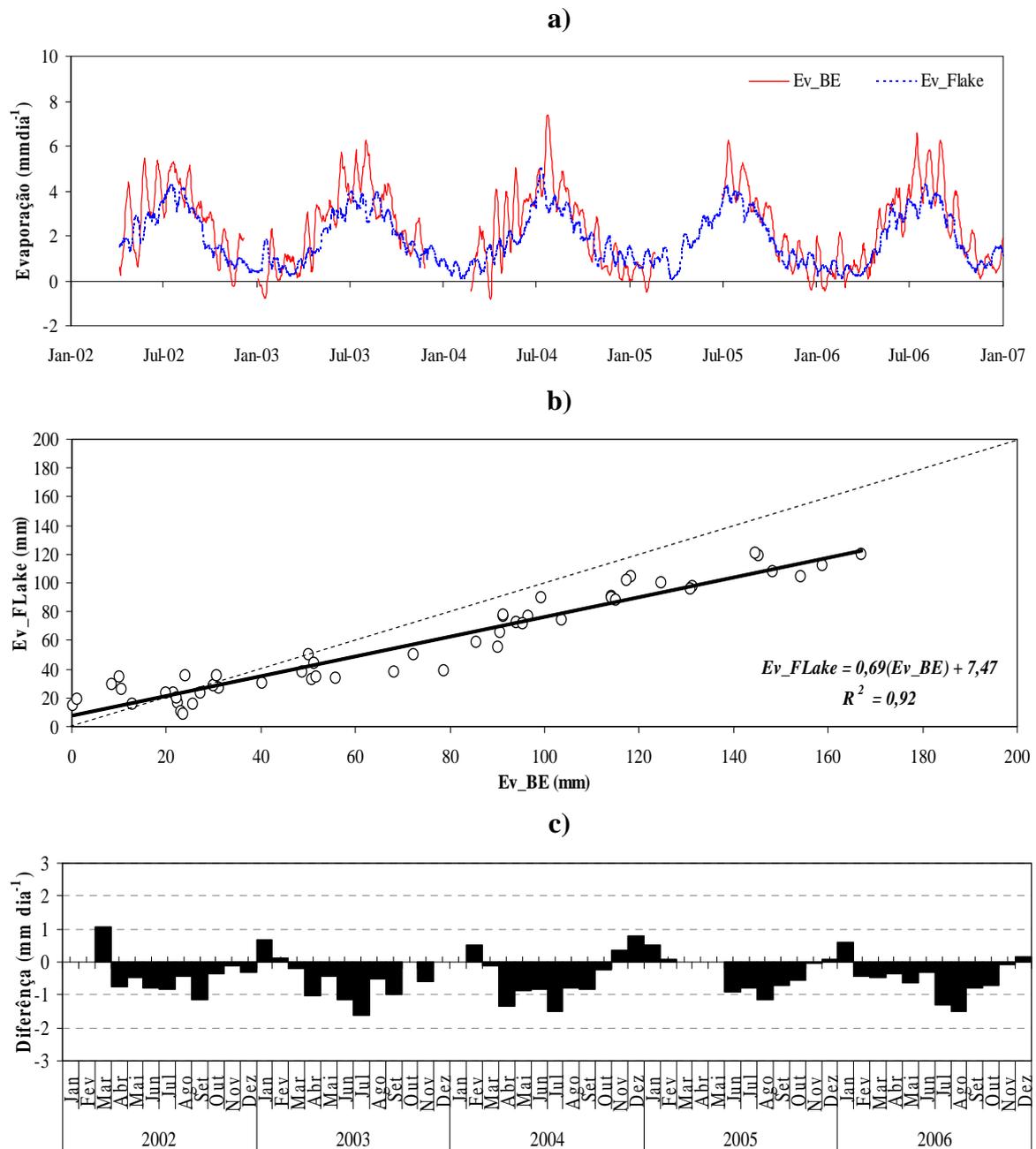


Figura A.10 Comparação entre a evaporação simulada pelo modelo FLake (Ev_FLake) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira do Pego do Altar. a) Evolução da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

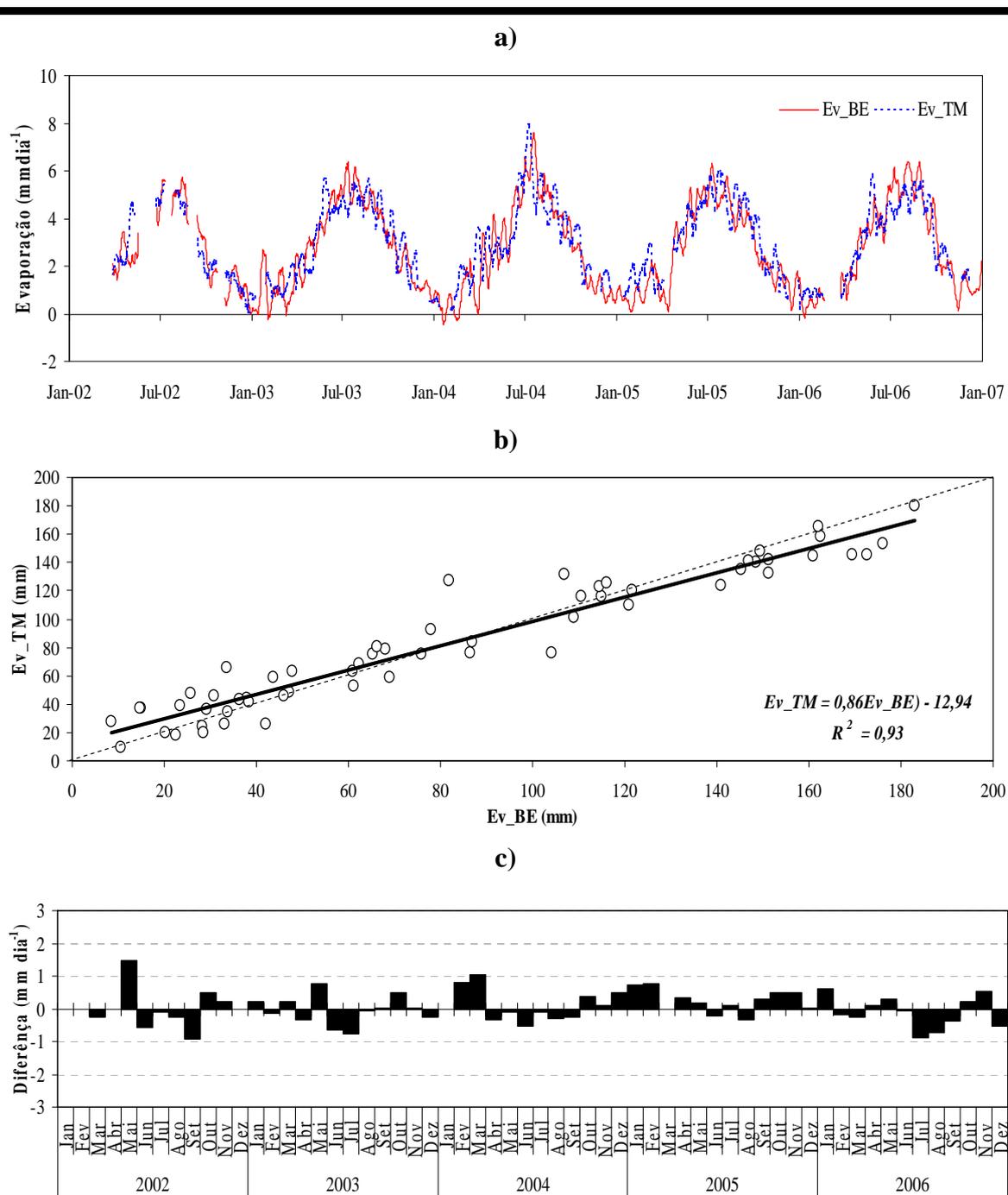


Figura A.11 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira de Alvito. a) Valores da evaporação diária. b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

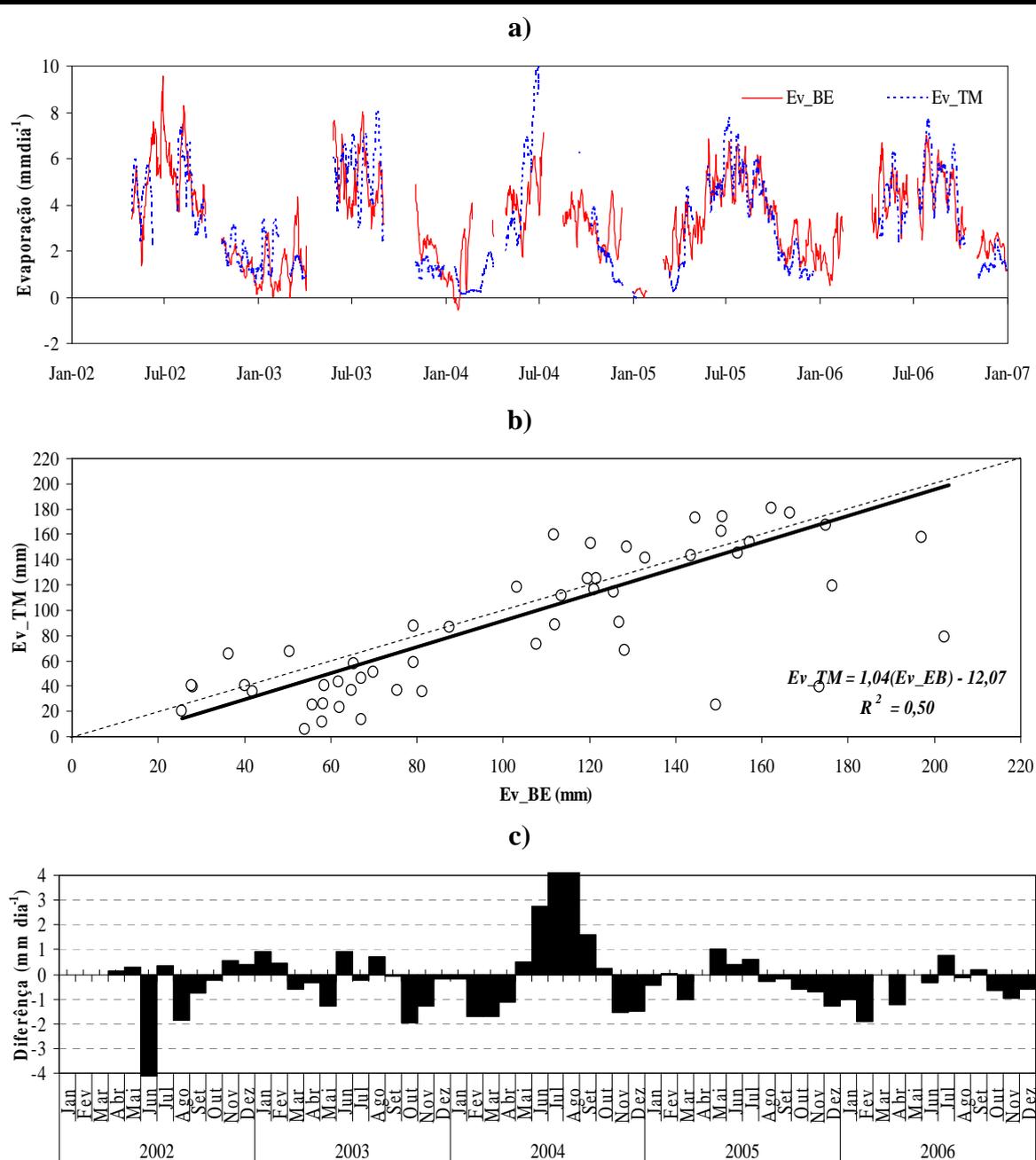


Figura A.12 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira da Bravura. a) Valores da evaporação diária. b) Correlação mensal; c) Desvios mensais

