

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRAULICAS

**ESTIMATIVA DA TAXA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO DA MACRÓFITA
AQUÁTICA “ZIZANIOPSIS BONARIENSIS”**

Aplicação à simulação do nível de água do longo período do BANHADO DO TAIM (RS)

CARLOS MARCELO SCUDERI

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia.

Orientador: Prof. Adolfo Villanueva

Co-Orientador: Prof. David da Motta Marques

Banca Examinadora:

Prof. Rutinéia Tassi	DESA/UFSM
Prof. Nilza Maria dos Reis Castro	IPH/UFRGS
Prof. Walter Collischonn	IPH/UFRGS

Porto Alegre, Maio de 2010

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do Prof. Adolfo Villanueva e co-orientado pelo Prof. David DaMotta Marques, ambos do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

A minha esposa Sandra

Aos meus pais, Graciela e Leonardo

A meu irmão Federico

AGRADECIMENTOS

Depois de um longo caminho e inumeráveis horas de trabalho é apropriado agradecer a todas as pessoas que contribuíram para fazer possível a realização desta pesquisa. Em primeiro lugar aos meus pais, que sempre me apoiaram na minha formação como pessoa e como profissional. Ao meu irmão, pela sua amizade e companheirismo. À minha esposa Sandra, por seu amor e paciência infinita.

Aos meus orientadores, Adolfo Villanueva e David da Motta Marques, pelo seu apoio e aconselhamento na fase profissional. À CAPES pela concessão de bolsa de estudo. Ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas e aos seus professores pelos ensinamentos transmitidos, e ao pessoal da biblioteca do IPH, pelo pronto atendimento e atenção dispensada. Às secretárias da Pós-Graduação, Nadir e Maria, pela ajuda com os assuntos administrativos. Aos meus amigos da pensão, onde morei dois anos: Martín Romagnoli, Juan Martin Bravo, Javier Olarte, Mônica, Orlando, Teresa e Leandro.

Finalmente, um agradecimento muito especial a todos os professores e amigos do Departamento de Hidráulica da Faculdade de Engenharia da cidade de Rosario (Argentina), em particular a Gerardo, Erik, Hernán, Adelma, Laura, Raul, e Pedro.

RESUMO

O presente trabalho estima a taxa de evapotranspiração diária (ET) da macrófita aquática *Zizaniopsis Bonariensis* através do emprego de tanques enterrados, para as condições climáticas da região de Porto Alegre (RS), num experimento conduzido desde julho/2004 até março/2005. Foram empregados três tanques, um tanque com vegetação (CCV), um tanque sem vegetação (CSV), e um tanque classe A (TCA), junto com uma estação meteorológica automática, sensores transmissores de pressão e sondas de temperatura por imersão. A taxa média diária de ET, no período avaliado, para *Zizaniopsis Bonariensis* (CCV) é de 5,2 mm.dia⁻¹. Além disso, foram registradas para esta macrófita, taxas médias diárias de ET de 1,7, 5,7 e 6,2 mm.dia⁻¹ para as estações de inverno, primavera e verão, respectivamente. Por outro lado, a taxa média diária de evaporação (E) para a CSV foi de 3,1 mm.dia⁻¹ para o período inteiro, enquanto foi de 1,8, 3,5 e 3,4 mm.dia⁻¹ para as estações de inverno, primavera e verão, respectivamente. Com relação a taxa média diária de E, registrada no TCA, para o período da pesquisa, se obteve um valor de 3,8 mm.dia⁻¹. Para as estações de inverno, primavera e verão, foram obtidos valores de 1,8, 3,7 e 4,6 mm.dia⁻¹, respectivamente. Enquanto o TCA e a CSV consomem quantidades de água *semelhantes*, a CCV consome mais água. A instalação conjunta do TCA permitiu estabelecer razões de ET/E para esta pesquisa. Para o período completo, a razão foi de 1,37, enquanto para as estações de inverno, primavera e verão foi de 0,95, 1,52 e 1,36, respectivamente. A partir do modelo de regressão linear simples proposto, entre variáveis meteorológicas e consumos de água medidos, se observa que a radiação solar recebida é a variável que melhor representa os fenômenos de evaporação e de evapotranspiração ($R^2 = 0,54$ para CCV, $R^2 = 0,61$ para TCA, $R^2 = 0,45$ para CSV). Empregando o modelo de regressão linear múltipla, com até quatro variáveis, entre consumos de água medida e variáveis meteorológicas os coeficientes de determinação são incrementados ($R^2 = 0,72$ para CCV, $R^2 = 0,78$ para TCA, $R^2 = 0,60$ para CSV). Da aplicação das fórmulas *clássicas* de ET, as equações que apresentam os melhores resultados são: Priestley – Taylor ($R^2 = 0,67$), Penman – Monteith ($R^2 = 0,69$), Hicks – Hess ($R^2 = 0,67$), DeBruin – Keijman ($R^2 = 0,67$), Tanner – Pelton ($R^2 = 0,65$), e Penman 1966 ($R^2 = 0,67$); ou seja, expressões com base no método de combinação e na radiação solar. Finalmente, a aplicação ao Banhado do Taim de um modelo simplificado de balanço de volume, aqui desenvolvido (que utiliza a taxa de ET estimada no experimento), fornece resultados satisfatórios da tendência de níveis de água para longos períodos, quando é confrontado com os resultados de um modelo hidrodinâmico.

ABSTRACT

This work estimates daily evapotranspiration rates (ET) from the aquatic macrophyte *Zizaniopsis Bonariensis* through the use of tanks, in climatic conditions of the region of Porto Alegre city (RS), in an experiment led from July/2004 to March/2005. We used three tanks, one tank with vegetation (CCV), a tank without vegetation (CSV), and a standard class A pan (TCA), an automatic weather station, pressure transmitters and immersion temperature probes. The mean daily measured ET rate, during the period evaluated, of *Zizaniopsis Bonariensis* (CCV) was 5,2 mm.day⁻¹. In addition, we measured for this macrophyte, mean daily ET rates of 1,7, 5,7 and 6,2 mm.day⁻¹ for winter, spring and summer, respectively. Moreover, the mean daily evaporation (E) rate for CSV was 3,1 mm.day⁻¹ for the entire period, while it was 1,8, 3,5 and 3,4 mm.day⁻¹ for winter, spring and summer, respectively. With respect to mean daily E rate recorded in TCA for the research period, was obtained a value of 3,8 mm.day⁻¹. For winter, spring and summer, we obtained values of 1,8, 3,7 and 4,6 mm.day⁻¹, respectively. While the TCA and CSV consume similar amounts of water, the CCV consumes more amount of water. The installation of TCA allowed to calculate ET/E ratios this research. For the entire period, the ratio was 1,37, while for winter, spring and summer were 0,95, 1,52 and 1,36, respectively. From the simple linear regression model proposed between meteorological variables and measured water consumption rates, the received solar radiation is the variable that best represents the phenomena of evaporation and evapotranspiration ($R^2 = 0,54$ for CCV, $R^2 = 0,61$ for TCA, $R^2 = 0,45$ for CSV). Employing multiple linear regression model, with up to four variables between water consumption rates and meteorological variables measured, the coefficients of determination increased ($R^2 = 0,72$ for CCV, $R^2 = 0,78$ for TCA, $R^2 = 0,60$ for CSV). Applying the classical formulae of ET, the equations that show the best results are: Priestley – Taylor ($R^2 = 0,67$), Penman – Monteith ($R^2 = 0,69$), Hicks – Hess ($R^2 = 0,67$), DeBruin – Keijman ($R^2 = 0,67$), Tanner – Pelton ($R^2 = 0,65$), and Penman 1966 ($R^2 = 0,67$), expressions based on the combination method and solar radiation. Finally, the application of a developed simple water budget model in the Taim wetland (using the ET rate estimated in the experiment), provides satisfactory results of the trend of water levels for long periods when it is confronted with the results of a hydrodynamic model.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. EVAPOTRANSPIRAÇÃO E NÍVEIS DE ÁGUA EM BANHADOS	1
1.2. QUESTÕES IMPORTANTES	2
1.3. OBJETIVOS	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. CONCEITO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO	3
2.2. O PROCESSO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO	5
2.2.1. Evaporação	5
2.2.2. Transpiração	6
2.2.3. Importância da água para as plantas	8
2.2.4. Circulação da água dentro da planta	8
2.3.1. Radiação solar	10
2.3.2. Temperatura	11
2.3.3. Umidade do ar	11
2.3.4. Velocidade do vento	12
2.3.5. Tamanho da superfície evaporante (efeitos de borda)	12
2.3.6. Outros fatores	13
2.4. VARIÁVEIS INTERVENIENTES NA TRANSPIRAÇÃO	13
2.4.1. Umidade do solo	14
2.4.2. Tipo de solo	15
2.4.3. Tipo de vegetação	15
2.4.4. Estômatos	16
2.4.5. Profundidade da zona ativa das raízes	17
2.5. VARIÁVEIS INTERVENIENTES NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	17
2.6. EFEITOS DA ADVECÇÃO DE ENERGIA	18
2.7. MEDIÇÃO DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO	19
2.7.1. Métodos diretos	20
2.7.2. Transporte de massa	21
2.7.3. Aerodinâmico	22
2.7.4. Correlação turbulenta	22
2.7.5. Balanço de energia	22
2.7.6. Métodos combinados	24
2.7.7. Métodos empíricos	26

2.7.8. Relação complementar.....	27
2.8. EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE MACRÓFITAS EM TERRAS ÚMIDAS.....	28
2.8.1. Terras úmidas.....	28
2.8.2. Macrófitas aquáticas.....	29
2.8.3. Noções sobre hidrologia das terras úmidas.....	31
2.8.4. Evapotranspiração em terras úmidas.....	32
2.8.5. Razões de ET/E encontradas na literatura.....	37
2.8.6. Taxas de ET encontradas na literatura.....	38
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	45
3.1. LOCAL DO EXPERIMENTO.....	46
3.2. EQUIPAMENTOS EMPREGADOS E COLETA DOS DADOS.....	47
3.3. CARACTERÍSTICAS DA VEGETAÇÃO UTILIZADA.....	49
3.4. DIAGRAMAÇÃO E MONTAGEM DO EXPERIMENTO.....	50
3.5. TRATAMENTO DOS DADOS.....	52
3.5.1. Análise preliminar.....	53
3.5.2. Verificação da ocorrência de condições de advecção.....	53
3.5.3. Eliminação de dados duvidosos.....	53
3.5.4. Procura de outliers.....	54
3.5.5. Concordância entre as datas das séries.....	54
3.6. TAXAS DE EVAPORAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MEDIDAS.....	54
3.7. CORRELAÇÃO ENTRE TAXAS DE EVAPORAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM DADOS CLIMÁTICOS.....	56
3.7.1. Consistência dos dados meteorológicos.....	56
3.7.2. Correlação entre taxas de E e de ET com variáveis meteorológicas.....	57
3.8. ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EVAPORAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO ATRAVÉS DE FÓRMULAS CLÁSSICAS.....	59
3.8.1. Fórmulas empregadas.....	59
3.8.2. Calibração de constantes e parâmetros utilizados.....	62
3.8.3. Particularidades sobre algumas equações.....	67
3.8.4. Critérios de avaliação das fórmulas.....	69
3.9. SIMULAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA NO BANHADO DO TAIM.....	71
3.9.1. Descrição do Banhado do Taim (BT).....	71
3.9.2. Modelagem do banhado do Taim (BT).....	75
3.9.3. Constituição do modelo e equações utilizadas.....	76
3.9.4. Calibração do modelo.....	78