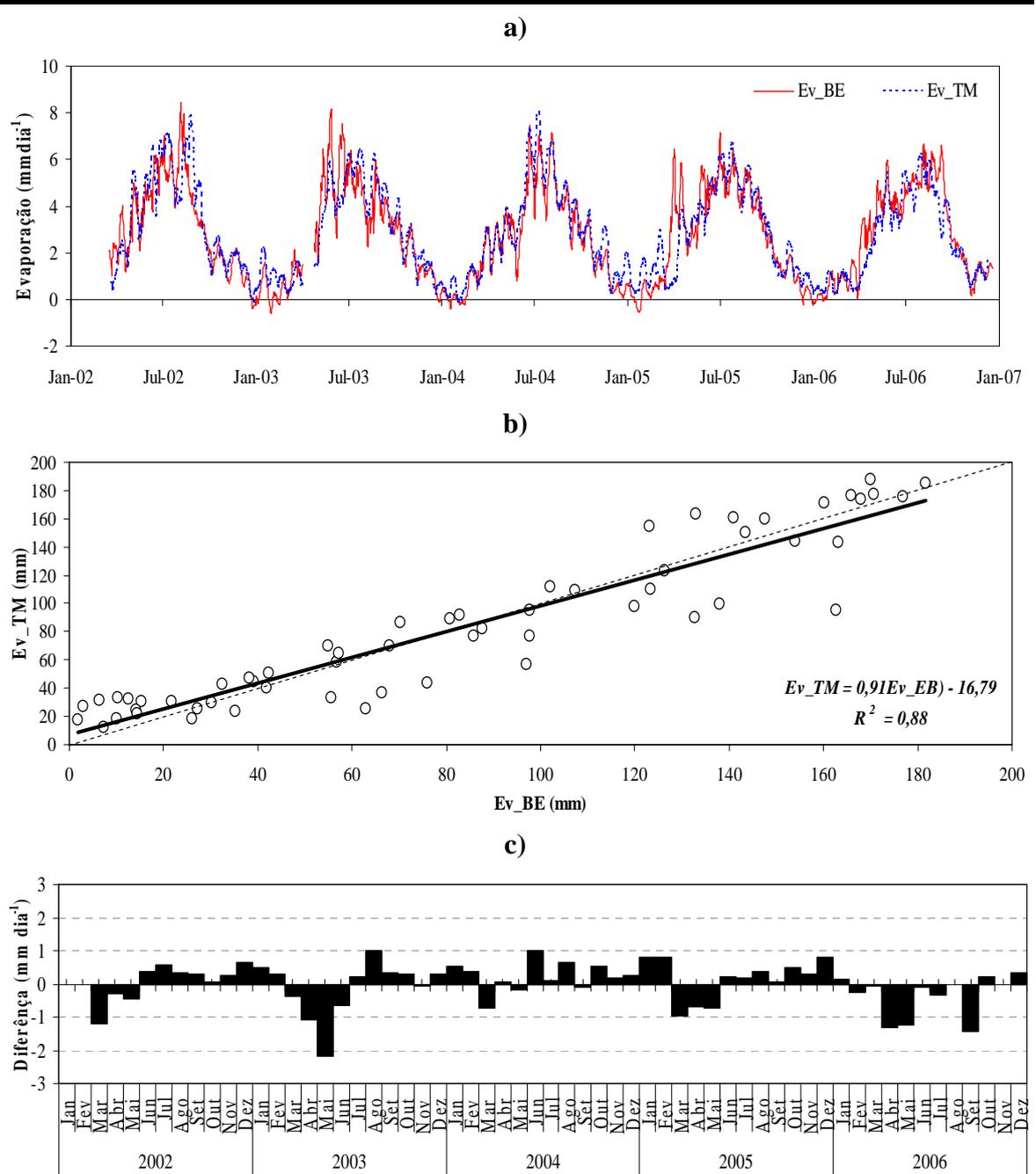


Figura A.13 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Caia. a) Valores da evaporação diária. b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

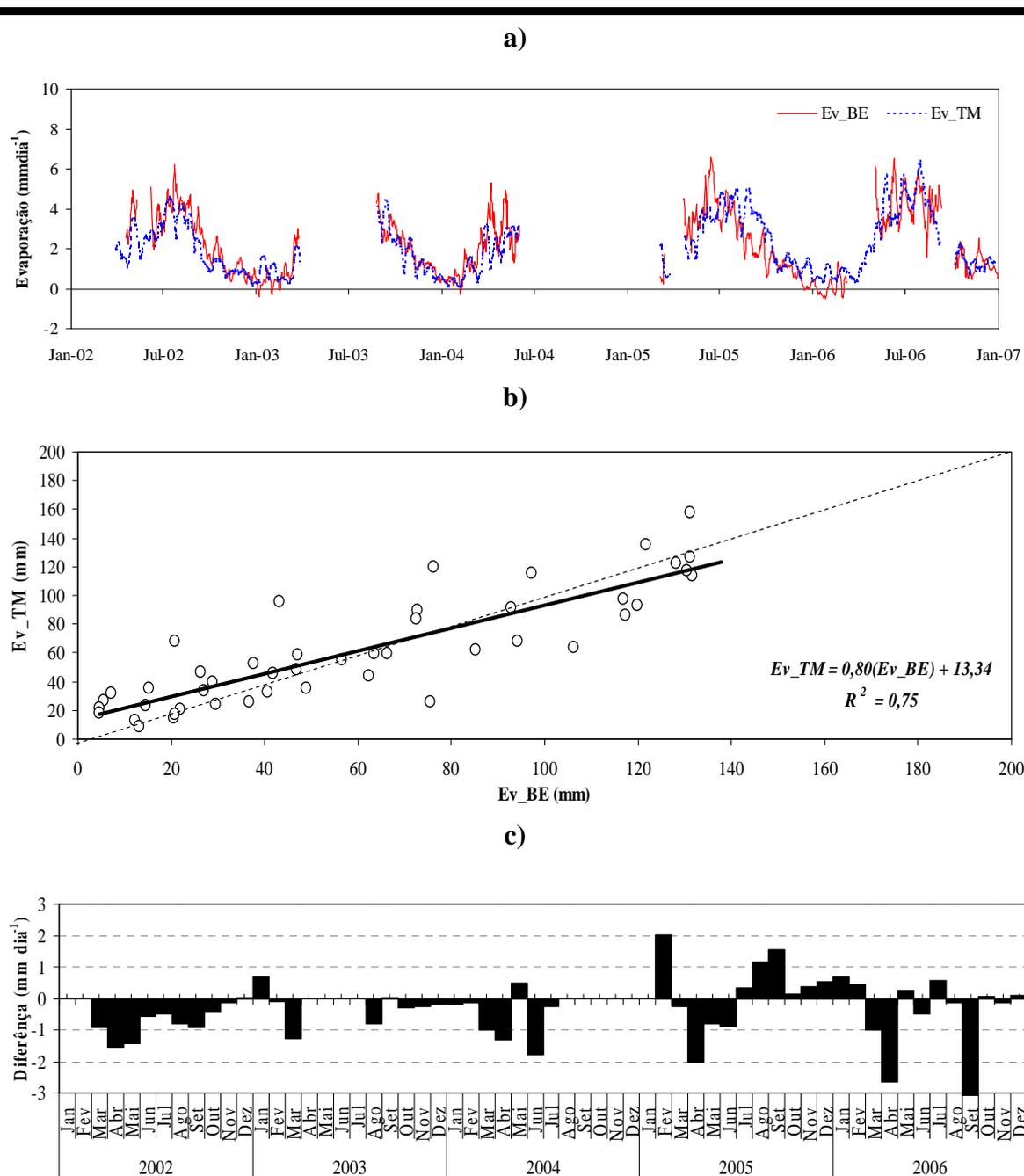


Figura A.14 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Maranhão. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

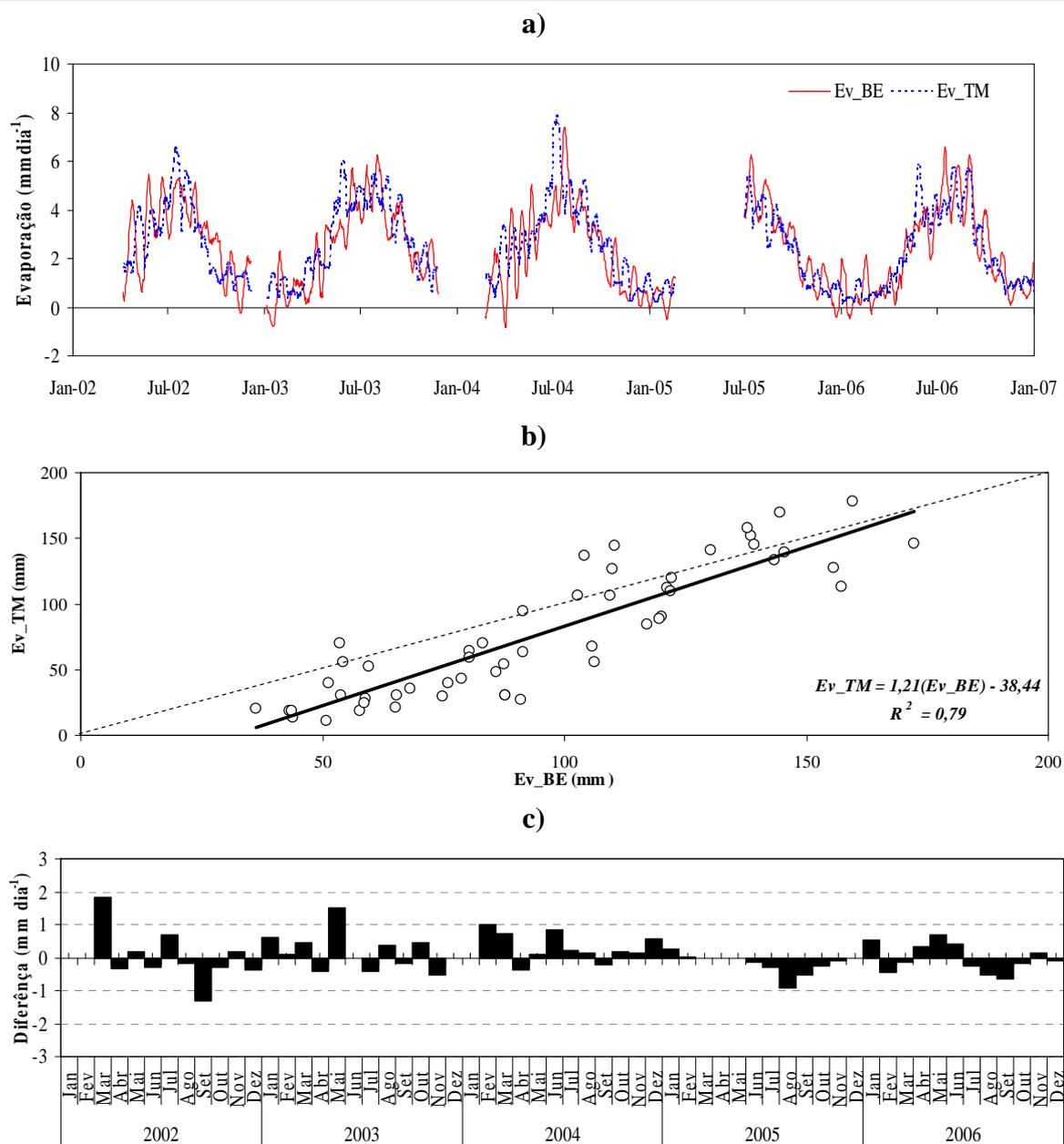


Figura A.15 Comparação entre a evaporação estimada pelo modelo de transferência de massa (Ev_{TM}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Pego do Altar. a) Valores da evaporação diária. b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

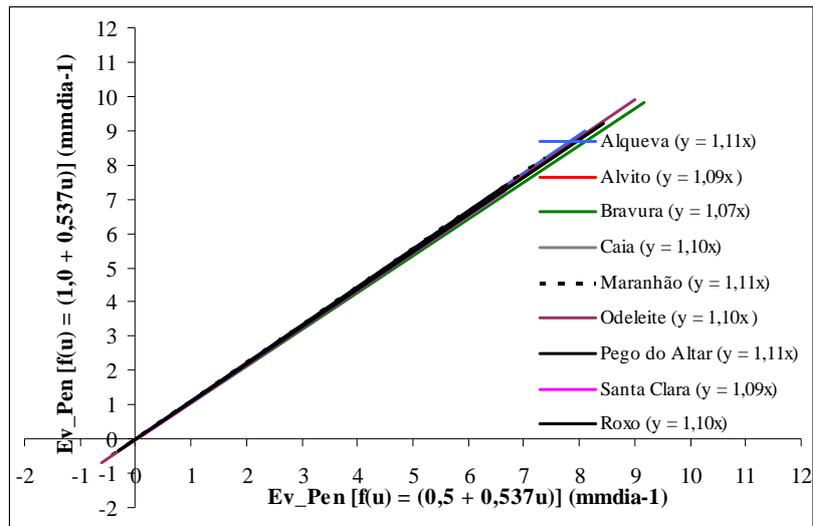
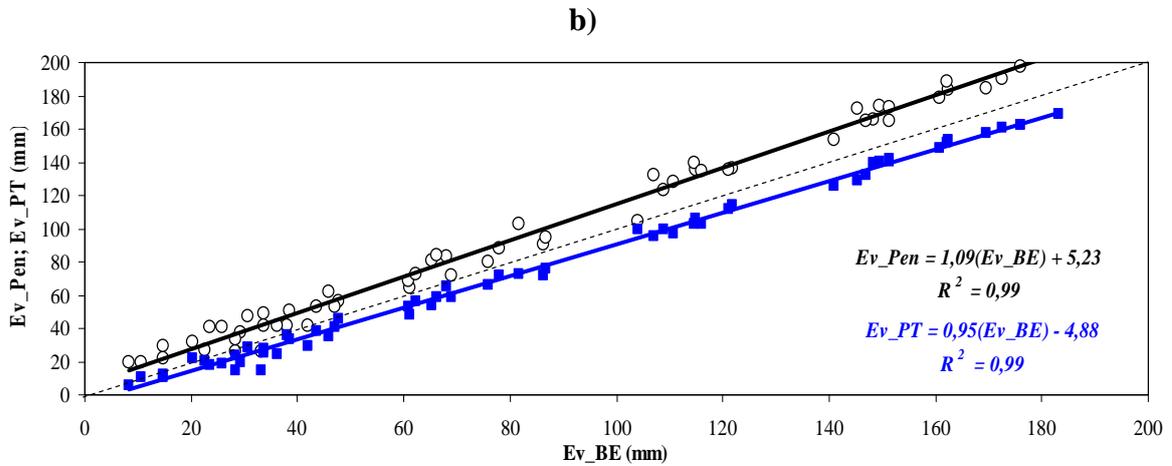
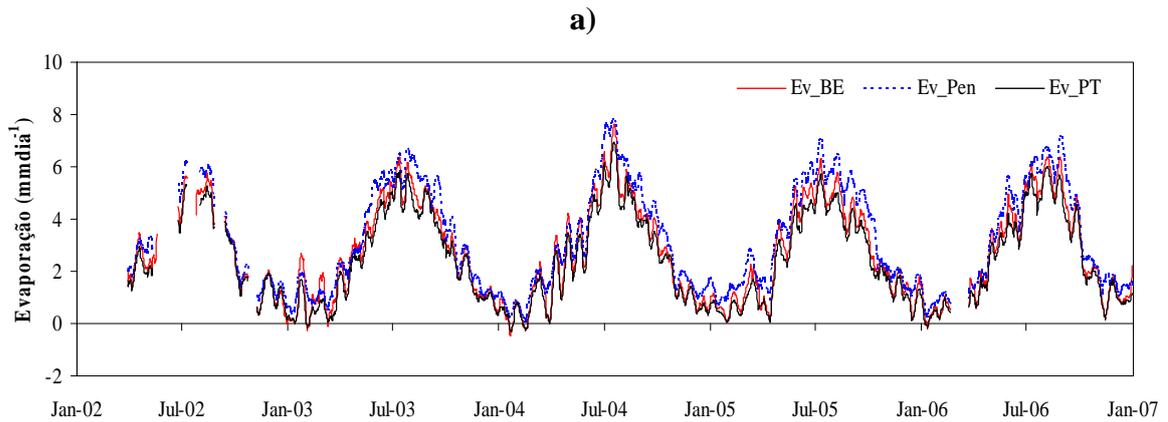


Figura A.16 Relação entre a evaporação Ev_Pen determinada com recurso à função do vento original e alternativa ($R^2 > 0,99$).



(continua na próxima página, onde se encontra a legenda)

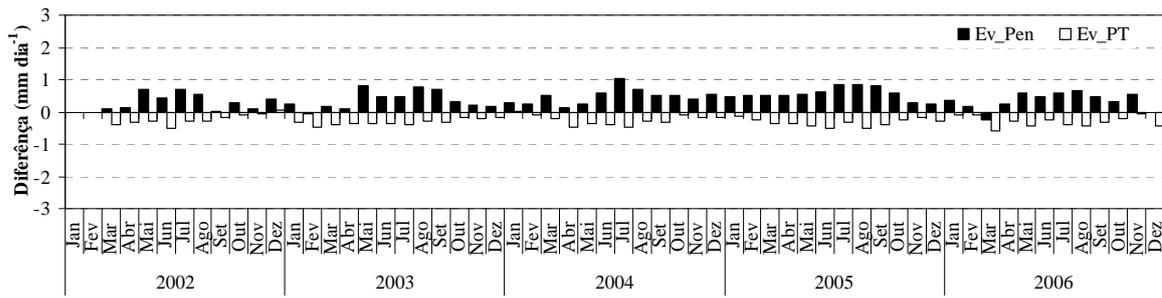


Figura A.17 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_Pen) e Priestley-Taylor (Ev_PT) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira de Alvito. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

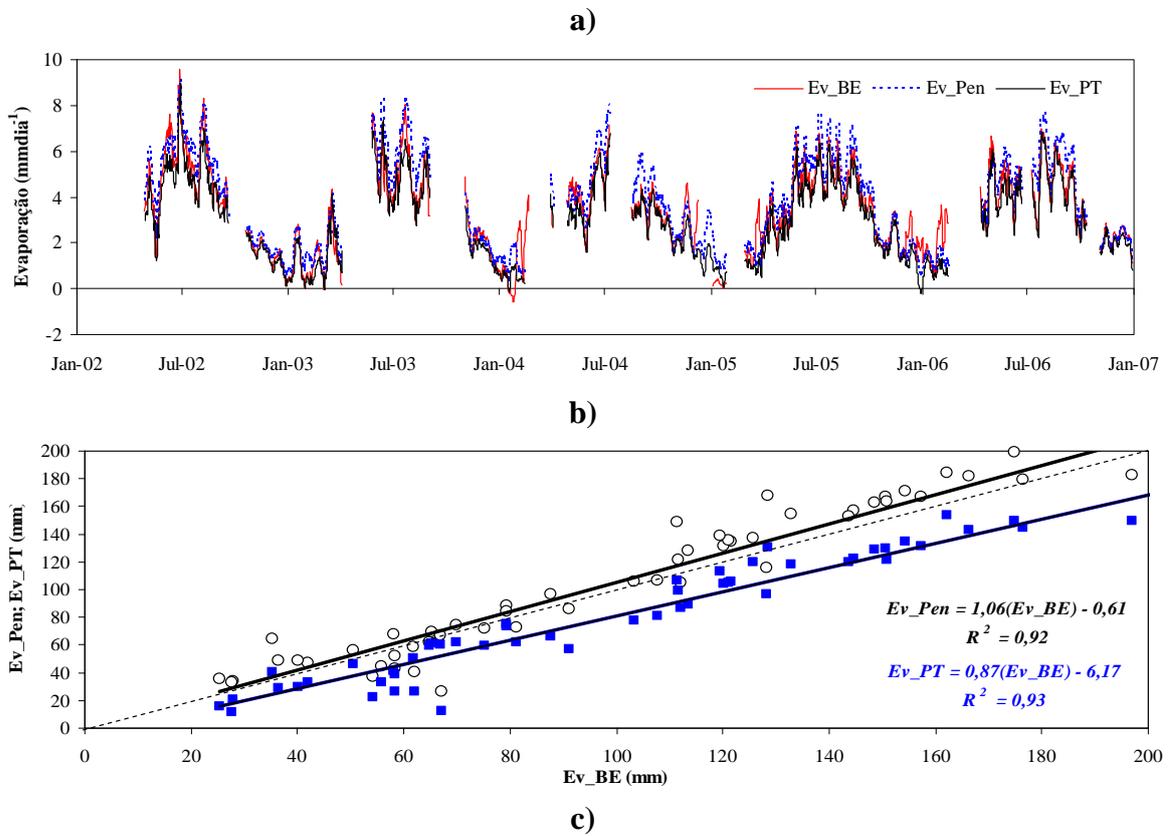


Figura A.18 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_Pen) e Priestley-Taylor (Ev_PT) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira da Bravura. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

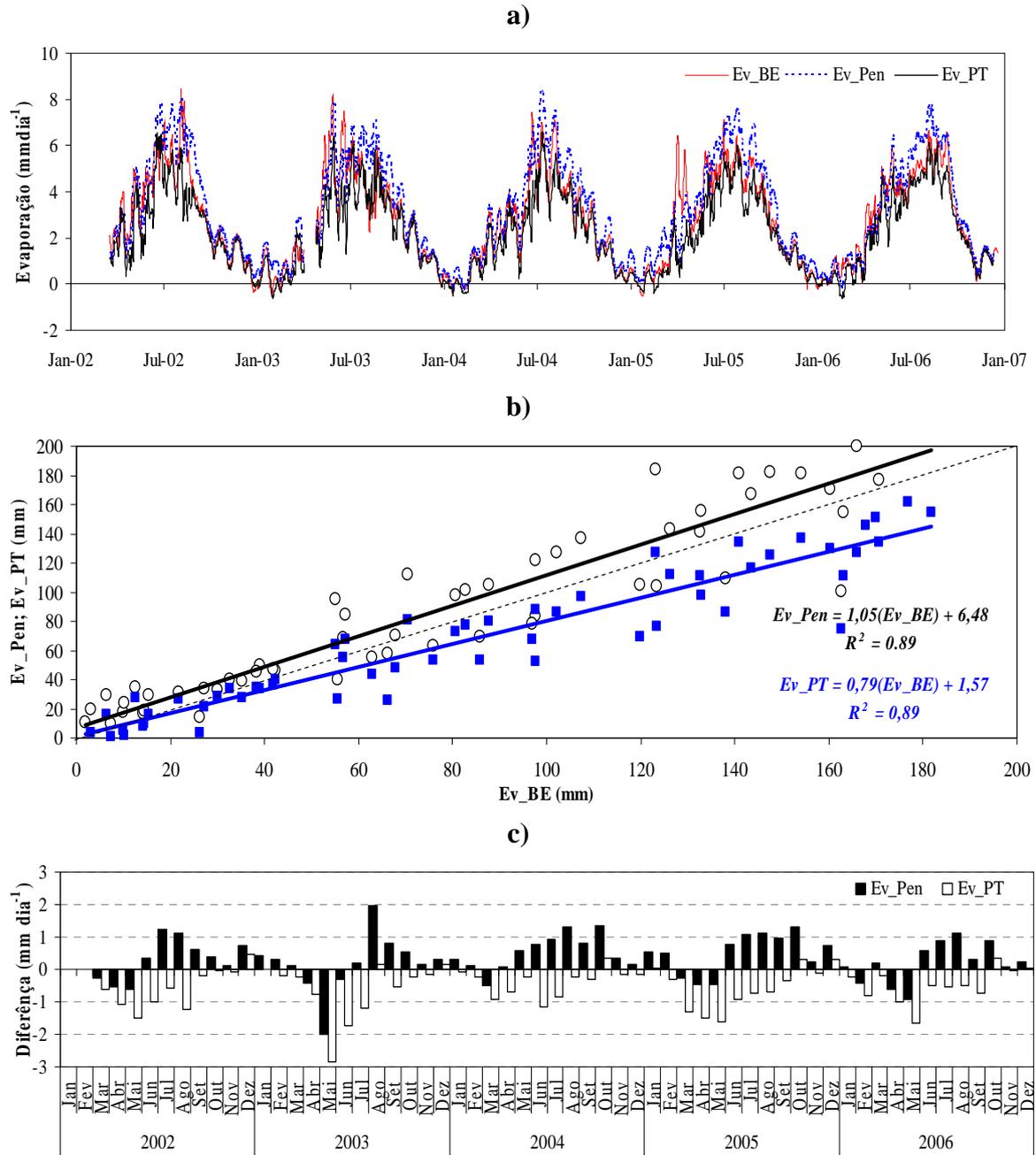


Figura A.19 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_{Pen}) e Priestley-Taylor (Ev_{PT}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Caia. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

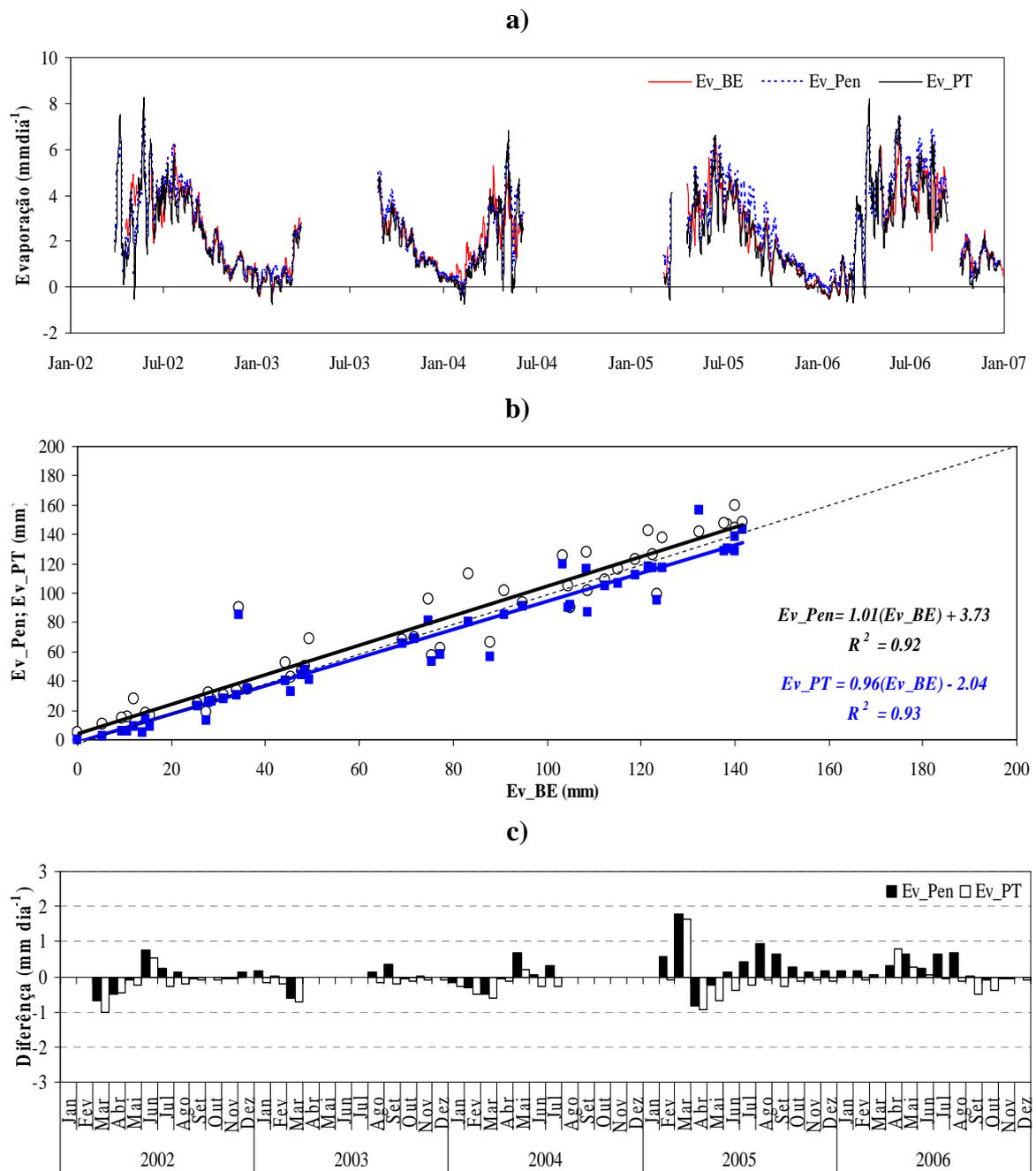


Figura A.20 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_{Pen}) e Priestley-Taylor (Ev_{PT}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Maranhão. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