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
4.1. TAXAS DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO MEDIDAS	80
4.1.1. Tratamento dos registros de níveis coletados. Análise qualitativa.....	80
4.1.2. Taxas de evaporação e evapotranspiração medidas	84
4.2. ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO A PARTIR DE DADOS METEOROLÓGICOS.....	88
4.2.1. Análise de consistência dos dados meteorológicos	88
4.2.2. Correlação linear simples entre taxas medidas e variáveis meteorológicas	96
4.2.3. Correlação linear múltipla entre taxas medidas e variáveis meteorológicas	103
4.3. ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E EVAPORAÇÃO MEDIDAS ATRAVÉS DE FÓRMULAS <i>CLÁSSICAS</i>	105
4.4. DISCUSSÃO	113
4.4.1. Sobre o experimento	113
4.4.2. Sobre a estimativa das taxas medidas através de dados meteorológicos.....	113
4.4.3. Sobre a estimativa da ET através de formulas <i>clássicas</i>	114
4.5. SIMULAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA NO BANHADO DO TAIM.....	116
4.5.1. Dados utilizados na simulação	116
4.5.2. Condições de contorno e coeficientes de evaporação e evapotranspiração	118
4.5.3. Calibração do modelo	120
4.5.4. Resultados	123
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	126
5.1. LINHAS DE PESQUISA SUGERIDAS.....	129
6. REFERÊNCIAS.....	131
ANEXO 1: Unidades e parâmetros físicos.....	A1_1
ANEXO 2: Fórmulas clássicas de ET empregadas	A2_1
ANEXO 3: Parâmetros estatísticos.....	A3_1

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Esquema de um estômato	7
Figura 2.2. Flutuação diária na transpiração de carvalho.....	7
Figura 2.3. Uso da água pelas plantas	8
Figura 2.4. Fatores atuantes na evaporação.....	10
Figura 2.5. Relação entre evaporação, radiação e temperatura para o hemisfério norte	11
Figura 2.6. Principais fatores atuantes na transpiração.....	13
Figura 2.7. Relações propostas entre evapotranspiração relativa e umidade do solo.....	14
Figura 2.8. Transpiração de folhas isoladas e plantações de arroz em função do IAF.....	17
Figura 2.9. Taxa diária de transpiração de uma comunidade de caniços.....	18
Figura 2.10. Efeito da advecção sobre a evapotranspiração.....	19
Figura 2.11. Métodos para medição de evaporação/evapotranspiração	20
Figura 2.12. Balanço de radiação aplicado a um volume de controle	23
Figura 2.13. Representação da teoria da “big leaf”	25
Figura 2.14. Representação esquemática da relação complementar.....	27
Figura 3.1. Localização do experimento	46
Figura 3.2. Vista oeste do local do experimento	47
Figura 3.3. Vista sul do local do experimento.....	47
Figura 3.4. Sensor transmissor de pressão	48
Figura 3.5. Sensor de temperatura	48
Figura 3.6. Estação meteorológica automática.....	48
Figura 3.7. <i>Zizaniopsis Bonariensis</i> empregada na pesquisa	49
Figura 3.8. Instalação do tanque classe A e das caixas d’água	50
Figura 3.9. Fotografia da disposição dos tanques.....	50
Figura 3.10. Diagrama da disposição dos tanques.....	51
Figura 3.11. Conexão do sensor de transmissão de pressão ao tanque classe A.....	51
Figura 3.12. Dispositivo para permitir a medição de níveis nas caixas d’água.....	52
Figura 3.13. Descrição do box-plot	54
Figura 3.14. Relação entre altura do dossel e IAF para <i>Zizaniopsis Bonariensis</i>	66
Figura 3.15. Regressão efetuada entre T_{med} e T_{ccv}	67
Figura 3.16. Regressão efetuada entre T_{med} e T_{TCA}	68
Figura 3.17. Regressão efetuada entre T_{TCA} e T_{CCV}	68
Figura 3.18. Localização geográfica do SHT.....	72
Figura 3.19. Usos do solo no SHT.....	73

Figura 3.20. Esquema do modelo	75
Figura 4.1. Verificação de condições de advecção	80
Figura 4.2. Valores válidos de evaporação medidos no TCA	81
Figura 4.3. Valores válidos de evaporação medidos na CSV	82
Figura 4.4. Valores válidos de evapotranspiração medidos na CCV	82
Figura 4.5. Valores de evaporação e evapotranspiração acumulados.....	83
Figura 4.6. Valores de E e ET diários e médios sazonais medidos	84
Figura 4.7. Temperaturas superficiais de água para o TCA e a CCV.....	85
Figura 4.8. Correlação entre TCA e CSV	87
Figura 4.9. Correlação entre TCA e CCV	87
Figura 4.10. Correlação entre CSV e CCV	87
Figura 4.11. Precipitação diária	88
Figura 4.12. Dupla massa entre estações POA (INMET) e IPH	89
Figura 4.13. Temperatura média diária do ar	90
Figura 4.14. Temperaturas máxima, média, mínima e de orvalho mensais	90
Figura 4.15. Comparação entre radiação solar diária medida e Rso.....	91
Figura 4.16. Umidade relativa média diária do ar	92
Figura 4.17. Temperatura e umidade relativa medidas médias mensais.....	92
Figura 4.18. Pressão atmosférica média diária medida a 80 m SNM.....	93
Figura 4.19. Velocidade horizontal média diária do vento	93
Figura 4.20. Temperatura média do ar sazonal (normal POA e medida no IPH)	95
Figura 4.21. Precipitação sazonal (normal POA e medida no IPH)	95
Figura 4.22. Umidade relativa do ar sazonal (normal POA e medida no IPH).....	95
Figura 4.23. Taxas de E_TCA medidas “versus” variáveis meteorológicas.....	100
Figura 4.24. Taxas de E_CSV medidas “versus” variáveis meteorológicas	101
Figura 4.25. Taxas de ET medidas “versus” variáveis meteorológicas	102
Figura 4.26. Taxas de E_TCA medidas “versus” fórmulas analisadas.....	109
Figura 4.27. Taxas de E_CSV medidas “versus” fórmulas analisadas.....	110
Figura 4.28. Taxas de ET_CCV medidas “versus” fórmulas analisadas	111
Figura 4.29. Precipitação mensal – série jan/1960 até jul/2006	117
Figura 4.30. Dados de tanque classe A mensais – série jan/1960 até jul/2006	117
Figura 4.31. Consumo de água para irrigação de arroz – série jan/1960 até jul/2006.....	118
Figura 4.32. Níveis médios mensais da lagoa Mirim – série 1960 a 2006	119
Figura 4.33. Esquema da estrutura de descarga.....	119
Figura 4.34. Calibração para o banhado do Taim.....	122

Figura 4.35. Calibração para a lagoa Mangueira.....	122
Figura 4.36. Níveis para o banhado do Taim – período jan/1960 até jul/2006	123
Figura 4.37. Níveis para a lagoa Mangueira – período jan/1960 até jul/2006	123
Figura 4.38. Variação de níveis no banhado do Taim em função da taxa de ET	125

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Valores informativos de evaporação potencial E_p	6
Tabela 2.2. Valores de albedo para distintas superfícies	16
Tabela 2.3. Taxas de ET e razão ET/E para distintas macrófitas ou banhados.....	43
Tabela 3.1. Fórmulas empregadas e dados necessários	60
Tabela 3.2. Funções de vento utilizadas.....	62
Tabela 3.3. Calibração de constantes para algumas fórmulas	63
Tabela 3.4. Parâmetros utilizados na equação de Penman-Monteith	66
Tabela 3.5. Valores críticos dos estatísticos t e F.....	70
Tabela 3.6. Exemplo de ordenamento de fórmulas de ET	71
Tabela 4.1. Taxas de evaporação/evapotranspiração [mm.dia^{-1}].....	84
Tabela 4.2. Razões entre consumos	86
Tabela 4.3. Precipitação medida.....	89
Tabela 4.4. Variáveis meteorológicas médias diárias medidas	94
Tabela 4.5. Normais da cidade de Porto Alegre (1961-1990).....	94
Tabela 4.6. Regressão linear simples entre E_{TCA} e variáveis meteorológicas	97
Tabela 4.7. Regressão linear simples entre E_{CSV} e variáveis meteorológicas.....	97
Tabela 4.8. Regressão linear simples entre ET_{CCV} e variáveis meteorológicas.....	98
Tabela 4.9. Regressão linear múltipla entre E_{TCA} e variáveis meteorológicas	103
Tabela 4.10. Regressão linear múltipla entre E_{CSV} e variáveis meteorológicas.....	104
Tabela 4.11. Regressão linear múltipla entre ET_{CCV} e variáveis meteorológicas.....	104
Tabela 4.12. Classificação de fórmulas de evaporação no TCA.....	106
Tabela 4.13. Classificação de fórmulas de evaporação na CSV	107
Tabela 4.14. Classificação de fórmulas de evapotranspiração na CCV	108
Tabela 4.15. Estações empregadas	117

LISTA DE SIMBOLOS

α	albedo da superfície [adimensional]; parâmetro de Priestley–Taylor [1,26 adimensional]; nível de significância associado a uma distribuição.
α'	constante da equação de de Bruin_Keijman [20 W.m ⁻²]
β	razão de Bowen [adimensional]; volume específico da água [1 mm.m ² .kg ⁻¹]
β'	constante da equação de de Bruin_Keijman
δ	ângulo de declinação solar [rad]
ϵ	razão entre os pesos moleculares da água e do ar seco [0,622 adimensional]
ϵ_a	emissividade da atmosfera [adimensional]
ϵ_s	emissividade da superfície evaporante [adimensional]
γ	constante psicrométrica [0,066 kPa.°C ⁻¹]
ϕ	latitude do sitio [rad]
λ	calor latente de evaporação ou de vaporização [MJ.kg ⁻¹]
ρ	densidade do ar seco [kg.m ⁻³]
σ	constante de Stephan-Boltzmann [5,67.10 ⁻⁸ W.m ⁻² .K ⁻⁴]
σ_x	desvio padrão dos dados modelados
σ_y	desvio padrão dos dados medidos
ω_s	ângulo na hora do pôr do sol [rad]
ξ	fator de estabilidade da equação de Morton [adimensional]
Δ	coeficiente angular da curva que relaciona pressão de saturação do vapor e temperatura [kPa.°C ⁻¹]
ΔF	energia fixada pela fotossíntese [MJ.m ⁻² .d ⁻¹]
Δp	coeficiente angular da curva que relaciona pressão de saturação do vapor e temperatura de equilíbrio T _p [kPa.°C ⁻¹]
$\Delta \bar{x}$	intervalo de confiança do valor médio de uma amostra
ΔV	variação da tensão elétrica entre dois pontos [V]; variação do armazenamento de calor sensível e latente no interior do volume considerado [MJ.m ⁻² .d ⁻¹]
ΔV_{MANG}	variação de volume na lagoa Mangueira [m ³]
ΔV_{TAIM}	variação de volume no Banhado do Taim [m ³]
$\Delta \Psi$	gradiente de potencial [MPa]
a	constante de regressão; declividade da reta de regressão; coeficiente para distintas equações