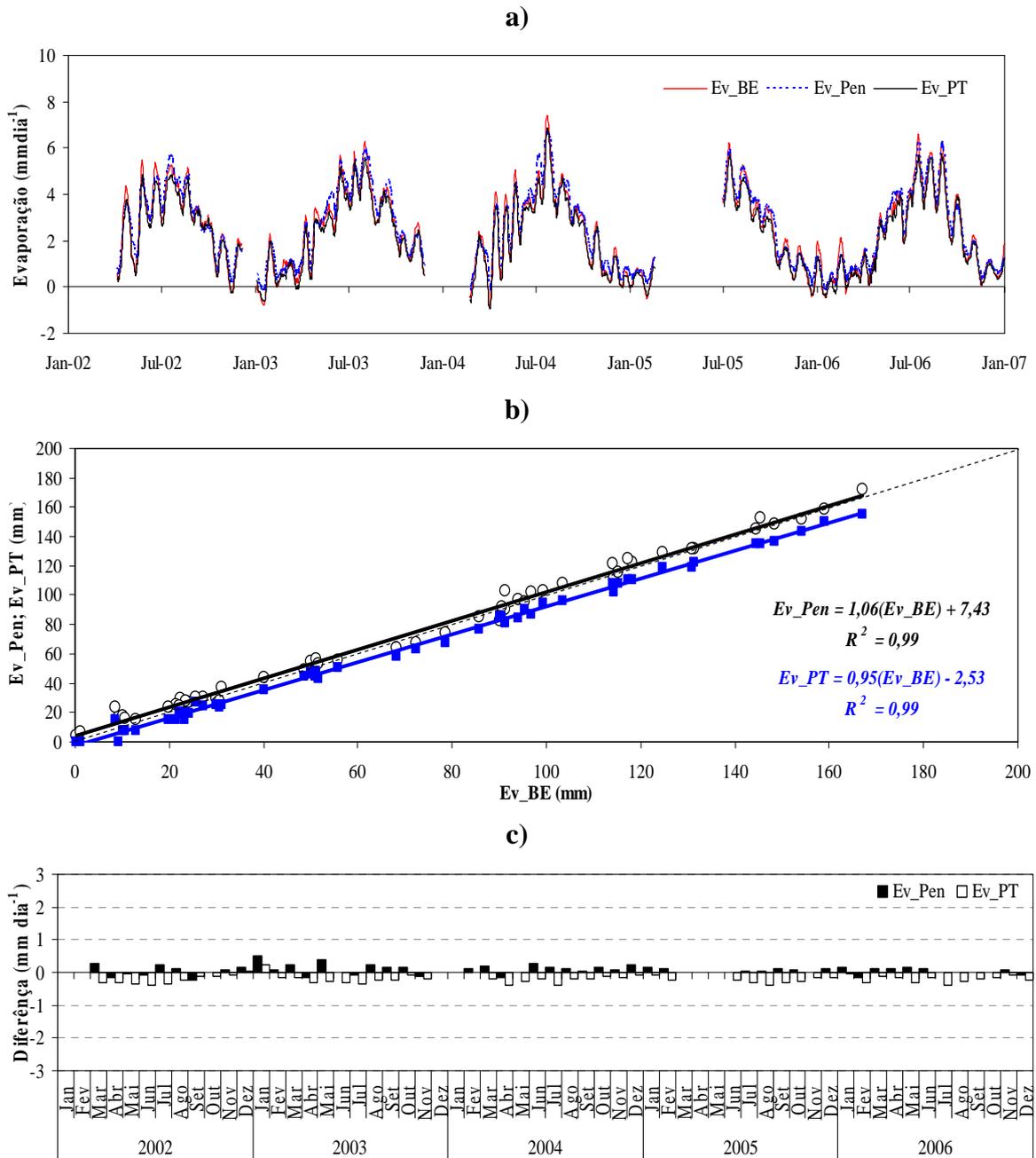


Figura A.21 Comparação entre a evaporação estimada pelos modelos de Penman (Ev_{Pen}) e Priestley-Taylor (Ev_{PT}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Pego do Altar. a) Valores da evaporação diária; b) Correlação mensal; c) Desvios mensais.

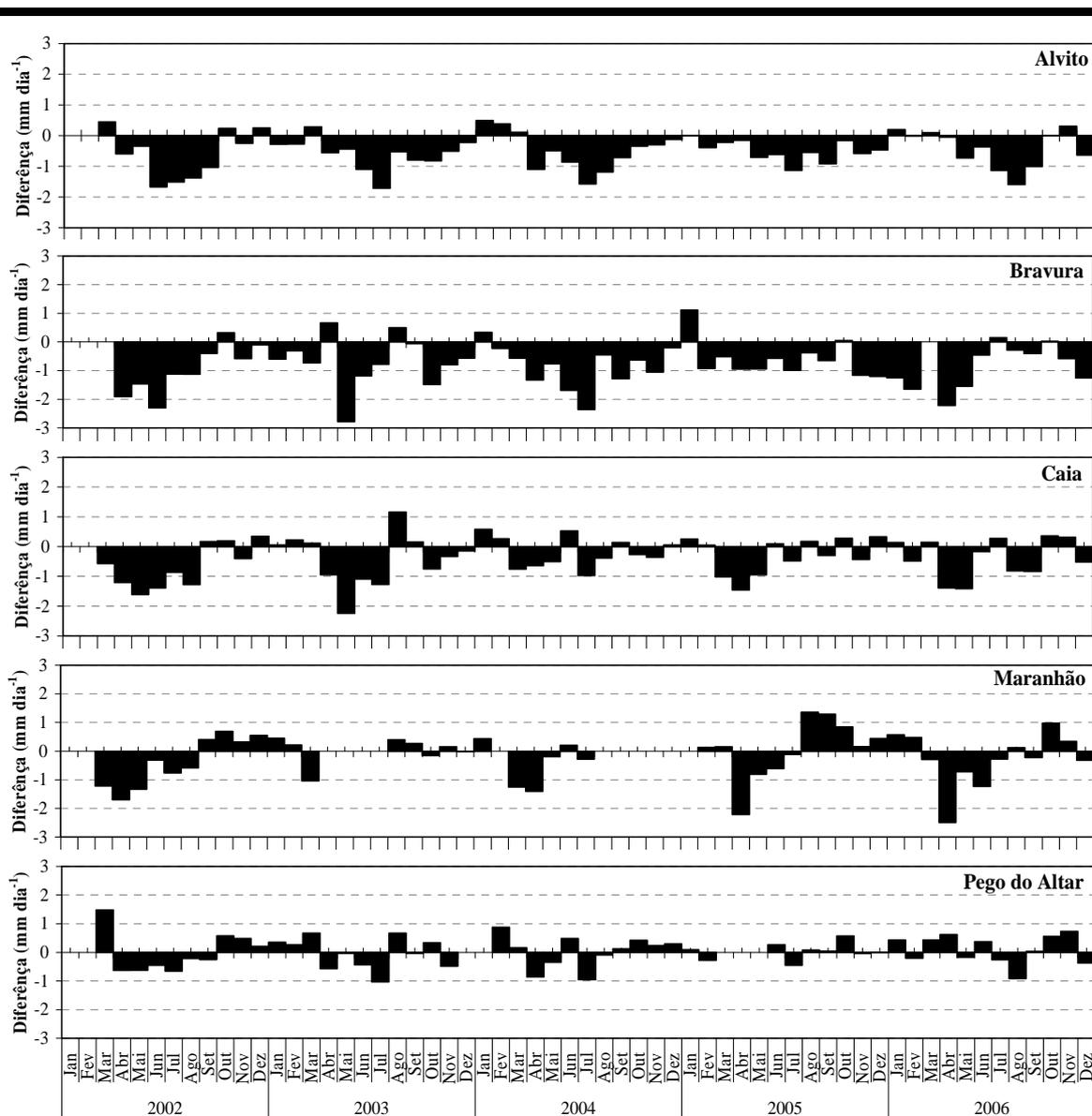


Figura A.22 Viés da evaporação mensal calculada pela fórmula de Thornthwaite relativamente à evaporação determinada pelo balanço de energia nas albufeiras de Alvito, Bravura, Caia, Maranhão e Pego do Altar.

Tabela A-11 Valores mensais médios, mínimos e máximos dos coeficientes de tina por albufeira.

Albufeira		Mês											Ano	
		Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto		Setembro
Alqueva	Médio	1,17	1,19	1,06	0,85	0,76	0,70	0,97	0,76	0,96	0,89	0,83	0,91	0,92
	Mínimo	0,82	0,48	0,84	0,36	0,29	0,50	0,65	0,65	0,68	0,69	0,71	0,82	
	Máximo	1,46	1,52	1,46	1,21	1,36	1,04	1,18	0,84	1,09	1,04	1,01	1,14	
Alvito	Médio	0,76	0,99	0,80	0,53	0,68	0,59	0,78	0,78	0,78	0,80	0,76	0,78	0,75
	Mínimo	0,52	0,77	0,60	0,29	0,35	0,48	0,61	0,66	0,65	0,75	0,70	0,66	
	Máximo	0,97	1,06	1,04	0,81	0,89	0,66	0,95	1,00	0,95	0,88	0,81	0,97	
Bravura	Médio	0,99	1,15	1,16	0,93	1,00	1,10	1,08	0,91	1,00	0,96	0,86	0,77	0,99
	Mínimo	0,73	0,77	0,83	0,72	0,60	0,84	0,98	0,80	0,84	0,80	0,66	0,63	
	Máximo	1,56	1,53	1,35	1,31	1,39	1,36	1,27	1,07	1,34	1,17	1,15	0,92	
Caia	Médio	0,98	1,10	1,05	0,70	1,00	1,05	1,02	0,91	0,82	0,85	0,76	0,71	0,91
	Mínimo	0,75	1,06	0,67	0,25	0,70	0,92	0,90	0,75	0,70	0,69	0,61	0,57	
	Máximo	1,14	1,20	1,45	1,12	1,31	1,33	1,11	0,99	0,99	0,98	0,90	0,91	
Maranhão	Médio	1,03	1,13	0,87	0,68	0,87	0,94	1,05	0,68	0,79	0,78	0,69	0,62	0,85
	Mínimo	0,98	1,02	0,41	0,20	0,85	0,68	0,86	0,51	0,66	0,68	0,47	0,37	
	Máximo	1,09	1,36	1,33	1,05	0,89	1,14	1,24	0,82	0,98	0,95	0,86	0,86	
Odeleite	Médio	0,70	1,20	0,79	0,62	0,75	0,68	0,63	0,74	0,78	0,75	0,82	0,77	0,77
	Mínimo	0,41	1,02	0,21	0,11	0,20	0,02	0,56	0,59	0,66	0,70	0,67	0,63	
	Máximo	1,07	1,47	1,18	1,37	1,12	1,13	0,70	0,95	0,90	0,83	0,90	0,93	
Pego do Altar	Médio	0,95	1,23	1,10	0,74	0,68	0,69	0,60	0,56	0,61	0,66	0,61	0,64	0,76
	Mínimo	0,74	1,11	0,57	0,44	0,06	0,14	0,33	0,42	0,49	0,63	0,50	0,53	
	Máximo	1,12	1,51	1,45	1,04	1,10	1,08	0,73	0,76	0,70	0,68	0,71	0,75	
Roxo	Médio	1,12	1,03	0,60	0,83	0,80	0,98	0,90	0,68	0,77	0,71	0,69	0,76	0,82
	Mínimo	1,01	0,76	0,12	0,33	0,60	0,75	0,61	0,53	0,55	0,57	0,54	0,60	
	Máximo	1,34	1,26	0,90	1,05	1,03	1,16	1,08	0,86	0,92	0,81	0,80	0,82	
Santa Clara	Médio	0,90	1,15	1,13	0,76	0,75	0,86	0,79	0,76	0,82	0,90	0,86	0,89	0,88
	Mínimo	0,68	0,92	0,73	0,34	0,38	0,66	0,62	0,62	0,69	0,80	0,69	0,70	
	Máximo	1,18	1,54	1,75	1,10	1,11	1,12	1,15	0,88	1,14	1,00	1,29	1,41	