a_1	fator da equação de Kimberly Penman [adimensional]
a_c	coeficiente da equação de Kimberly Penman [adimensional]
alt	altitude do lugar [m]
a_s	parâmetro da fórmula de Angstrom [adimensional]
a_T	coeficiente da equação de Turc [adimensional]
a_w	coeficiente da função de vento [adimensional]
A	área livre da estrutura de saída do Banhado do Taim [m^2]; amplitude térmica [$^{\circ}C$]; divergência horizontal de calor ou advecção [$MJ.m^{-2}.d^{-1}$]
Abacia	área superficial da bacia de contribuição á lagoa Mangueira [m^2]
A_{SMANG}	área superficial da lagoa Mangueira [m^2]
A_{STAIM}	área superficial do Banhado do Taim [m^2]
b	constante de regressão; ordenada à origem da reta de regressão; coeficiente para distintas equações
b_1	constante do modelo de Morton [$14 W.m^{-2}$]
b_2	constante do modelo de Morton [1,2 adimensional]
b_c	coeficiente da equação de Kimberly Penman [adimensional]
b_s	parâmetro da fórmula de Angstrom [adimensional]
b_w	coeficiente da função de vento [adimensional]
c	constante de regressão; fator de ajuste do método de Penman [adimensional]
cp	calor específico do ar a pressão constante [$0,24 cal.g^{-1}.^{\circ}C^{-1}$]
C	coeficiente empírico função da velocidade do vento; coeficiente de descarga da interface entre a lagoa Mangueira e o Banhado do Taim [adimensional]; coeficiente para distintas equações
Cd	coeficiente de descarga da estrutura de saída do Banhado do Taim [adimensional]; coeficiente da equacao de Penman Monteith 2000 [adimensional]
Ce	coeficiente de escoamento da bacia de contribuição à lagoa [adimensional]
CF	cota de fundo na interface entre a lagoa Mangueira e o Banhado do Taim [m]
Cn	coeficiente da equação de Penman Monteith 2000 [adimensional]
CV	coeficiente de variação
d	constante de regressão; altura do plano de deslocamento de zero [m]; índice de concordância; fator de ajuste do método de Penman [adimensional]
d_r	inversa da distancia relativa entre o Sol e a Terra [adimensional]
D	poder de secura relativo do ar [adimensional]
e	constante de regressão
e_0	pressão de vapor do ar a uma altura z_0 [mmHg]

$e_{0máx}$	pressão de vapor do ar à temperatura máxima [mmHg]
$e_{0mín}$	pressão de vapor do ar à temperatura mínima [mmHg]
e_1	pressão de vapor do ar a uma altura z_1 [mmHg]
e_2	pressão de vapor do ar a uma altura de 2 m [mmHg]
e_a	pressão de vapor do ar a uma determinada altura [mmHg]
e_d	pressão de vapor de saturação à temperatura de orvalho [mmHg]
e_p	pressão de vapor de saturação à temperatura de equilíbrio T_p [mbar]
e_s	pressão de vapor de saturação à temperatura da superfície evaporante [mmHg]
E	taxa de evaporação real ou efetiva [mm.dia ⁻¹]
E_a	poder evaporante do ar [W.m ⁻²]
E_{eq}	taxa de evaporação de equilíbrio [mm.dia ⁻¹]
E_o	taxa de evaporação de uma superfície de água [mm.dia ⁻¹]
E_p	taxa de evaporação potencial [mm.dia ⁻¹]
$e_s(T_o)$	pressão de vapor á temperatura do dossel [mmHg]
ET	taxa de evapotranspiração real ou efetiva [mm.dia ⁻¹]
ET_i'	valor da ET resultado de uma regressão linear [mm.dia ⁻¹]
ET_c	taxa de evapotranspiração da cultura sob condições padrão [mm.dia ⁻¹]
$ET_{c_{adj}}$	taxa de evapotranspiração da cultura sob condições não padrão [mm.dia ⁻¹]
ET_{eq}	taxa de evapotranspiração de equilíbrio [mm.dia ⁻¹]
ET_m	taxa de evapotranspiração máxima [mm.dia ⁻¹]
ET_o	taxa de evapotranspiração de referência [mm.dia ⁻¹]
ET_p	taxa de evapotranspiração potencial [mm.dia ⁻¹]
ET_w	taxa de evapotranspiração real em ambiente saturado [mm.dia ⁻¹]
f	fator de uso consuntivo [adimensional]
f_l	limite inferior da faixa na qual são considerados dados confiáveis
f_3	limite superior da faixa na qual são considerados dados confiáveis
f_t	coeficiente de transferência de vapor na equação de Morton [W.m ⁻² .mbar ⁻¹]
$f(u)$	função que depende da velocidade horizontal do vento [W.m ⁻² .mbar ⁻¹]
F	valor do teste de Fisher; densidade de fluxo
$F_{crít}$	valor do teste de Fisher crítico [adimensional]
F_m	fator da equação de Ivanov [adimensional]
g	aceleração da gravidade [m.s ⁻²]
gl	graus de liberdade
G	fluxo de calor absorvido pelo solo [MJ.m ⁻² .d ⁻¹]; evapotranspiração relativa [adimensional]

G_{SC}	constante solar [$0,082 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{min}^{-1}$]
h_c	altura da vegetação [cm]
H	constante empírica da fórmula de Blaney-Morin [adimensional]; fluxo vertical de calor sensível para o ar [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$]
H_{DESC}	altura da estrutura de saída do Banhado do Taim [m]
i	intensidade do fluxo da corrente [A]
I	volume de água destinado a irrigação [m^3]; parâmetro da equação de Thornthwaite [adimensional]
IAF	leaf área index ou índice de área foliar [$\text{m}^2.\text{m}^{-2}$]
IQR	intervalo interquartilico
J	fluxo de água [$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$]; número do dia do ano [de 1 e 365]
k	quantidade de variáveis independentes; constante de Von Karman [0,37 a 0,41 segundo a fonte]; parâmetro da equação de Thornthwaite [adimensional]
K	coeficiente de uso consuntivo da cultura [empírico e adimensional]; fator de ajuste de diferentes equações
K_c	coeficiente de cultura [adimensional]
$K_{c_{adj}}$	coeficiente de cultura sob condições não padrão [adimensional]
K_s	coeficiente de estresse hídrico [adimensional]
K_x	coeficiente de transporte turbulento [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$]
K_w	constante da equação de Kimberly Penman [adimensional]
lat	latitude do local [G M S]
La	comprimento de difusão efetiva no ar [cm]
L_d	comprimento do dia [hs]
L_s	comprimento de difusão na planta [cm]
m	constante empírica da fórmula de Blaney-Morin [adimensional]
MAE	erro absoluto médio
$máx$	valor máximo de uma amostra
MBE	erro médio
$mín$	valor mínimo de uma amostra
n	número de observações de uma amostra; comprimento do dia [hs]
n/N	razão entre horas diurnas reais e possíveis [adimensional]
N	quantidade máxima diária de horas de luz [hs]
p	razão entre horas máximas de sol para o período considerado e máximo anual [%]
P	pressão atmosférica [mbar]; precipitação [mm]
P_{med}	pressão atmosférica media [mbar]

q1	primeiro quartil
q3	terceiro quartil
Q_{tMAT}	vazão de transferência entre lagoa Mangueira e Banhado do Taim [$m^3.s^{-1}$]
Q_{tTMI}	vazão de transferência entre o banhado do Taim e lagoa Mirim [$m^3.s^{-1}$]
r	resistências hidráulicas e de transição [$MPa.s.m^{-3}$]
r_1	resistência estomática individual ou de folha [$s.cm^{-1}$]
r_a	resistência aerodinâmica [$s.cm^{-1}$]
rah	resistência do ar ao transporte de calor sensível [$s.cm^{-1}$]
rav	resistência do ar ao transporte de vapor [$s.cm^{-1}$]
r_c	resistência do dossel [$s.cm^{-1}$]
R	resistência elétrica entre dois pontos [ohms]; constante específica do gás [287 $J.kg^{-1}.K^{-1}$]
R^2	coeficiente de determinação [adimensional]
Ra	radiação solar extraterrestre [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rad	radiação solar média diária medida [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rld	radiação de onda longa recebida pela atmosfera [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rlu	radiação de onda longa emitida pela Terra [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rn	radiação solar líquida [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rnl	radiação líquida de onda longa [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rnp	radiação solar líquida calculada para a temperatura de equilíbrio T_p [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rns	radiação solar líquida de onda curta [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rp	razão entre a radiação solar diária e a anual [%]
Rs	radiação solar de onda curta ou global [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
Rso	radiação solar de onda curta com céu limpo [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]
RMSE	raiz do erro quadrático médio
RMSEns	raiz do erro quadrático médio não sistemático
RMSEs	raiz do erro quadrático médio sistemático
RTp	radiação líquida na equação de Morton [$W.m^{-2}$]
S	desvio padrão de uma amostra; fator que considera a resistência à difusão [adimensional]
t	parâmetro da distribuição de Student
$t_{crít}$	parâmetro da distribuição de Student crítico [adimensional]
T	temperatura do ar [$^{\circ}C$]
T_0	temperatura do ar considerada a uma altura z_0 [$^{\circ}C$]; temperatura do dossel [$^{\circ}C$]
T_1	temperatura do ar considerada a uma altura z_1 [$^{\circ}C$]