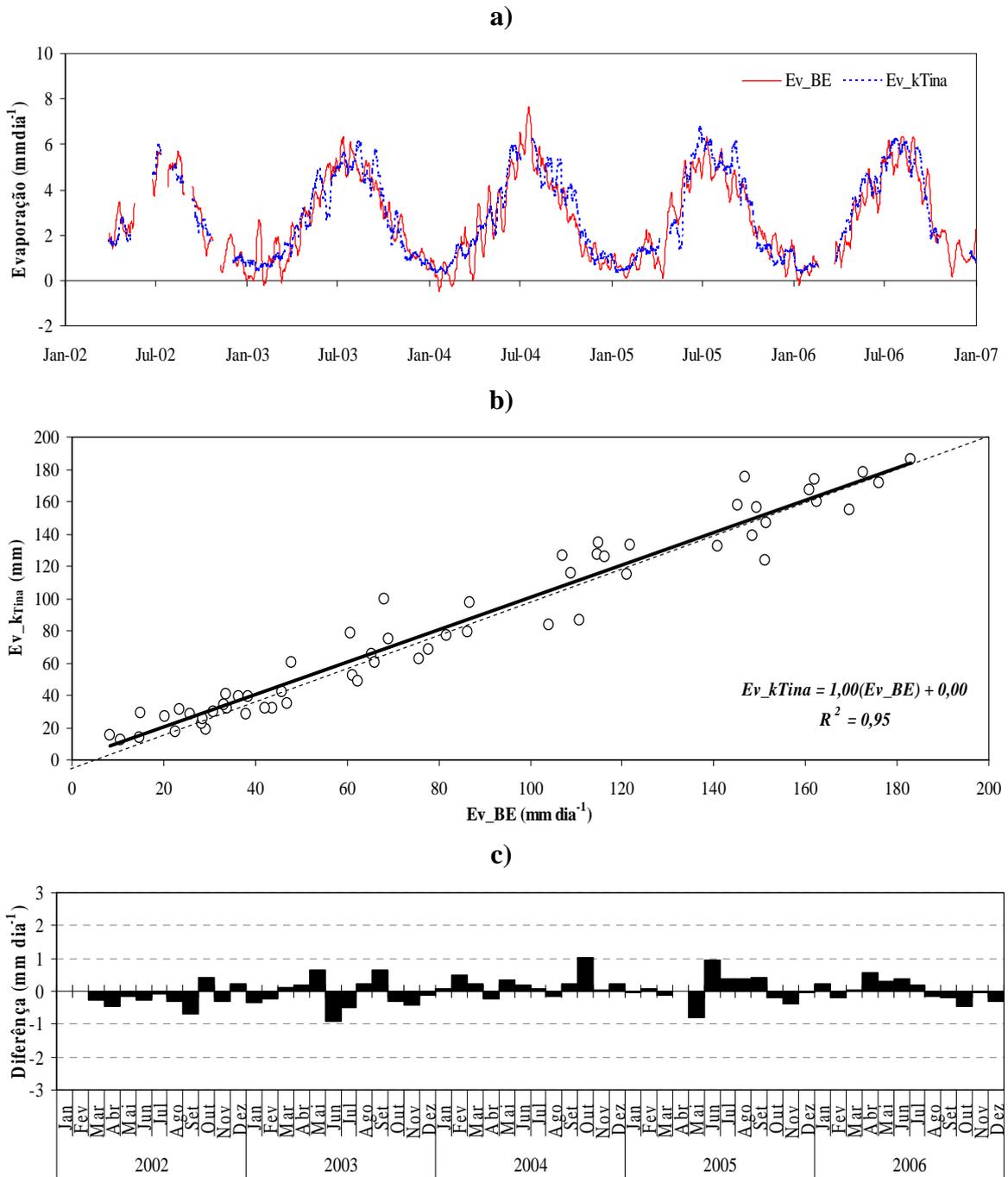


Figura A.23 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_{kTina}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira de Alvito.

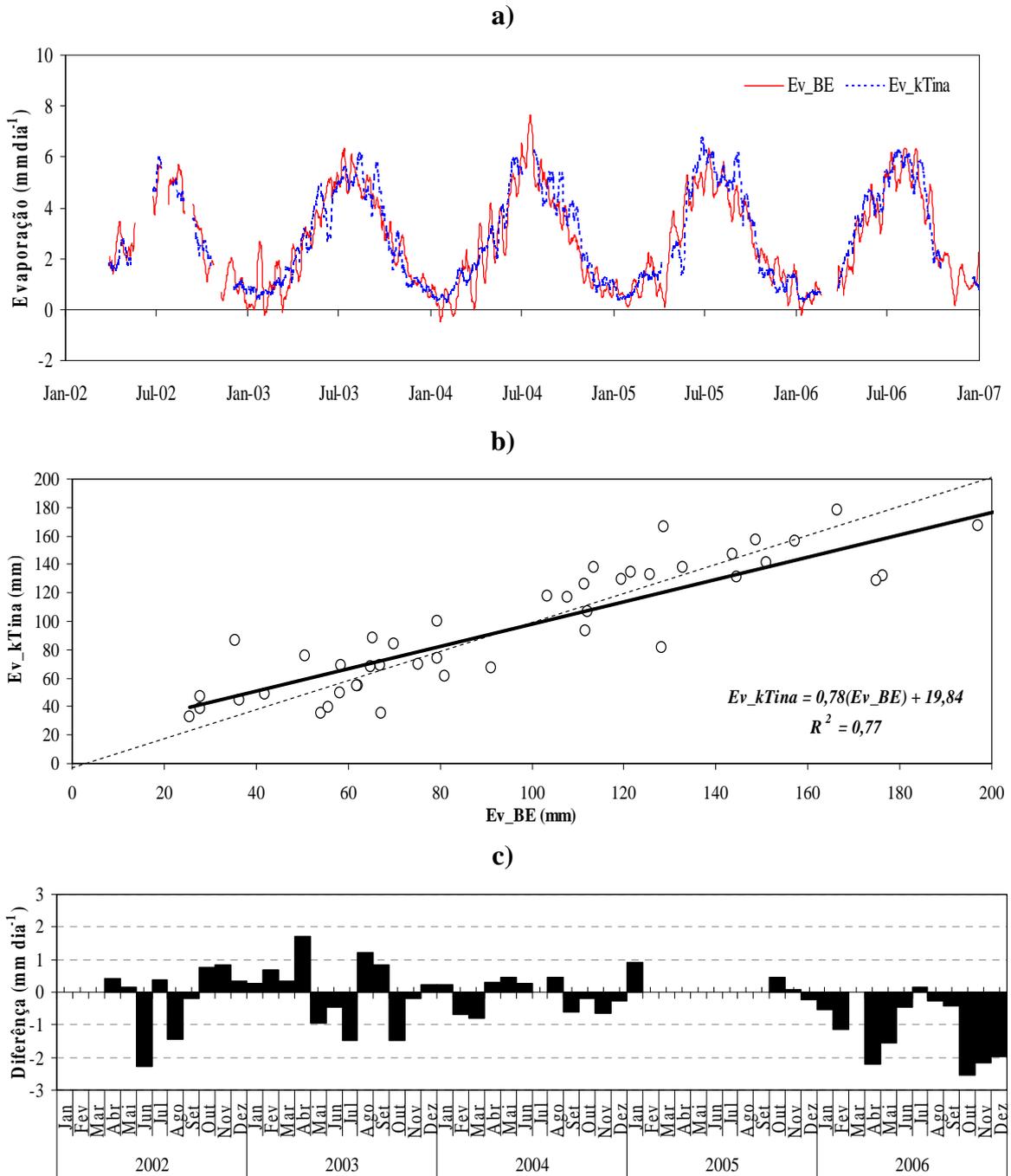


Figura A.24 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_{kTina}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira da Bravura.

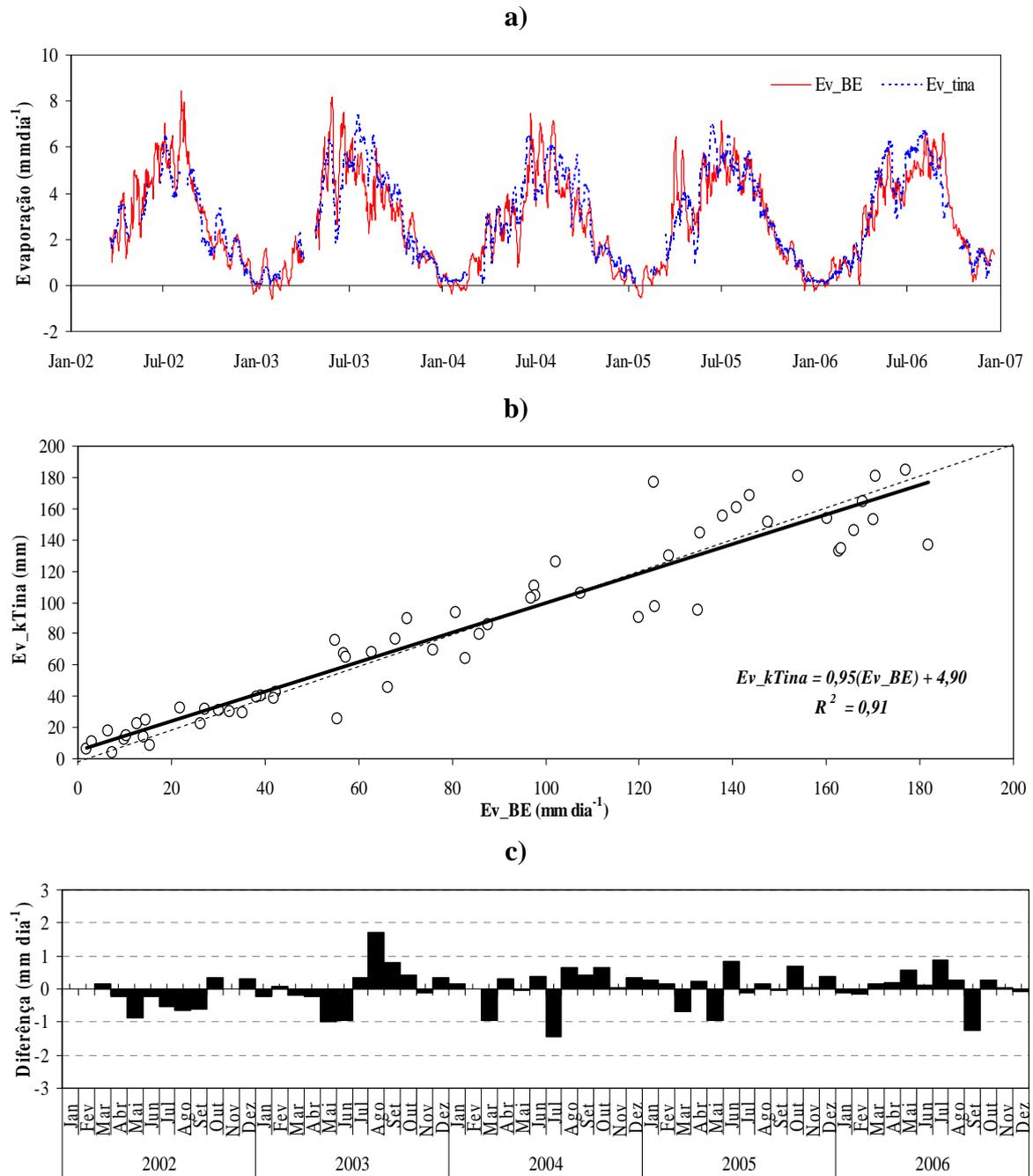


Figura A.25 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_{kTina}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira do Caia.

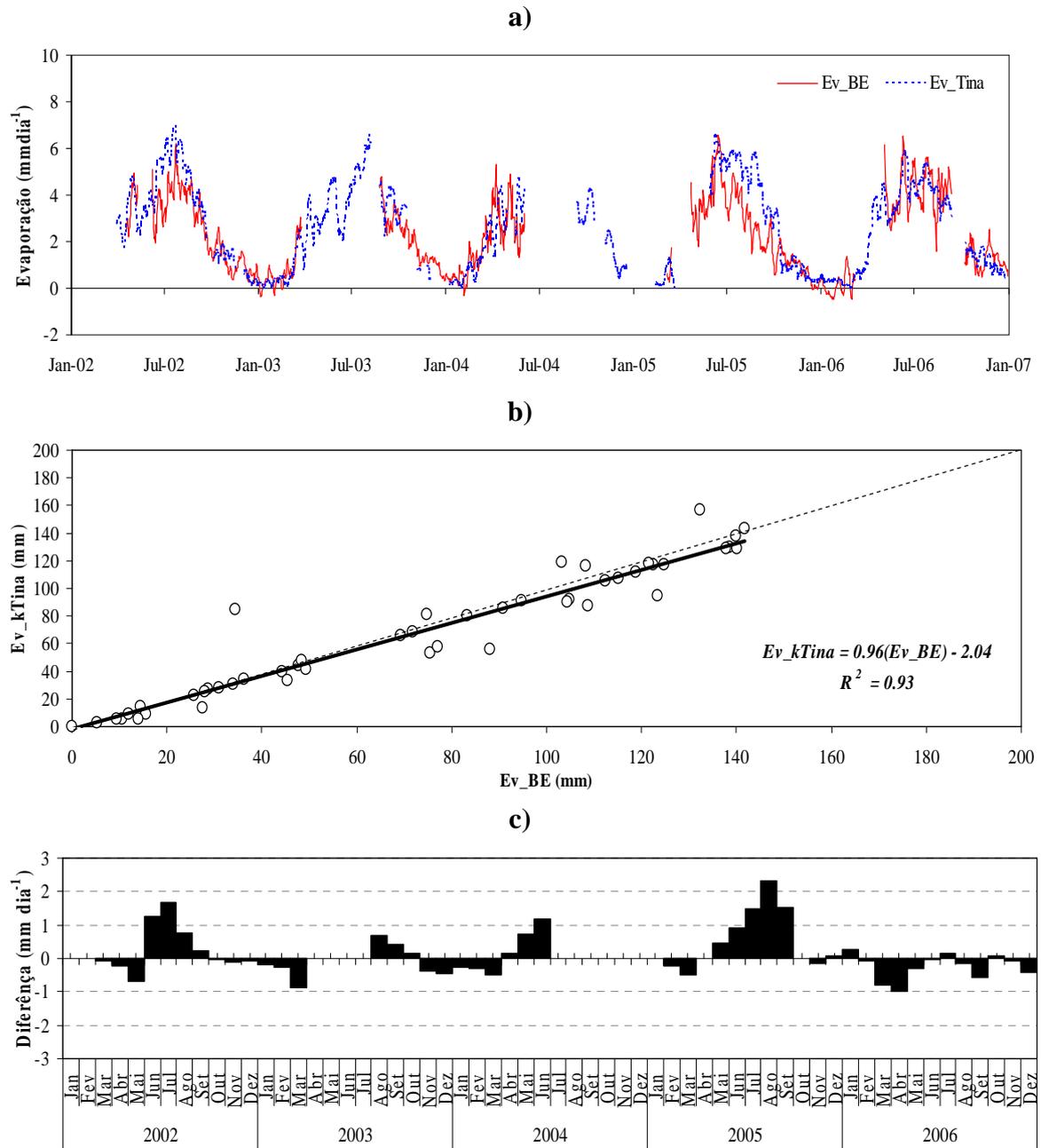


Figura A.26 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_kTina) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira do Maranhão.

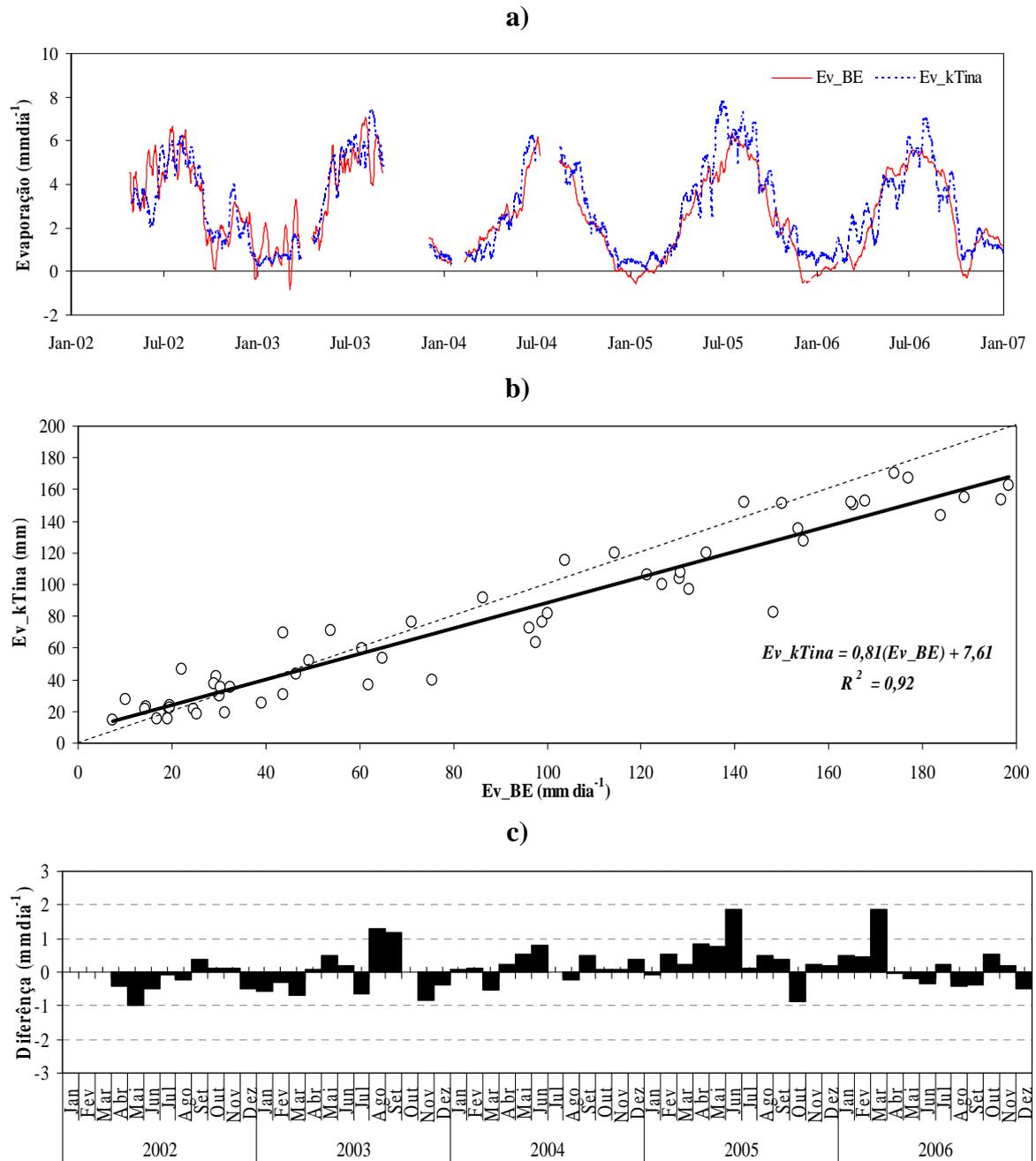


Figura A.27 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_kTina) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira de Odeleite.

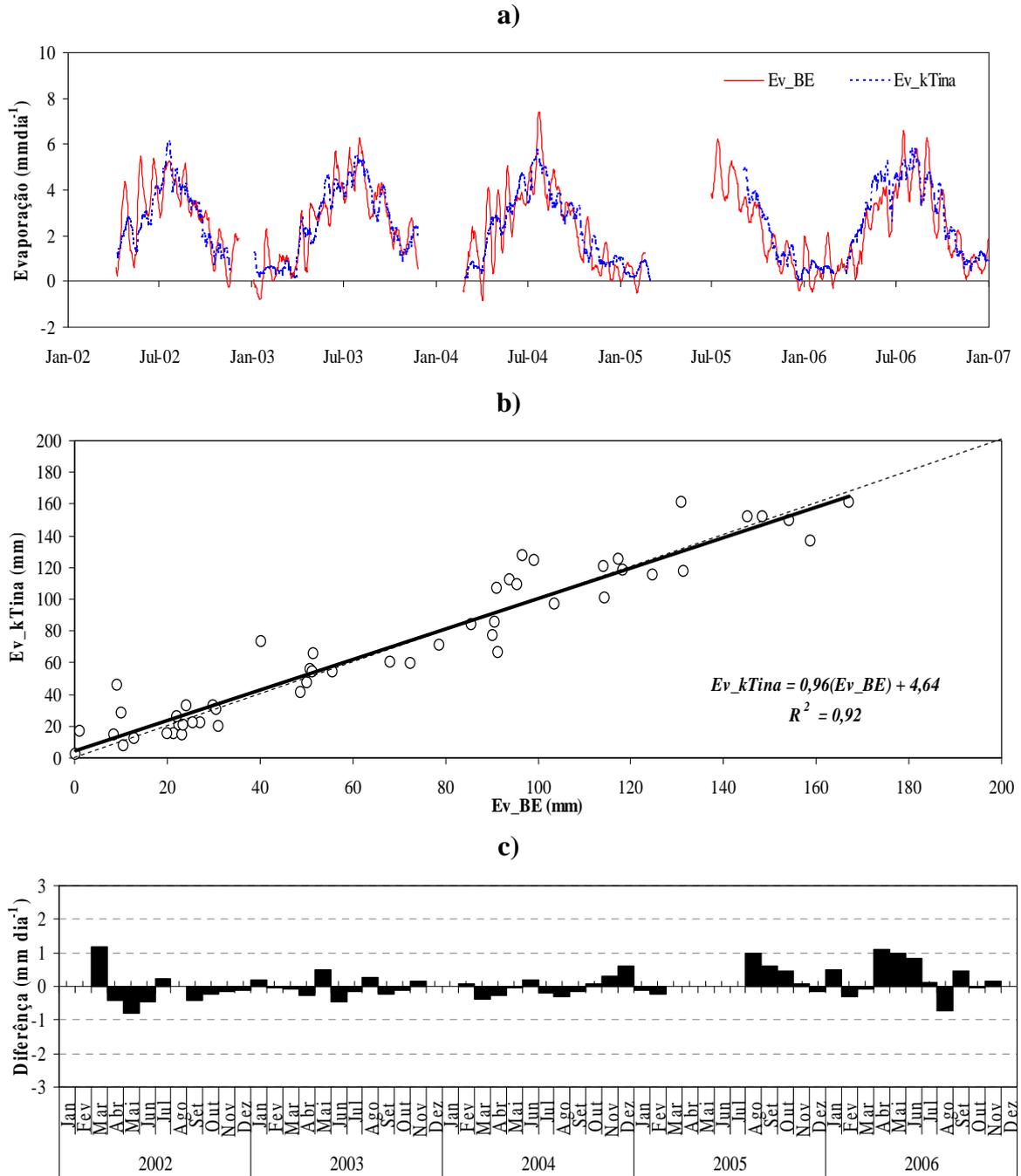


Figura A.28 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_kTina) e determinada pelo balanço de energia (Ev_BE) na albufeira do Pego do Altar.

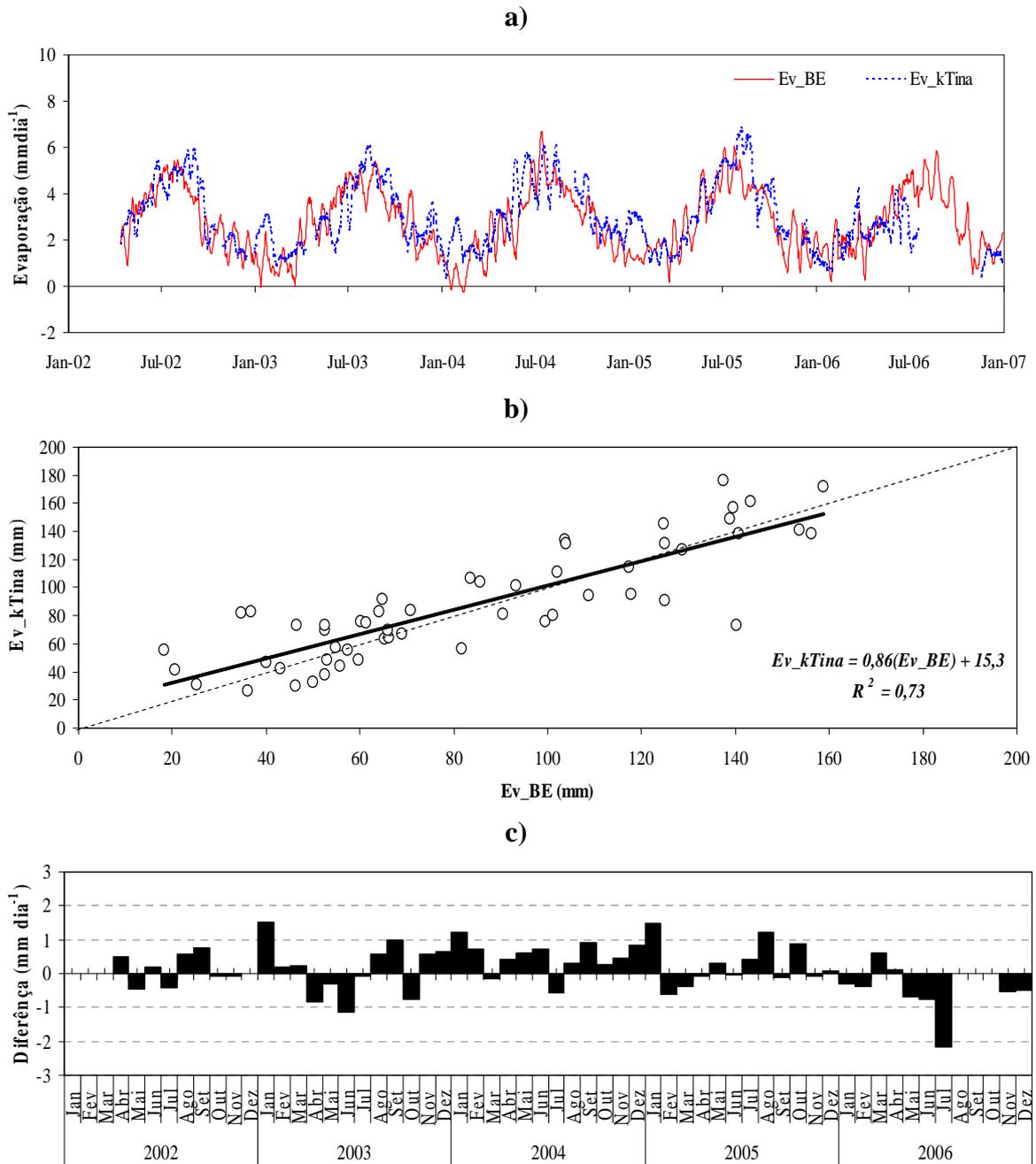


Figura A.29 Comparação entre a evaporação mensal calculada a partir de tina (Ev_{kTina}) e determinada pelo balanço de energia (Ev_{BE}) na albufeira de Santa Clara.