T_a	temperatura absoluta do ar [K]
T_c	temperatura do ar no período de horas de luz [°C]
T_{CCV}	temperatura da água média diária da caixa com vegetação [°C]
T_d	temperatura do ponto de orvalho do ar [°C]
T_{ef}	temperatura efetiva da equação de Thornthwaite [°C]
T_{ef}^*	temperatura efetiva corrigida da equação de Thornthwaite [°C]
T_K	temperatura absoluta do ar [K]
$T_{K_{máx}}$	temperatura máxima absoluta do ar [K]
$T_{K_{mín}}$	temperatura mínima absoluta do ar [K]
T_{K_v}	temperatura virtual [K]
T_m	temperatura do ar equivalente ao nível do mar [°C]
$T_{máx}$	temperatura máxima diária [°C]
T_{med}	temperatura média diária do ar [°C]
T_{men}	temperatura média mensal [°C]
$T_{mín}$	temperatura mínima diária [°C]
T_n	temperatura média mensal de longo período, normal de 30 anos [°C]
T_p	temperatura de equilíbrio na equação de Morton [°C]
T_s	temperatura absoluta da superfície evaporante [K]
T_{TCA}	temperatura da água média diária do tanque classe A [°C]
T_w	temperatura da água [°C]
u	velocidade horizontal do vento [$m \cdot s^{-1}$]
u_2	velocidade horizontal do vento a 2 m por acima da superfície [$m \cdot s^{-1}$]
u_z	velocidade horizontal do vento à altura z [$m \cdot s^{-1}$]
U	velocidade horizontal média diária do vento [$m \cdot s^{-1}$]
U_d	velocidade horizontal média do vento no período diurno [$m \cdot s^{-1}$]
U_n	velocidade horizontal média do vento no período noturno [$m \cdot s^{-1}$]
UR	Umidade relativa média diária [%]
$UR_{máx}$	Umidade relativa máxima diária [%]
$UR_{mín}$	Umidade relativa mínima diária [%]
VC_i	variável climática utilizada na regressão linear simples
$VC1_i$	variável climática utilizada na regressão linear múltipla
$VC2_i$	variável climática utilizada na regressão linear múltipla
$VC3_i$	variável climática utilizada na regressão linear múltipla
$VC4_i$	variável climática utilizada na regressão linear múltipla
V_{MANG}	volume da lagoa Mangueira [Hm^3]

w	velocidade vertical média
W	constante da equação de McCloud [1,07 adimensional]
X	propriedade atmosférica
\bar{x}	valor médio de uma amostra de dados modelados
x_i	cada um dos valores de uma amostra de dados modelados
\bar{y}	valor médio de uma amostra de dados medidos
y_i	cada um dos valores de uma amostra de dados medidos
y_{MANG}	cota da lagoa Mangueira [m]
y_{MIRIM}	cota da lagoa Mirim [m]
y_{TAIM}	cota do Banhado do Taim [m]
z	altura da estação meteorológica por acima da superfície [m]
z_0	altura da rugosidade da superfície [m]
z_2	altura de medição do vento [m]
z_h	altura de medição da umidade relativa do ar [m]
z_m	altura de medição da velocidade do vento [m]
z_{oh}	comprimento da rugosidade para transporte de vapor e calor sensível [m]
z_{om}	comprimento da rugosidade para transporte de momentum [m]

“A possibilidade de estimar a taxa de evapotranspiração com base em dados climatológicos deve ser de interesse para qualquer cientista cujo trabalho esteja relacionado direta ou indiretamente com o solo. Destes indivíduos, o ecologista inclina-se a crer menos do que pode ser feito. Seu trabalho o tem familiarizado com tantas variáveis que influenciam a evapotranspiração, observando diariamente o efeito de uma multidão de micro-ambientes diferentes dentro do solo, que exhibe certo ceticismo à noção que parâmetros gerais possam ser utilizados para fazer aproximações remotas.

No outro extremo da escala, o climatologista considera esta noção atraente porque lhe permite trabalhar com uma situação relativamente simples onde o número de variáveis importantes é pequeno, podendo ser aproximadas razoavelmente com algum grau de rigorosidade.

Entre esses dois extremos estão o científico de solos, o hidrólogo e o geólogo mencionados respectivamente em ordem decrescente de ceticismo e em grau crescente em que suas disciplinas requerem da simplificação, generalização, e sistematização de grandes quantidades de dados”.

Uma acertada descrição do fenômeno da evapotranspiração que faz Hastings (1960) citado por Sellers (1965), segundo o ponto de vista de cada pesquisador.

1. INTRODUÇÃO

1.1. EVAPOTRANSPIRAÇÃO E NÍVEIS DE ÁGUA EM BANHADOS

O termo evaporação constitui, na grande maioria dos casos, a maior variável de saída do ciclo hidrológico, assim sua correta quantificação resulta imprescindível para compreender o funcionamento dele. Contudo, essa variável é de difícil quantificação devido à influência de grande quantidade de variáveis meteorológicas como a radiação solar, a temperatura do ar e da superfície evaporante, a umidade relativa do ar, e a velocidade do vento, entre outras. A evaporação associada à vegetação chama-se de evapotranspiração. Esse fenômeno que, além de estar influenciado pelas variáveis meteorológicas, suporta também a incidência de fatores biológicos, apresenta ainda maior complexidade.

Estimativas confiáveis da taxa de evapotranspiração (ET) são necessárias para enfrentar diferentes aspectos relacionados com o gerenciamento dos recursos hídricos e ambientais, como o abastecimento público, a irrigação de culturas ou a preservação ambiental dos cursos de água. O desenvolvimento e aplicação de técnicas para estimar a ET são aspectos importantes da pesquisa hidrológica (Bidlake, 2002). Por outro lado, a otimização e conservação do recurso hídrico é a cada vez mais importante, principalmente pela sobreexploração a que é submetido (Jensen et al., 1997; Sanij et al., 2004).

A partir dos anos 80 do século passado, os banhados começaram a serem considerados como ecossistemas de alto valor ecológico (Królikowska, 1987; Souch et al., 1998), desempenhando funções como mitigação de enchentes, recarga dos aquíferos, proteção das margens, tratamento de efluentes, melhoramento na qualidade de água e ciclagem de nutrientes (Mitsch e Gosselink, 1986 e 2000; Lott e Hunt, 2001; Acreman et al., 2003). Por outro lado, o conhecimento atual não é conclusivo sobre a evapotranspiração em banhados ou seu papel na determinação de níveis de água a longo prazo. Atualmente, poucos banhados permanecem sem serem afetados pelas atividades humanas (Souch et al., op cit.) e o Banhado do Taim (BT) não é a exceção. A água utilizada para irrigação das culturas do arroz que se acham na vizinhança é bombeada da lagoa Mangueira (uma das principais fontes de água do banhado) produzindo uma pressão cada vez maior sobre os níveis de água, afetando assim as comunidades que habitam o banhado. Como ferramenta para estudar este conflito, se propõe o uso da taxa de ET achada na pesquisa, juntamente com o uso de um modelo simples baseado no balanço de volume aplicado ao banhado.

1.2. QUESTÕES IMPORTANTES

O hidroperíodo é considerado a função de força que dirige todos os processos e padrões biológicos observados em banhados. Esta hipótese pressupõe que alteração da dinâmica da água (nível) ao longo do tempo e espaço induz mudanças nas comunidades biológicas e processos de sistema. Entretanto, também se pode esperar que comunidades biológicas promovam alterações em processos de movimentação da água, ou sua quantidade no banhado. Deste modo à pergunta “*A presença de vegetação nos banhados incrementa ou diminui a perda de água que ocorreria num corpo aberto de água?*” (Mitsch e Gosselink, 1986) seria aplicável ao Banhado do Taim? Qual é o efeito da evapotranspiração na dinâmica do nível de água? Para responder a estas questões, foi montado um experimento no qual foram utilizados tanques para estimar o consumo de água da macrófita aquática emergente *Zizaniopsis Bonariensis*, dominante em cobertura no Banhado do Taim, Sistema Hidrológico do Taim. Por outro lado, foi avaliado o efeito potencial que tem a evapotranspiração na variação do nível de água do Banhado do Taim, através de um modelo simples de balanço hídrico, comparado com um modelo hidrodinâmico calibrado para o sistema em questão. Já que dados sobre evapotranspiração local são escassos, ou muitas vezes inexistentes, essa informação pode ser útil para ser aplicada pelos hidrólogos a outras regiões com semelhantes características climáticas e hidrológicas.

1.3. OBJETIVOS

Os objetivos do presente trabalho são estimar a taxa diária de ET da macrófita aquática emergente *Zizaniopsis Bonariensis* nas condições meteorológicas da cidade de Porto Alegre e avaliar a possível influência da taxa de ET na alteração dos níveis de água no Banhado do Taim para longo prazo. Os objetivos específicos foram:

- ✓ Obter a taxa de ET diária da *Zizaniopsis Bonariensis* de forma experimental;
- ✓ Obter a taxa de ET a partir da correlação com dados meteorológicos se possível;
- ✓ Determinar quais das equações “clássicas” são mais adequadas para calcular a taxa de ET da *Zizaniopsis Bonariensis*;
- ✓ Aplicar a taxa de ET calculada no balanço hidrológico do Banhado do Taim através do emprego de um modelo simplificado.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. CONCEITO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O processo de **evapotranspiração** é definido como a soma de dois fenômenos: **evaporação** e **transpiração** e, dada a dificuldade existente para quantificá-los separadamente, por ocorrer simultaneamente, são avaliados em forma conjunta. Huschke (1970) apud Berlato e Molion (1981) define a **evaporação** como o processo físico pelo qual um líquido é transformado ao estado gasoso. Mais precisamente, para uso em meteorologia, o termo designa a mudança física da água de líquido para gás. A evaporação é descrita por Allen et al. (1998) como duas fases sucessivas, a primeira em que a água líquida é convertida em vapor de água chamada de *vaporização* e a segunda, na qual a água é removida da superfície evaporante, denominada de *remoção de vapor*. Já a **transpiração** é a vaporização da água contida nos tecidos vegetais e sua posterior remoção em direção a atmosfera.

Na bibliografia existem termos relacionados com a evaporação/evapotranspiração que oferecem certo grau de incerteza quando são utilizados em forma indiscriminada. A seguir apresentam-se alguns deles para esclarecer mais um pouco acerca de seus significados. O termo **evapotranspiração potencial (ETp)** foi introduzido, no início da década dos 40 do século passado, por Thornthwaite, como proposta de uma nova classificação climática que dividia o clima em úmido e seco, dependendo de se a precipitação era maior o menor que o valor da ETp (Granger, 1989). A ETp é definida como a água utilizada por uma extensa superfície vegetada em crescimento ativo, que cobre totalmente o terreno e está continuamente suprida de umidade (Pereira et al., 1997). Estes autores destacam a ambigüidade da frase ‘extensa superfície’, indicando que o sentido de extenso fundamenta-se em garantir que o processo de evaporação seja resultante só das trocas verticais de energia, podendo desprezar assim efeitos de advecção. Penman, no ano 1956, redefine a ETp como o total de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, por unidade de tempo, de uma superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e altura uniforme bem suprida de água (Berlato e Molion, 1981).

Já a **evapotranspiração real ou efetiva (ET)** é a perda de água para a atmosfera por evaporação e transpiração nas condições existentes de fatores atmosféricos e umidade do solo (Gangopadhyaya et al., 1966).

O vocábulo **evapotranspiração de equilíbrio (ETeq)** definido por Slatyer e McIlroy (1961) apud MacQuarrie e Nkemdirim (1991) é a taxa de evapotranspiração existente quando o ar, em contato com uma superfície úmida, numa extensa área, satura-se. Contudo a condição de saturação do ar raramente acontece na natureza (Eichinger et al., 1996).

Doorenbos e Pruitt (1977) definiram a **evapotranspiração de referência (ETo)**, como a taxa de evapotranspiração produzida em uma extensa superfície de grama verde com altura de 0,08 a 0,15 m, uniforme e em crescimento ativo, que cobre totalmente o solo e sem deficiência de água. Entretanto, Smith (1991) apud Pereira et al. (1997) baseado na definição anterior, propõe a utilização de uma *cultura hipotética* com altura de 0,12 m, albedo igual a 0,23 e resistência da cobertura ao transporte de vapor d'água igual a 69 s.m^{-1} . O conceito de ETo expressa o poder evaporativo da atmosfera para um lugar e período do ano específicos, independentemente das características da cultura e do solo, estabelecendo um índice climático que pode ser avaliado a partir de variáveis meteorológicas (Allen et al., 1998).