Anexo

Tabela A-12 Estatística da qualidade das estimativas da evaporação diária ($mmdia^{-1}$) pelos vários modelos relativamente ao balanço de energia. Modelos ordenados por ordem decrescente de desempenho.

Albufeira	Modelo	EM	EAM	REQM	IOA	corr	d (Desempenho)
Alqueva	Ev_PT	-0.32	0.35	0.45	0.97	0.98	0.96 (Excelente)
	Ev_Pen	0.61	0.75	0.94	0.92	0.94	0.87 (Muito Bom)
	Ev_Pen (1)	0.99	1.08	1.31	0.76	0.93	0.71 (Bom)
	Ev_(k_tina)	0.04	0.79	1.05	0.76	0.80	0.61 (Mediano)
	Ev_TM	-0.07	0.89	1.16	0.66	0.77	0.51 (Sofrível)
	Ev_Flake	-0.07	0.97	1.25	0.68	0.75	0.51 (Sofrível)
Alvito	Ev_PT	-0.27	0.28	0.34	0.98	1.00	0.98 (Excelente)
	Ev_Pen(0.45	0.49	0.61	0.96	0.98	0.94 (Excelente)
	Ev_Pen (1)	0.75	0.77	0.93	0.88	0.97	0.86 (Muito Bom)
	Ev_(k_tina)	0.07	0.61	0.76	0.91	0.91	0.83 (Muito Bom)
	Ev_TM	0.01	0.74	0.92	0.75	0.86	0.64 (Mediano)
	Ev_Flake	-0.44	1.00	1.15	0.69	0.75	0.52 (Sofrível)
Bravura	Ev_PT	-0.37	0.44	0.62	0.94	0.96	0.90 (Excelente)
	Ev_Pen	0.34	0.57	0.74	0.93	0.95	0.89 (Muito Bom)
	Ev_Pen (1)	0.62	0.79	0.96	0.90	0.94	0.85 (Muito Bom)
	Ev_(k_tina)	0.02	0.84	1.08	0.77	0.78	0.60 (Mediano)
	Ev_TM	-0.20	1.04	1.39	0.72	0.76	0.54 (Sofrível)
	Ev_Flake	-0.15	1.06	1.39	0.69	0.74	0.51 (Sofrível)
Caia	Ev_Pen	0.40	0.61	0.82	0.94	0.94	0.88 (Muito Bom)
	Ev_PT	-0.50	0.53	0.87	0.90	0.94	0.84 (Muito Bom)
	Ev_Pen (1)	0.72	0.86	1.11	0.85	0.94	0.80 (Muito Bom)
	Ev_(k_tina)	0.05	0.65	0.91	0.88	0.89	0.78 (Muito Bom)
	Ev_TM	0.00	0.66	0.94	0.81	0.88	0.71 (Bom)
	Ev_Flake	-0.33	1.03	1.35	0.64	0.76	0.49 (Mau)
Maranhão	Ev_Pen	0.12	0.46	0.70	0.94	0.91	0.86 (Excelente)
	Ev_Pen (1)	0.41	0.61	0.88	0.89	0.90	0.80 (Muito Bom)
	Ev_PT	-0.20	0.44	0.70	0.93	0.90	0.84 (Muito Bom)
	Ev_(k_tina)	0.21	0.73	0.97	0.88	0.86	0.76 (Muito Bom)
	Ev_TM	-0.10	0.75	1.00	0.70	0.79	0.55 (Mediano)
	Ev_Flake	-0.33	0.86	1.16	0.64	0.71	0.45 (Mau)
Odeleite	Ev_Pen	0.74	0.88	1.10	0.92	0.95	0.88 (Excelente)
	Ev_Pen (1)	1.13	1.21	1.47	0.81	0.95	0.77 (Muito Bom)
	Ev_PT	-0.34	0.54	0.74	0.95	0.94	0.90 (Excelente)
	Ev_Flake	-0.08	0.61	0.78	0.93	0.92	0.85 (Muito Bom)
	Ev_(k_tina)	0.20	0.68	0.87	0.92	0.90	0.82 (Muito Bom)
	Ev_TM	0.21	0.74	0.95	0.88	0.88	0.78 (Muito Bom)
Pego do Altar	Ev_PT	-0.21	0.22	0.27	0.99	1.00	0.99 (Excelente)
	Ev_Pen	0.08	0.24	0.30	0.99	0.98	0.98 (Excelente)
	Ev_Pen (1)	0.39	0.44	0.52	0.97	0.98	0.95 (Excelente)
	Ev_(k_tina)	0.08	0.66	0.81	0.89	0.87	0.78 (Muito Bom)
	Ev_Flake	-0.49	0.90	1.16	0.79	0.78	0.62 Mediano
	Ev_TM	0.02	0.87	1.08	0.80	0.78	0.62 Mediano
Roxo	Ev_PT	-0.34	0.35	0.51	0.96	0.98	0.95 (Excelente)
	Ev_Pen	0.38	0.50	0.61	0.96	0.97	0.93 (Excelente)
	Ev_Pen (1)	0.68	0.76	0.89	0.90	0.97	0.87 (Excelente)
	Ev_(k_tina)	0.12	0.69	0.94	0.91	0.91	0.82 (Muito Bom)
	Ev_TM	-0.01	0.69	0.86	0.86	0.90	0.78 (Muito Bom)
	Ev_Flake	-0.23	0.87	1.08	0.80	0.85	0.68 (Bom)
Santa Clara	Ev_PT	-0.28	0.30	0.40	0.96	0.98	0.94 (Excelente)
	Ev_Pen	0.04	0.25	0.35	0.97	0.97	0.94 (Excelente)
	Ev_Pen (1)	0.31	0.41	0.52	0.92	0.96	0.89 (Excelente)
	Ev_Flake	-0.18	0.65	0.81	0.74	0.84	0.63 (Mediano)
	Ev_TM	-0.10	0.65	0.81	0.72	0.83	0.60 (Mediano)
	Ev_(k_tina)	0.21	0.84	1.07	0.70	0.74	0.52 (Sofrível)

Anexo

Tabela A-13 Estatística da qualidade das estimativas da evaporação mensal (mm dia^{-1}) pelos vários modelos relativamente ao balanço de energia.

Albufeira	Modelo	EM	EAM	REQM	IOA	corr	d (Desempenho)
Alqueva	FLake	-0,06	0,59	0,72	0,93	0,88	0,82 (Muito Bom)
	Transf. de Massa	-0,09	0,46	0,57	0,95	0,93	0,89 (Excelente)
	Penman	0,59	0,67	0,80	0,95	0,98	0,92 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,44	0,44	0,57	0,97	0,97	0,95 (Excelente)
	Thornthwaite	-0,17	0,59	0,73	0,95	0,91	0,86 (Excelente)
	kTina	0,02	0,37	0,49	0,97	0,95	0,92 (Excelente)
Alvito	FLake	0,05	0,75	0,89	0,91	0,86	0,78 (Muito Bom)
	Transf. de Massa	0,04	0,37	0,48	0,98	0,88	0,86 (Excelente)
	Penman	0,42	0,43	0,49	0,98	0,98	0,96 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,29	0,29	0,32	0,99	0,99	0,98 (Excelente)
	Thornthwaite	-0,50	0,60	0,75	0,94	0,97	0,91 (Excelente)
	kTina	0,01	0,31	0,39	0,99	0,95	0,93 (Excelente)
Bravura	FLake	-0,29	1,00	1,26	0,87	0,75	0,65 (Bom)
	Transf. de Massa	-0,22	1,06	2,56	0,84	0,75	0,63 (Mediano)
	Penman	0,10	0,48	0,43	0,97	0,86	0,83 (Muito Bom)
	Priestley-Taylor	-0,69	0,71	0,85	0,91	0,99	0,90 (Excelente)
	Thornthwaite	-1,27	1,43	3,48	0,53	0,68	0,78 (Mau)
	kTina	-0,11	0,59	0,61	0,94	0,56	0,53 (Sofrível)
Caia	FLake	-0,40	0,96	1,16	0,84	0,83	0,69 (Bom)
	Transf. de Massa	-0,01	0,49	0,64	0,97	0,92	0,89 (Excelente)
	Penman	0,34	0,61	0,75	0,96	0,98	0,94 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,53	0,61	0,82	0,94	0,99	0,93 (Excelente)
	Thornthwaite	-0,38	0,60	0,77	0,95	0,96	0,91 (Excelente)
	kTina	0,01	0,42	0,56	0,98	0,93	0,91 (Excelente)
Maranhão	FLake	-0,29	0,67	0,84	0,86	0,84	0,72 (Bom)
	Transf. de Massa	-0,03	0,58	0,82	0,90	0,87	0,78 (Muito Bom)
	Penman	0,47	0,51	0,77	0,93	0,92	0,86 (Excelente)
	Priestley-Taylor	0,18	0,38	0,72	0,94	0,88	0,83 (Muito Bom)
	Thornthwaite	0,15	0,52	0,67	0,93	0,88	0,82 (Muito Bom)
	kTina	0,46	0,71	0,99	0,90	0,89	0,80 (Muito Bom)
Odeleite	FLake	-0,19	0,44	0,58	0,97	0,96	0,93 (Excelente)
	Transf. de Massa	0,18	0,49	0,65	0,97	0,97	0,94 (Excelente)
	Penman	0,73	0,76	1,01	0,95	0,97	0,92 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,39	0,46	0,57	0,98	0,99	0,97 (Excelente)
	Thornthwaite	-0,18	0,49	0,62	0,97	0,94	0,91 (Excelente)
	kTina	0,11	0,46	0,60	0,97	0,93	0,91 (Excelente)
Pego do Altar	FLake	-0,46	0,64	0,76	0,92	0,96	0,88 (Excelente)
	Transf. de Massa	0,06	0,42	0,55	0,97	0,94	0,91 (Excelente)
	Penman	0,08	0,13	0,16	1,00	1,00	0,99 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,21	0,22	0,24	0,99	1,00	0,99 (Excelente)
	Thornthwaite	0,03	0,42	0,51	0,97	0,95	0,92 (Excelente)
	kTina	0,06	0,33	0,44	0,98	0,96	0,94 (Excelente)
Roxo	FLake	-0,19	0,77	0,95	0,92	0,88	0,81 (Muito Bom)
	Transf. de Massa	-0,02	0,48	0,59	0,97	0,95	0,93 (Excelente)
	Penman	0,34	0,43	0,49	0,99	0,99	0,97 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,36	0,36	0,45	0,99	0,99	0,98 (Excelente)
	Thornthwaite	-0,28	0,52	0,68	0,96	0,95	0,91 (Excelente)
	kTina	0,05	0,47	0,70	0,97	0,94	0,91 (Excelente)
Santa Clara	FLake	-0,20	0,48	0,34	0,93	0,91	0,85 (Muito Bom)
	Transf. de Massa	-0,08	0,40	0,24	0,96	0,92	0,89 (Excelente)
	Penman	0,03	0,15	0,05	0,99	0,99	0,98 (Excelente)
	Priestley-Taylor	-0,30	0,30	0,14	0,98	0,99	0,97 (Excelente)
	Thornthwaite	-0,42	0,56	0,50	0,94	0,95	0,89 (Excelente)
	kTina	0,13	0,55	0,49	0,93	0,85	0,79 (Muito Bom)

Anexo

Tabela A-14 Valores característicos da evaporação estimada - Semestre húmido (mm/dia).