Estes últimos pesquisadores também utilizam os termos de evapotranspiração da cultura sob condições padrão e não padrão. A **evapotranspiração da cultura sob condições padrão (ETc)** é a evapotranspiração de uma cultura livre de doenças, bem fertilizada, crescendo em campo amplo com ótimas condições de umidade no solo e atingindo uma alta produtividade nas condições climáticas dadas. Sendo a ETc função do tipo e do período de crescimento da cultura, a relação existente entre ETo e ETc é um coeficiente adimensional, definido em forma experimental e diferente para cada cultura e etapa de crescimento, chamado de **coeficiente de cultura Kc** (equação 2.1). Evett et al. (1998) explicam que os coeficientes da cultura Kc não são transferíveis de uma região a outra sem considerar o método de evapotranspiração de referência utilizado.

$$ETc = Kc \cdot ETo \quad (2.1)$$

O conceito de **evapotranspiração da cultura sob condições não padrão (ETc_{adj})** representa a evapotranspiração de uma cultura crescendo sob condições de manejo e ambientais que diferem das condições padrão. Este valor é calculado utilizando um coeficiente de estresse hídrico (**Ks**) e ajustando o coeficiente Kc devido a outros estresses e restrições ambientais (equação 2.2).

$$ETc_{adj} = Ks \cdot Kc_{adj} \cdot ETo \quad (2.2)$$

Por outra parte, Pereira et al. (1997) citam que há **evapotranspiração de oásis** quando se produzem condições de advecção, existindo então taxas de evapotranspiração exageradamente elevadas. A advecção se manifesta quando existe uma pequena área bem úmida rodeada por uma área seca (Tanner, 1957 apud Dugas e Bland, 1989).

A expressão **evapotranspiração máxima (ET_m)** tem significado impreciso, já que para Tanner e Jury corresponde à condição potencial ET_p, ao passo que para Villa Nova e Reichardt indica a condição de oásis (Pereira et al., 1997), e, para contribuir à confusão, Doorenbos e Kassam (1980) relacionam a ET_m com a ET_c. Portanto, para evitar interpretações errôneas, não é recomendado o uso deste termo.

Por último, a dicção **uso consuntivo** indica a quantidade de água transpirada pelas plantas somada à evaporada do solo, adicionada à água retida nos tecidos vegetais pela atividade metabólica. Esta última quantidade é da ordem do 1% do total de água consumida pela planta, sendo então que na prática os termos evapotranspiração e uso consuntivo podem-se considerar sinônimos (Berlato e Molion, 1981).

2.2. O PROCESSO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Como foi mencionado anteriormente, a evapotranspiração é difícil de ser avaliada como um único processo. É preferível, então, tratá-la como a soma de dois processos diferenciados: a evaporação e a transpiração. Basicamente, os dois fenômenos são iguais, sendo sua principal diferença a superfície evaporante, que no caso da evaporação é a água ou o solo, enquanto que no caso da transpiração é o tecido vegetal.

2.2.1. Evaporação

A **evaporação (E)** se define como um processo contínuo de troca de estado da matéria (em nosso estudo *água*) de líquido para gasoso, que precisa de energia externa para ocorrer. Esta energia procede principalmente do sol, e da atmosfera em menor grau, recebendo o nome de *calor latente de evaporação* ou *de vaporização (λ)*, o qual varia levemente em função da temperatura:

$$\lambda = 2,501 - 0,002361 \cdot T \quad (2.3)$$

onde **λ** é o calor latente de vaporização [MJ.kg⁻¹] e **T** é a temperatura do ar [°C].

O processo pode ser esquematizado assim (Zimmermann, 2000), sendo que as moléculas de água encontram-se em contínua movimentação dentro da massa de água. Ao chegarem à superfície do líquido, são aquecidas pela radiação solar. Este ganho de energia incrementa a temperatura, velocidade e energia cinética das moléculas, até que algumas delas liberam-se da atração molecular adjacente, atravessando a interface líquido-gás, transformando-se em vapor. Entretanto, a camada de ar imediata à superfície, se satura e ocorre junto à evaporação o processo inverso, assim as moléculas condensam-se voltando para o estado líquido. Se a diferença entre a quantidade de moléculas que abandonam o líquido e as que voltam a ele é maior do que zero, estamos em presença de evaporação, caso contrario fala-se de condensação. Para completar o processo, será necessário que a camada de ar imediatamente acima da superfície evaporante tenha capacidade para admitir vapor d'água, e esta capacidade é chamada de *poder evaporante* da atmosfera. Valores informativos das taxas de evaporação potencial E_p são apresentados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1. Valores informativos de evaporação potencial E_p

Região	E_p [mm.dia ⁻¹]
Subtropical árida	10 a 15
Clima mediterrâneo (estação seca)	5 a 6
Equatorial	3 a 4
Temperada	pode chegar até 4

(Fonte: Larcher, 1986)

2.2.2. Transpiração

A **transpiração (T)** pode ser definida como o processo físico-biológico pelo qual a água, absorvida desde o solo pelas plantas, troca de estado líquido para gasoso através do metabolismo das mesmas, sendo logo transmitida para a atmosfera (Zimmermann, 2000). A força motora da transpiração é o déficit de pressão de vapor do ar, ou seja, a pressão de vapor saturado menos a pressão real de vapor. O processo é dividido em duas etapas: na primeira a água é convertida da fase líquida para fase de vapor no interior da planta, sendo depois eliminada através dos estômatos, o que constitui a *transpiração estomática*; a segunda etapa, produzida a partir da superfície da planta, corresponde à *difusão* do vapor para a camada fronteira de ar e daí para o ar aberto (Larcher, 1986).

As folhas estão compostas (Figura 2.1) por células mesófilas em finas camadas, por uma delgada epiderme de uma célula de espessura que possui numerosos estômatos, e pelo espaço intercelular que contém grandes espaços de ar entre cada estômato (Zimmermann, 2000). A

umidade entre os espaços intercelulares é eliminada da folha através dos estômatos, que são pequenos poros nos quais se processam as trocas gasosas (Sutcliffe, 1980).

No processo da fotossíntese, a planta expõe ao ar uma ampla área de paredes celulares úmidas, a fim de facilitar a absorção de CO_2 pelas folhas. Desta forma, as folhas absorvem uma grande quantidade de energia, provocando o aquecimento delas. A transpiração é a resposta da planta contra o aquecimento excessivo, devido ao elevado calor latente de evaporação necessário para produzi-la (Sutcliffe, 1980; Larcher, 1986; Blad et al., 1988).

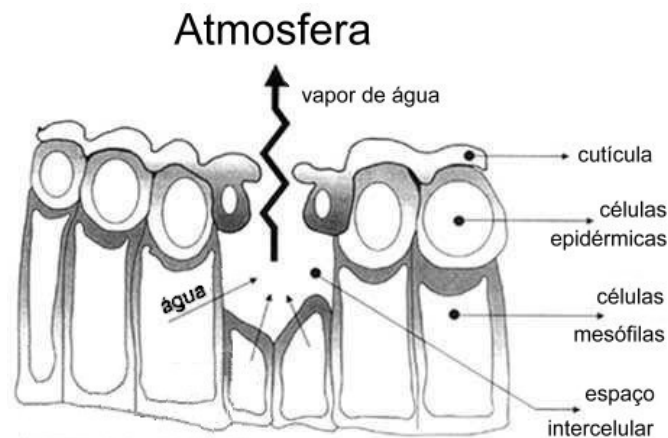


Figura 2.1. Esquema de um estômato
(Fonte: adaptado de Allen et al., 1998, p.2)

A velocidade diária da taxa de transpiração (Figura 2.2) segue um comportamento intimamente relacionado com o movimento dos estômatos, sendo a transpiração em geral baixa à noite, ao encontrar-se fechados os estômatos, aumentando rapidamente após o amanhecer, e atingindo um máximo nas últimas horas da manhã, ou nas primeiras da tarde, para depois diminuir gradativamente, até alcançar os valores noturnos (Sutcliffe, 1980).

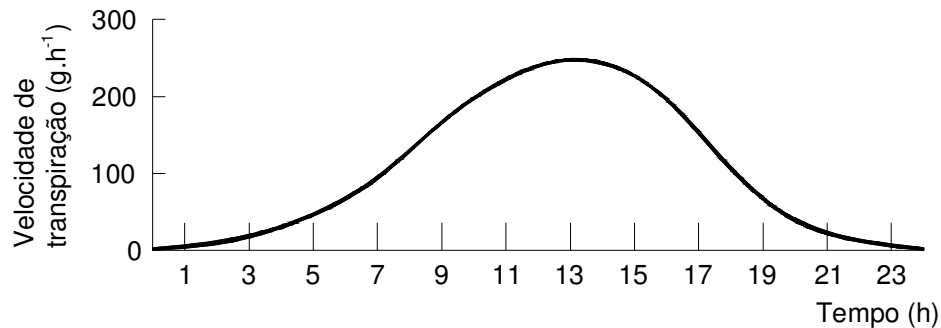


Figura 2.2. Flutuação diária na transpiração de carvalho
(Fonte: adaptado de Sutcliffe, 1980, p. 85)

2.2.3. Importância da água para as plantas

As plantas compõem-se principalmente de água, já que em média o protoplasma contém 85% a 90% de água (Larcher, 1986). Além disso, sabe-se que a maior parte de água absorvida pela planta é perdida através da transpiração, por exemplo, Miller (1938) apud Sutcliffe (1980) calculou para o caso de uma planta de milho (*Zea mays*) que do total da água absorvida, 98% é transpirado, 1,8% fica retido nos tecidos vegetais e só 0,2% utiliza-se na fotossíntese. A seguir apresentam-se os principais usos da água pelas plantas:

- (a) é o constituinte vegetal mais abundante, atingindo até o 95% do peso total da planta;
- (b) participa diretamente em numerosas reações químicas, como a fotossíntese;
- (c) é o principal solvente, no qual muitas substâncias são dissolvidas;
- (d) constitui um meio de transporte para diversos materiais;
- (e) ajuda a manter a rigidez das células e, portanto, da planta como um todo;
- (f) é responsável de variados movimentos nas plantas, por exemplo a abertura e fechamento dos estômatos;
- (g) o elevado calor específico da água ($1 \text{ cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$) possibilita que grandes quantidades de calor possam ser absorvidas pelas plantas sem elevação prejudicial de temperatura.
- (h) no caso das plantas submersas, ou parcialmente submersas, a água externa proporciona sustentação devido à flutuabilidade de caules e folhas.

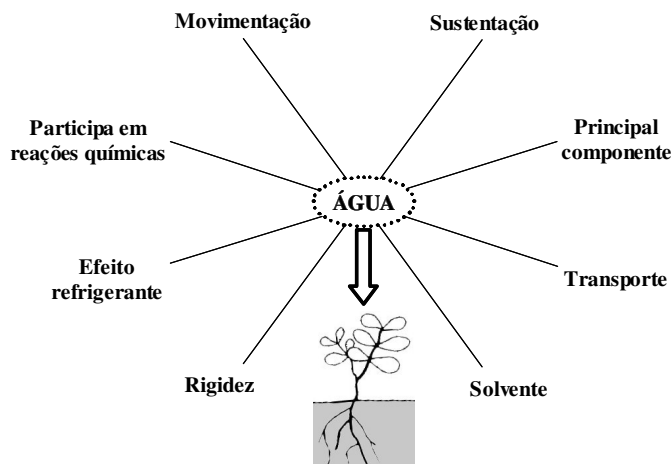


Figura 2.3. Uso da água pelas plantas

2.2.4. Circulação da água dentro da planta

A circulação da água pelo interior da planta é devida principalmente ao *gradiente de potencial* de água, existente entre a solução do solo e o ar circundante, causado principalmente pela transpiração (Sutcliffe, 1980). Królikowska (1987) indica que a água se

movimenta entre células adjacentes, em direção à célula em que o potencial de água é menor. Sendo que a quantidade de água transpirada diariamente é grande em relação às trocas de água na planta, Ziemer (1979) e Tucci e Beltrame (2002) afirmam que o fluxo através da planta em curtos períodos de tempo pode ser analisado como um processo em regime permanente. Levando em conta o anterior, as normas que governam o transporte de água dentro da planta podem ser consideradas semelhantes àquelas para o fluxo da corrente elétrica, descritas na lei de Ohm (equação 2.4), sendo possível utilizar diagramas análogos a circuitos para representar as relações do sistema solo-planta-atmosfera (Larcher, 1986).

$$i = \frac{\Delta V}{R} \rightarrow J = \frac{\Delta \Psi}{\Sigma r} \quad (2.4)$$

em que i é a intensidade do fluxo da corrente [A]; ΔV é a variação da tensão elétrica entre dois pontos [V]; R é a resistência entre dois pontos [Ω]; J é o fluxo de água [$m^3 \cdot s^{-1}$]; $\Delta \Psi$ é o gradiente de potencial [MPa]; e Σr é a somatória das resistências hidráulicas e de transição [$MPa \cdot s \cdot m^{-3}$].

As maiores resistência e diferença de potencial ocorrem na fase gasosa entre as superfícies evaporativas das células das folhas e o ar circundante, exercendo os estômatos uma importante influência nessa resistência (Królikowska, 1987) sendo, portanto, o principal controle no movimento de água de todo o sistema (Sutcliffe, 1980). Królikowska (op cit.) cita que a movimentação da água dentro e fora da planta depende de fatores ambientais bem como de suas condições fisiológicas e estrutura anatômica.

2.3. VARIÁVEIS INTERVENIENTES NA EVAPORAÇÃO

A taxa com que o vapor d'água abandona uma superfície de água é função, principalmente, das propriedades da camada do ar circundante, e do suprimento de calor ao sistema. Gangopadhyaya et al. (1966) enunciam que a evaporação pode acontecer por três processos:

- (a) *difusão*, contanto que a pressão de vapor do ar seja menor que a pressão de vapor de saturação correspondente à temperatura d'água;
- (b) *convecção*, quando a água é mais quente que o ar;
- (c) *ação do vento*, sendo mais efetiva quando o fluxo é turbulento.

Mitsch e Gosselink (1986) mencionam que a evaporação aumenta pelas condições meteorológicas que incrementam a pressão de vapor na superfície evaporante, maiormente a radiação solar e a temperatura da superfície, ou por fatores que diminuem a pressão do vapor do ar vizinho, especialmente a redução da umidade e o aumento na velocidade do vento.

As variáveis que influenciam na evaporação podem ser agrupadas em meteorológicas e não meteorológicas (Figura 2.4). Entre as primeiras encontram-se: (a) radiação, (b) temperatura do ar, (c) umidade do ar, e (d) vento; ao passo que entre as segundas podem ser enumeradas (e) o tamanho da superfície evaporante, e (f) as condições na vizinhança.

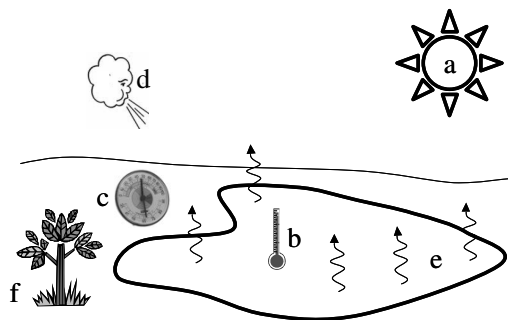


Figura 2.4. Fatores atuantes na evaporação

Um caso particular de superfície evaporante, citado por Berlato e Molion (1981), é o solo descoberto, onde o suprimento de água e, portanto, a taxa de evaporação são funções do conteúdo de umidade dele. No caso de lençol freático raso, o suprimento de água é garantido através da ascensão capilar, assim a taxa de evaporação depende somente dos fatores meteorológicos, enquanto que se o lençol freático é mais profundo, da ordem de 1,25 m onde a ascensão capilar torna-se dificultosa, a disponibilidade de água começa a diminuir, e as variáveis do solo começam a ser relevantes no processo da evaporação.

2.3.1. Radiação solar

O processo de evaporação, fortemente dependente da energia, tem a radiação solar como o fator isolado mais importante (Berlato e Molion, 1981). Wallace (1995) reporta que além do sol, existem outras fontes de radiação menores como a atmosfera, o solo e outros corpos radiativos. A radiação disponível que atinge o topo da atmosfera, chamada de *radiação extraterrestre*, pode ser estimada em função da época do ano e da latitude do lugar. Desta quantidade devem ser descontadas as perdas que sofre a radiação por reflexão e absorção das nuvens e turbidez da atmosfera (Allen et al., 1998), até atingir a superfície evaporante. Estes autores indicam que um outro ponto a considerar é que a energia fornecida pela radiação não é

totalmente utilizada para evaporação, sendo empregada também para elevar a temperatura da superfície evaporante e da atmosfera. Larcher (1986) indica à altitude acima do nível do mar e a natureza do terreno como outros fatores incidentes na radiação solar.

2.3.2. Temperatura

Conforme expressam Berlato e Molion (1981) as temperaturas do ar e da água estão associadas à radiação solar e, deste modo, correlacionam-se positivamente com a evaporação. Na Figura 2.5 pode-se observar que, para valores médios anuais, a radiação solar e a evaporação estão quase em fase, ou seja que os máximos acontecem ao mesmo tempo, enquanto o máximo de temperatura acontece retrasado.

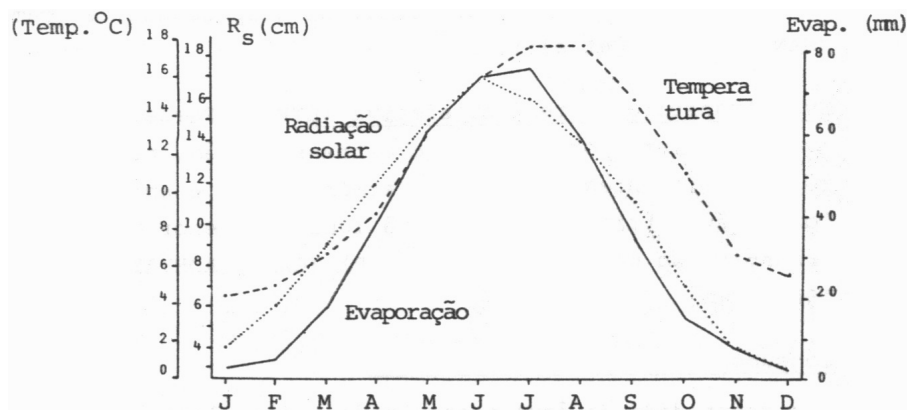


Figura 2.5. Relação entre evaporação, radiação e temperatura para o hemisfério norte (Fonte: Berlato e Molion, 1981, p. 9)

2.3.3. Umidade do ar

A pressão de vapor é uma das expressões geralmente utilizada para indicar o conteúdo de água presente no ar, ou seja a umidade. Allen et al. (1998) citam que a diferença entre a pressão do vapor d'água da superfície evaporante e dos arredores é o fator determinante para a remoção do vapor. Este fato é utilizado pela equação de Dalton (equação 2.5), a mais antiga que se conhece, para estimativa da evaporação de uma superfície de água (Thorntwaite e Holzman, 1939; Berlato e Molion, 1981):

$$E = C.(e_s - e_a) \quad (2.5)$$

onde E é a taxa de evaporação [mm.dia^{-1}], C é um coeficiente empírico função da velocidade média do vento, e_s é a pressão de vapor de saturação à temperatura da água [mmHg], e e_a é a pressão do vapor do ar [mmHg].

Segundo Larcher (1986) um gradiente de pressão de vapor é estabelecido quando o conteúdo de vapor d'água do ar, na superfície evaporativa, é maior do que aquele a certa distância dessa superfície. Sendo este o caso em que a superfície evaporadora é adequadamente suprida de água e mais quente que o ar. Por outro lado, visto que a pressão do vapor saturado depende da temperatura (Gangopadhyaya et al., 1966; Goyal, 2004), um aumento desta produz um acréscimo na taxa de evaporação.

Allen et al. (1998) explicam que em regiões áridas, se consomem grandes quantidades de água devido à abundância de energia e do alto poder dessecante da atmosfera. Já em climas tropicais e úmidos, a grande umidade do ar tende a reduzir a demanda evaporativa, apesar da existência de uma elevada quantidade de energia, provocando que o ar esteja quase saturado, fazendo com que a taxa de evaporação seja menor do que nas regiões áridas.

2.3.4. Velocidade do vento

A função do vento é renovar o ar saturado, ou quase saturado, que se acha acima da superfície evaporante, ficando desta forma o ar mais seco, garantindo assim a continuidade do processo evaporativo (Berlato e Molion, 1981). Mantendo constantes os demais fatores, a taxa de evaporação não aumenta substancialmente com um incremento na velocidade, além de um determinado valor (Gangopadhyaya et al, op cit.), tornando-se independentes uma da outra. Entretanto, segundo Goyal (2004), altas velocidades de vento podem reduzir a taxa de evaporação devido ao incremento no conteúdo de poeira da atmosfera, diminuindo assim a radiação disponível. O efeito da velocidade do vento sobre a taxa de evaporação é menor em condições de alta umidade que sob condições de aridez (Allen et al., 1998), já que no primeiro caso o ar substituído pelo vento é quase saturado, ao passo que em condição de clima seco o ar possui uma maior capacidade para receber vapor.

2.3.5. Tamanho da superfície evaporante (efeitos de borda)

Gangopadhyaya et al. (1966) afirmam que nas bordas da superfície evaporante existe uma maior taxa de evaporação devido à difusão lateral, enquanto dentro da massa de ar que se acha acima da superfície evaporante, apresentam-se diferenças no conteúdo de umidade, sendo esta menos significativa quanto maior seja a superfície. Geralmente, este efeito é desprezado, já que as superfícies naturais de evaporação (lagos, banhados) são de extensa área. Dugas e Bland (1989) observaram que a evaporação de uma área pequena bem irrigada pode ser incrementada apreciavelmente pelas condições de borda, sobretudo em presença de

vento, quando a área encontra-se rodeada por uma superfície seca, conferindo até 44% de incremento na taxa de evaporação da soja, para uma área de 0,1 ha.

2.3.6. Outros fatores

Fatores de menor importância que afetam a evaporação são a pressão barométrica, sendo que uma diminuição na mesma acarreta um aumento da evaporação; a presença de ondas na superfície de água; o armazenamento de calor em águas profundas, sendo desprezível em águas rasas; as impurezas como poeira que se acumulam na superfície; a concentração de sais, o aumento delas produz o decréscimo na evaporação (Berlato e Molion, 1981; Gangopadhyaya et al., 1966; Remenieras, 1974 e Linsley et al., 1967 apud Zimmermann, 2000).