Albufeira	Modelo	N	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo	Percentil		
							25	50	75
Alqueva	Balanço Energético	773	1,39	1,68	9,53	-1,95	0,29	1,12	2,16
	FLake	821	1,63	1,14	6,36	-0,76	0,77	1,39	2,25
	Transferência de Massa	812	1,51	1,26	8,94	-0,34	0,59	1,11	2,05
	Penman	805	1,71	1,41	8,40	-2,16	0,80	1,48	2,38
	Priestley-Taylor	797	1,12	1,41	9,03	-1,97	0,27	0,90	1,78
	Thornthwaite	27	0,97	0,50	2,26	0,16	0,59	0,90	1,19
	Tina (K_Tina Mensal)	696	1,38	0,88	4,79	0,00	0,77	1,19	1,82
Alvito	Balanço Energético	767	1,20	1,22	8,85	-1,39	0,40	1,05	1,86
	FLake	833	1,47	1,13	7,91	-0,78	0,67	1,23	2,06
	Transferência de Massa	546	1,54	1,28	8,00	-0,98	0,69	1,21	1,94
	Penman	781	1,47	0,98	5,36	-0,80	0,81	1,32	1,96
	Priestley-Taylor	781	1,00	0,93	4,19	-1,93	0,37	0,94	1,59
	Thornthwaite	28	1,11	0,53	2,42	0,47	0,72	0,95	1,36
	Tina (K_Tina Mensal)	655	0,98	0,71	4,36	0,00	0,53	0,88	1,30
Bravura	Balanço Energético	635	1,69	1,84	7,95	-1,97	0,36	1,60	2,73
	FLake	821	1,74	1,25	8,33	-0,96	0,80	1,54	2,41
	Transferência de Massa	527	1,33	1,10	6,78	-0,53	0,58	1,04	1,75
	Penman	673	1,87	1,40	11,62	-1,89	0,95	1,72	2,58
	Priestley-Taylor	673	1,42	1,54	12,54	-2,45	0,44	1,35	2,24
	Thornthwaite	27	1,39	0,66	2,65	0,51	0,79	1,36	1,71
	Tina (K_Tina Mensal)	635	1,94	1,06	6,22	0,11	1,20	1,68	2,64
Caia	Balanço Energético	787	1,07	1,37	6,74	-1,82	0,13	0,88	1,78
	FLake	845	1,52	1,13	6,17	-1,14	0,73	1,30	2,04
	Transferência de Massa	840	1,19	1,18	7,13	-1,27	0,37	0,84	1,64
	Penman	823	1,31	1,34	11,94	-1,85	0,43	1,08	1,94
	Priestley-Taylor	823	0,87	1,32	11,70	-3,18	0,08	0,70	1,54
	Thornthwaite	28	1,03	0,57	2,21	0,35	0,55	0,94	1,28
	Tina (K_Tina Mensal)	681	1,12	1,25	7,06	0,00	0,00	0,88	1,69
Maranhão	Balanço Energético	614	1,06	1,64	8,20	-1,88	0,03	0,70	1,78
	FLake	830	1,18	0,77	4,30	-0,18	0,58	1,11	1,62
	Transferência de Massa	662	1,01	0,96	5,85	-0,13	0,34	0,74	1,37
	Penman	649	1,09	1,42	11,49	-2,06	0,28	0,85	1,55
	Priestley-Taylor	649	0,91	1,68	13,92	-3,20	-0,01	0,62	1,54
	Thornthwaite	28	1,22	0,57	2,44	0,56	0,77	1,14	1,43
	Tina (K_Tina Mensal)	676	0,92	1,06	6,06	0,00	0,00	0,61	1,47

Anexo

Tabela A-14 Continuação

Albufeira	Modelo	N	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo	Percentil		
							25	50	75
Odeleite	Balanço Energético	699	0,97	1,58	7,67	-1,97	-0,07	0,71	1,88
	FLake	821	0,93	0,90	5,62	-2,15	0,26	0,70	1,44
	Transferência de Massa	733	1,32	1,05	7,48	-0,60	0,55	1,08	1,78
	Penman	743	1,31	1,30	7,10	-2,67	0,43	1,18	2,12
	Priestley-Taylor	743	0,67	1,43	6,19	-4,25	-0,24	0,52	1,52
	Thornthwaite	28	1,12	0,54	2,46	0,46	0,72	1,00	1,35
	Tina (K_Tina Mensal)	735	1,05	1,04	7,57	0,00	0,24	0,79	1,50
Pego do Altar	Balanço Energético	663	0,92	1,17	7,77	-1,94	0,04	0,80	1,62
	FLake	826	0,86	0,65	3,68	-0,47	0,37	0,74	1,23
	Transferência de Massa	679	1,04	0,98	5,61	-0,38	0,34	0,71	1,47
	Penman	689	1,20	0,92	5,02	-1,90	0,56	1,16	1,76
	Priestley-Taylor	689	0,77	0,98	3,93	-2,77	0,04	0,71	1,39
	Thornthwaite	28	1,15	0,58	2,35	0,43	0,63	1,04	1,41
	Tina (K_Tina Mensal)	658	0,93	0,98	6,84	0,00	0,00	0,74	1,41
Roxo	Balanço Energético	764	0,99	1,33	8,86	-1,97	0,07	0,83	1,67
	FLake	823	1,40	0,93	5,10	-0,76	0,73	1,22	1,96
	Transferência de Massa	652	1,31	1,26	7,78	-0,98	0,47	0,86	1,90
	Penman	791	1,34	1,19	5,81	-2,37	0,54	1,17	2,00
	Priestley-Taylor	791	0,80	1,23	5,47	-5,28	0,02	0,66	1,43
	Thornthwaite	28	1,15	0,69	2,65	0,37	0,58	1,00	1,42
	Tina (K_Tina Mensal)	677	1,02	1,18	9,29	0,00	0,00	0,72	1,55
Santa Clara	Balanço Energético	801	1,69	1,41	7,96	-1,92	0,76	1,57	2,50
	FLake	821	1,88	1,05	6,09	-0,14	1,12	1,67	2,44
	Transferência de Massa	820	1,71	1,36	8,73	-0,21	0,79	1,29	2,22
	Penman	815	1,68	1,15	7,53	-1,42	0,95	1,58	2,28
	Priestley-Taylor	816	1,39	1,26	8,69	-2,46	0,61	1,28	2,10
	Thornthwaite	27	0,99	0,57	2,21	0,35	0,54	0,84	1,19
	kTina	693	1,79	1,23	6,73	0,00	0,97	1,55	2,42

Anexo

Tabela A-15 Valores característicos da evaporação estimada - Semestre seco (mm/dia).

Albufeira	Modelo	N	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo	Percentil		
							25	50	75
Alqueva	Balanço Energético	749	4,02	2,25	10,51	-0,87	2,46	3,99	5,49
	FLake	801	3,43	1,58	8,81	0,36	2,22	3,35	4,50
	Transferência de Massa	798	3,55	1,68	9,91	0,38	2,38	3,34	4,48
	Penman	799	4,70	2,24	10,50	-2,09	3,36	4,82	6,17
	Priestley-Taylor	761	3,56	2,10	9,75	-1,99	2,18	3,53	4,95
	Thornthwaite	27	3,91	1,12	5,82	1,52	3,35	3,85	4,51
	kTina	668	3,85	1,45	7,00	0,10	2,69	3,99	4,97
Alvito	Balanço Energético	865	4,13	1,77	9,03	-0,95	2,98	4,26	5,39
	FLake	915	2,74	1,40	8,95	-0,01	1,70	2,62	3,64
	Transferência de Massa	850	3,96	1,66	10,45	0,58	2,84	3,78	5,00
	Penman	866	4,67	1,75	8,81	-0,39	3,48	4,82	6,01
	Priestley-Taylor	866	3,76	1,60	7,82	-0,80	2,72	3,89	4,93
	Thornthwaite	30	3,22	0,88	4,50	1,74	2,54	3,03	4,05
	kTina	764	3,16	1,25	7,13	0,18	2,18	3,24	4,08
Bravura	Balanço Energético	707	4,58	3,23	14,06	-1,93	2,24	4,32	6,73
	FLake	897	4,28	2,23	10,40	-0,20	2,61	4,00	5,73
	Transferência de Massa	620	4,77	2,48	14,17	-0,78	2,91	4,44	6,32
	Penman	716	5,20	2,62	14,91	-0,99	3,38	5,14	6,96
	Priestley-Taylor	716	4,20	2,95	14,07	-1,91	2,09	4,10	6,18
	Thornthwaite	30	3,52	0,96	5,01	1,84	2,85	3,58	4,39
	kTina	489	4,47	1,67	10,10	0,09	3,27	4,27	5,52
Caia	Balanço Energético	818	4,28	2,99	14,63	-1,97	2,20	4,12	6,03
	FLake	915	2,37	1,15	6,64	-0,01	1,51	2,26	3,10
	Transferência de Massa	899	4,17	2,12	12,32	0,26	2,56	3,91	5,53
	Penman	864	4,92	2,78	14,74	-1,82	2,96	4,96	6,57
	Priestley-Taylor	864	3,60	3,07	13,84	-4,77	1,76	3,63	5,36
	Thornthwaite	30	3,61	1,19	5,24	1,58	2,92	3,77	4,81
	kTina	778	4,38	2,03	11,50	0,00	3,05	4,47	5,82
Maranhão	Balanço Energético	530	3,55	2,71	9,99	-1,80	1,60	3,43	5,23
	FLake	915	2,37	1,15	6,64	-0,01	1,51	2,26	3,10
	Transferência de Massa	638	3,08	1,62	9,86	0,01	1,90	2,91	4,01
	Penman	600	3,81	2,80	14,74	-2,24	1,88	3,76	5,42
	Priestley-Taylor	600	3,41	3,35	16,60	-3,76	1,27	3,15	5,30
	Thornthwaite	30	3,16	0,83	4,35	1,76	2,72	3,26	3,89
	kTina	706	4,02	1,60	10,74	0,00	2,96	3,94	4,98

Anexo

Tabela A-15 Continuação.

Albufeira	Modelo	N	Média	Desvio Padrão	Máximo	Mínimo	Percentil		
							25	50	75
Odeleite	Balanço Energético	811	4,15	2,24	10,43	-1,66	2,59	4,20	5,71
	FLake	897	3,97	1,77	10,00	0,43	2,59	3,83	5,25
	Transferência de Massa	816	4,23	2,00	10,30	0,74	2,63	3,93	5,61
	Penman	836	5,29	2,37	12,91	-1,10	3,53	5,46	7,09
	Priestley-Taylor	836	3,75	2,12	11,17	-2,92	2,33	3,86	5,24
	Thornthwaite	30	3,79	1,18	5,50	1,73	2,82	3,92	4,89
	kTina	781	4,34	1,99	11,04	0,06	2,97	4,28	5,69
Pego do Altar	Balanço Energético	834	3,60	1,76	8,42	-1,86	2,67	3,65	4,66
	FLake	915	2,67	1,10	6,23	0,15	1,84	2,64	3,43
	Transferência de Massa	827	3,56	1,83	14,90	0,37	2,18	3,27	4,57
	Penman	834	4,06	1,69	8,31	-0,83	3,13	4,04	5,17
	Priestley-Taylor	834	3,32	1,59	7,66	-1,72	2,45	3,38	4,32
	Thornthwaite	30	3,31	0,91	4,53	1,70	2,76	3,39	4,09
	kTina	753	3,56	1,53	10,76	0,00	2,62	3,51	4,54
Roxo	Balanço Energético	853	4,46	2,31	14,13	-1,99	2,95	4,42	5,85
	FLake	915	3,75	1,53	8,46	0,53	2,61	3,64	4,74
	Transferência de Massa	823	4,29	2,10	12,89	0,24	2,86	3,97	5,47
	Penman	864	4,85	2,11	12,02	-2,12	3,44	4,95	6,31
	Priestley-Taylor	864	3,99	2,25	13,35	-3,98	2,62	4,05	5,47
	Thornthwaite	30	3,83	1,24	5,57	1,73	3,13	3,90	4,75
	kTina	763	4,61	1,92	11,09	0,00	3,35	4,56	5,81
Santa Clara	Balanço Energético	906	3,75	1,72	9,26	-1,81	2,62	3,88	4,96
	FLake	912	3,23	1,16	7,53	0,60	2,35	3,24	3,97
	Transferência de Massa	912	3,62	1,64	11,34	0,33	2,43	3,48	4,51
	Penman	912	3,83	1,51	8,05	-0,98	2,82	3,98	4,95
	Priestley-Taylor	911	3,48	1,68	7,93	-2,13	2,42	3,60	4,68
	Thornthwaite	30	3,61	1,19	5,24	1,58	2,92	3,77	4,81
	kTina	772	3,69	1,78	9,25	0,08	2,28	3,58	4,94