2.4. VARIÁVEIS INTERVENIENTES NA TRANSPIRAÇÃO

Por ser um fenômeno que envolve fatores fisiológicos, a transpiração, além de ser condicionada pelas variáveis anteriores, depende de parâmetros do solo e das características da vegetação. Na Figura 2.6 apresentam-se as principais variáveis que atuam na transpiração:

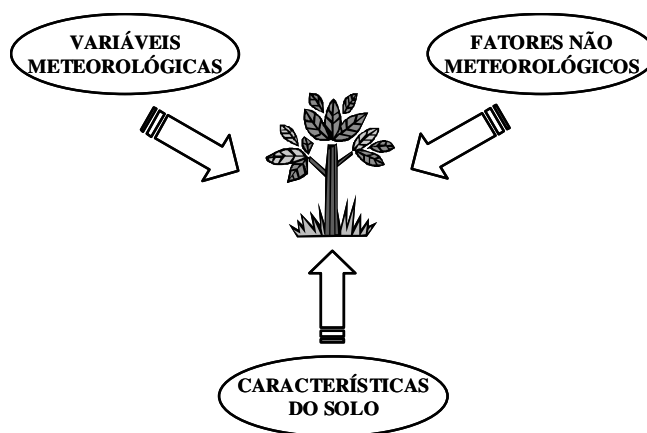


Figura 2.6. Principais fatores atuantes na transpiração

Entre os parâmetros do solo, podem ser mencionados o conteúdo de umidade, textura, composição, capilaridade, permeabilidade, profundidade do lençol freático e a capacidade de armazenamento de água. Sobre as características da vegetação, podem enumerar-se tipo, índice de área foliar, albedo, quantidade de estômatos, estágio de desenvolvimento, doenças e profundidade da zona ativa das raízes. Neste parágrafo, consideraremos brevemente os fatores meteorológicos analisados anteriormente e, posteriormente, aprofundaremos no tratamento das variáveis relacionadas com o solo e a vegetação.

A radiação solar é o fator meteorológico que parece ter maior relevância na transpiração, devido à sensibilidade dos estômatos à luz, e ao fato do fornecimento de energia, a luz tem maior influência sobre a transpiração do que sobre a evaporação já que em condições de escuridão a superfície evaporante diminui pelo fechamento dos estômatos. No que refere à temperatura, mantendo constante a umidade no ar circundante, um acréscimo dela exerce um pequeno efeito sobre o potencial de água e, portanto, sobre a transpiração. Contudo, quando a temperatura da folha é mais elevada que a temperatura do ar, existe um gradiente de potencial de água e, em tais circunstâncias, uma folha pode transpirar até em condições de ar saturado. Por outro lado, quando o ar vizinho à planta é seco, o gradiente de potencial de água é maior, incrementando a movimentação da água através da planta e, por conseguinte, a taxa de transpiração. Considerando a influência do vento, se pode concluir que a circulação do ar sobre a superfície da folha causa a remoção do vapor d'água, aumentando assim o gradiente de potencial de água e, desse modo, contribuindo à continuidade da transpiração (Sutcliffe, 1980).

2.4.1. Umidade do solo

Thornthwaite (1948) apud Sellers (1965), aponta que a transpiração em condições ótimas de umidade de solo parece estar determinada principalmente pelos fatores climáticos, sobretudo pela energia solar. Quando a umidade não é ótima, existem diversas opiniões a respeito da influência do conteúdo de umidade na taxa de transpiração. Alguns autores argumentam que na faixa compreendida entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, a taxa de transpiração não é função das variações na umidade do solo (curva 1 na Figura 2.7), ao passo que outros pesquisadores afirmam que a transpiração decresce, com base em diferentes leis (curvas 2 a 5, na mesma figura), em função da diminuição de umidade.

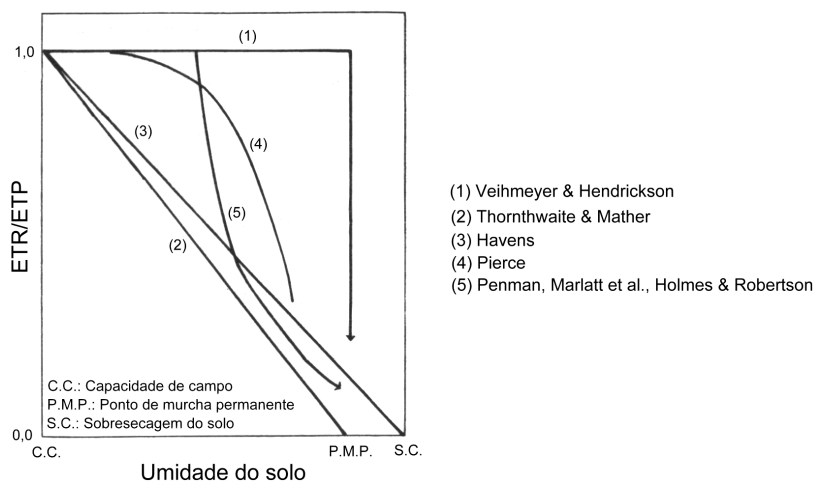


Figura 2.7. Relações propostas entre evapotranspiração relativa e umidade do solo
(Fonte: Berlato e Molion, 1981, p. 13)

Estas diferenças, segundo Gangopadhyaya et al. (1966) e Ziemer (1979), são devidas à dificuldade para considerar simultaneamente a capacidade de retenção de umidade do solo, os fatores meteorológicos e a quantidade de água disponível para ser extraída pela planta. Destes fatores, Berlato e Molion (1981) indicam que, provavelmente, o mais importante seja a demanda evaporativa da atmosfera. Entretanto, Allen et al. (1998) citam o nível de encharcamento e o conteúdo de sais no solo como outros fatores associados à umidade do solo que influenciam na taxa de transpiração.

2.4.2. Tipo de solo

Gangopadhyaya et al. (1966) citam que o tipo de solo, mais precisamente sua textura e sua composição, afeta principalmente a capilaridade, além de influenciar na profundidade do lençol freático para manter a superfície do solo saturada. Larcher (1986) cita a permeabilidade do solo como um fator que atua sob a velocidade com que a água de chuva recarrega o lençol freático, sendo que em solos altamente permeáveis a taxa de percolação é da ordem de vários metros por ano, ao passo que em solos margosos é de 1 a 2 metros por ano, e em solos muito densos de poucos decímetros por ano. Em relação à capacidade de armazenamento de água por parte do solo, esse mesmo autor sugere que solos de grãos finos, de alto conteúdo coloidal, e orgânicos armazenam mais água do que solos de grãos grossos.

2.4.3. Tipo de vegetação

Segundo Sutcliffe (1980), cada espécie vegetal apresenta uma taxa de transpiração que é função das condições ambientais e de sua estrutura, sendo especialmente importantes a área superficial, a forma e disposição das folhas e sua estrutura interna. A área superficial é considerada através do índice de área foliar (IAF), que expressa a superfície de folhas que existe por unidade de superfície de solo, ambas em metros quadrados. Com o crescimento da planta e, portanto, com o aumento do IAF, incrementa-se a transpiração (Allen et al., 1998). A posição e a distribuição das folhas na planta podem afetar a transpiração, devido ao sombreamento mútuo e aos efeitos sobre o modo de circulação do ar. Por sua parte, Berlato e Molion (1981), afirmam que o tipo de vegetação afeta o albedo, a rugosidade aerodinâmica e a cobertura do solo. O albedo, ou seja, o coeficiente de reflexão da superfície, intervém no cálculo do balanço de energia da superfície evaporante, afetando a quantidade de radiação disponível para transpiração. Valores baixos de albedo indicam pouca reflexão da superfície e, portanto, maior energia disponível, enquanto valores mais altos produzem maior reflexão, diminuindo a energia disponível para o processo. A Tabela 2.2 fornece valores de albedo para

diferentes superfícies. A rugosidade aerodinâmica encontra-se fortemente correlacionada com a altura da vegetação, seu espalhamento e sua flexibilidade, além da velocidade do vento (Ziemer, 1979).

Tabela 2.2. Valores de albedo para distintas superfícies

Superfície	Albedo	Fonte
Água	0,04 a 0,08	Brutsaert (1982)
Campo	0,15 a 0,20	(*)
Cattails	0,17	Prueger (1991) em Allen (1998)
Cereais	0,10 a 0,25	(*)
Florestas de coníferas	0,08 a 0,14	Waterloo et al., 1999
Superfície de referência (FAO 56)	0,23	Allen (1998)
Solo arenoso seco	0,15 a 0,45	(*)
Solo escuro	0,05 a 0,15	Brutsaert (1982)

(*) Raudkivi, 1979 em Tucci e Beltrame (2002)

2.4.4. Estômatos

O estômato é a estrutura vegetal a partir da qual se efetua a troca de gases com o exterior. O número de estômatos por unidade de superfície de folha varia entre 10.000 e 150.000 por cm^2 (Zimmermann, 2000), dependendo da espécie vegetal e das condições ambientais. Além disso, devido a seu pequeno tamanho, esta grande quantidade de estômatos constitui somente, em média, um 0,5% do total da superfície foliar. Segundo Gangopadhyaya et al. (1966), quando os estômatos estão completamente abertos os fatores que controlam a taxa de transpiração são os mesmos que afetam a evaporação de uma superfície livre de água.

Além da luz, os fatores mais importantes que influenciam a abertura estomática, são a concentração de CO_2 , a temperatura e o suprimento de água (Sutcliffe, 1980). Ziemer (1979) soma a estes fatores o estado de água nas folhas, a umidade, a idade da folha e sua posição dentro do dossel. A capacidade de regular a abertura estomática permite à planta ajustar a taxa de transpiração às necessidades de seu equilíbrio hídrico. Isto quer dizer que se a planta está perdendo mais água na transpiração que aquela que é capaz de absorver pelas raízes, desenvolve-se um déficit de água que, geralmente causa o fechamento dos estômatos. Johns (1978) apud Ziemer (1979) achou que o fechamento estomático em algumas espécies herbáceas era capaz de reduzir em 20% a 30% o uso da água.

2.4.5. Profundidade da zona ativa das raízes

O sistema radicular vai crescendo em tamanho e profundidade, acompanhando o desenvolvimento da planta, permitindo à mesma puxar uma maior quantidade de água, mantendo a transpiração à taxa potencial ainda em condições de reduzida umidade nas camadas superiores do solo (Gangopadhyaya et al., 1966). O desenvolvimento do sistema é função da espécie, da estação do ano, e da profundidade (Hsiao et al., 1976 apud Ziemer, 1979).

2.5. VARIÁVEIS INTERVENIENTES NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A estimativa, medição, e predição da perda de água por evapotranspiração são afetadas em modo complexo pela multiplicidade de fatores meteorológicos, do solo e da vegetação; cada um dos quais varia em função do tempo e do lugar, assim a mesma deve ser determinada com base no tipo de vegetação, para diferentes condições climáticas, e para diferentes tipos de solo (Gangopadhyaya et al., op cit.).

Penman citado por Chang (1968) apud Berlatto e Molion (1981), argumenta que para cobertura completa, a ETp depende principalmente de fatores meteorológicos, sem estar afetada substancialmente pela espécie vegetal. Por outro lado, analisando o consumo de água em comunidades de plantas, Larcher (1986) sustenta que este é quase proporcional à massa verde. Apesar disso, a geração de um microclima no seu interior tende a restringir a evaporação (devido à proteção contra a radiação e o vento e à elevada umidade), visto que em comunidades muito densas não é possível manter esta relação de proporcionalidade (Fig. 2.8).

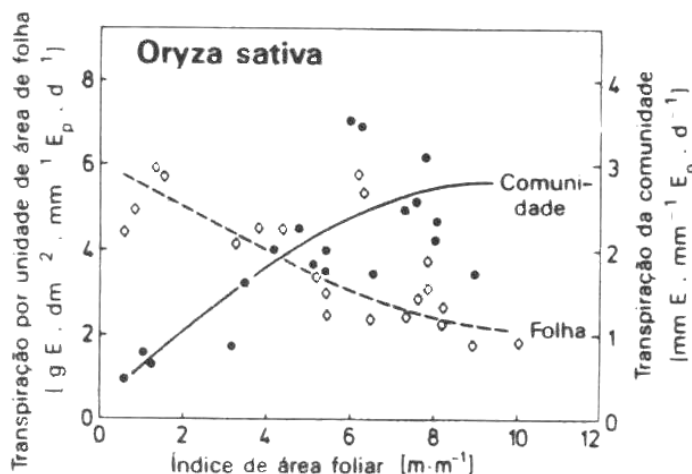


Figura 2.8. Transpiração de folhas isoladas e plantações de arroz em função do IAF
(Fonte: Sugimoto, 1973 apud Larcher, 1986)

Em caso de vegetação espalhada, Wallace et al. (1993) apud Wallace (1995) citam que a evaporação do solo pode ser uma parte substancial da evapotranspiração. Concordando com eles, Allen et al. (1998) afirmam que quando a planta é pequena, a água é predominantemente perdida pela evaporação do solo, mas quando a planta está desenvolvida e cobre completamente o solo, a transpiração converte-se no processo principal. Por exemplo, em solos bem irrigados, e para $IAF < 2$, a evaporação do solo pode atingir até 50% da evapotranspiração total, enquanto para $IAF > 4$, a evaporação do solo pode chegar apenas ao 5% da evapotranspiração total (Rundel e Jarrell, 1991).

Em relação à variabilidade temporal da evapotranspiração, Larcher (1986) indica que esta deve ser levada em conta quando é fornecido um valor médio sazonal ou anual. Como exemplo, esse autor apresenta a Figura 2.9, onde se observa a taxa diária de transpiração para uma comunidade de juncos ao longo da estação de crescimento e estando bem suprida de água. Na mesma pode ser verificado que a taxa diária de transpiração muda consideravelmente conforme o dia.

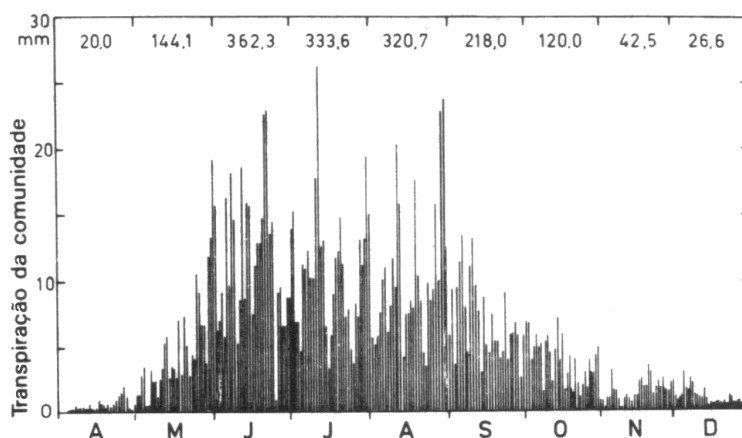


Figura 2.9. Taxa diária de transpiração de uma comunidade de caniços
(Fonte: Kiendl, 1953 apud Larcher, 1986)

2.6. EFEITOS DA ADVECCÃO DE ENERGIA

Define-se advecção como o processo de transporte horizontal, pela ação do vento, de uma propriedade atmosférica em geral (Pereira et al., 1997). No caso de estudo a propriedade atmosférica é o calor sensível. Quando há uma área úmida circundada por uma região seca, existe uma contribuição lateral de calor sensível devido à ação do vento procedente da área seca, que aumenta o balanço de energia. Este incremento de energia, causado pela advecção, produz um elevado valor na taxa de evapotranspiração. Doorenbos e Pruitt (1977) falam de

um aumento de até 100% em parcelas de 0,5 ha. Na Figura 2.10 são mostrados os efeitos produzidos pela advecção de calor numa área vegetada.

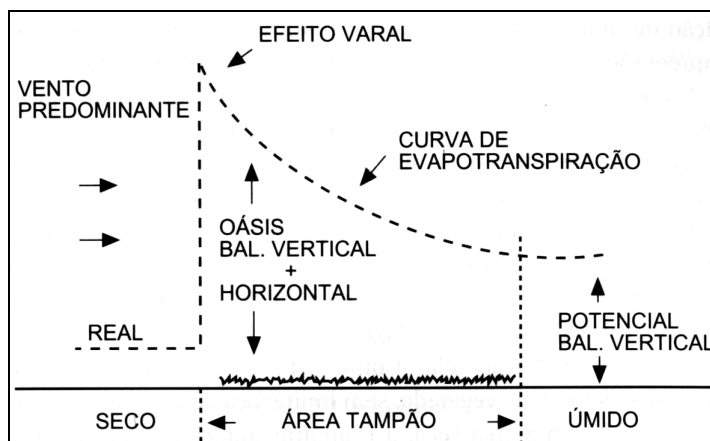


Figura 2.10. Efeito da advecção sobre a evapotranspiração
(Fonte: Pereira et al., 1997, p. 23)

Os efeitos produzidos pela advecção se denominam efeito ‘varal’ e efeito ‘oásis’. O efeito ‘varal’, desenvolvido nos limites da área vegetada, é causado pelas turbulências associadas à altura da vegetação; sem importar se existe diferença no suprimento de água entre regiões. Esse efeito é particularmente notável em pequenos grupos de culturas de alto porte rodeados por culturas de baixo porte, onde as condições de rugosidade são diferentes.

Por outra parte, existe o efeito ‘oásis’, desenvolvido no interior da área vegetada, quando uma região com adequado suprimento de água (úmida) é rodeada por uma área com baixa disponibilidade de água (seca); nesta situação existe diferença nas condições de umidade entre regiões vizinhas.

2.7. MEDIÇÃO DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Estimativas confiáveis referentes a taxas de evaporação/evapotranspiração são poucas e de difícil obtenção por requerer instalações e equipamentos especiais de alto custo (Pereira et al., 1997), que justificam sua utilização somente em pesquisas. Além disso, são requeridos longos períodos de tempo (como mínimo a estação de crescimento), pessoal técnico para manutenção do equipamento e pessoal científico para interpretação dos resultados.

Existem numerosos enfoques utilizados para avaliar a taxa de evapotranspiração, baseados tanto em princípios físicos e fisiológicos como em equações empíricas (Berlato e Molion, 1981); contudo uma regra comum a todos é que quanto mais preciso for o método,

maior será a quantidade de dados requeridos para sua utilização. Wallace (1995) indica que a maior parte dos modelos de evaporação estão baseados em variáveis atmosféricas, calculando a evaporação geralmente a uma taxa “padrão”, ou seja, com demanda atmosférica sem limitação de umidade na superfície. A disponibilidade de dados é muito importante, condicionando geralmente a eleição de um método sobre outro.

Na Figura 2.11 se apresentam as diferentes metodologias utilizadas para quantificar taxas de evaporação e de evapotranspiração: a) medição direta, b) transporte de massa, c) aerodinâmico, d) correlação turbulenta, e) balanço de energia, f) combinados, g) empíricos, h) relação complementar. A seguir se faz uma breve descrição de cada metodologia.

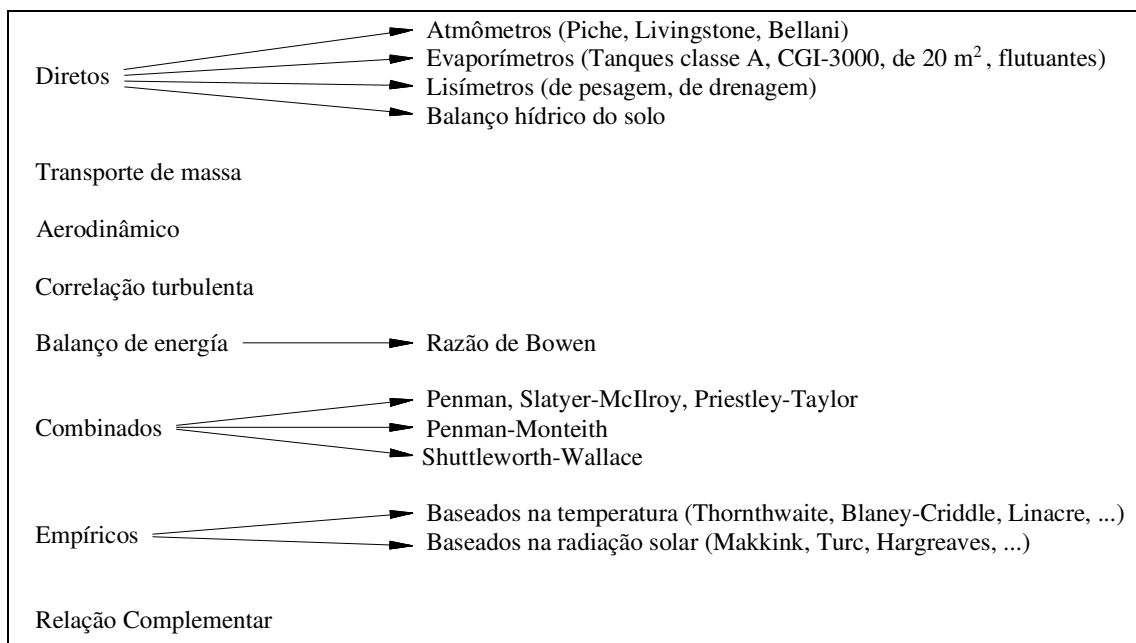


Figura 2.11. Métodos para medição de evaporação/evapotranspiração

2.7.1. Métodos diretos

A medição da evaporação de uma superfície de água pode ser realizada através dos atmômetros e dos evaporímetros. Atmômetro é um instrumento onde a evaporação acontece através de uma superfície porosa; entretanto os evaporímetros são tanques, onde a superfície da água é exposta ao processo de evaporação (Berlato e Molion, 1981). Tucci e Beltrame (2002) citam que o balanço energético de um atmômetro difere do aquele de uma superfície livre de água, solo descoberto ou vegetado; já que ao ser instalado em condições de abrigo meteorológico, não é afetado diretamente pela radiação solar. Por isso, Berlato e Molion (1981) duvidam sobre a certeza dessas observações. São instrumentos econômicos, pequenos e que requerem de pouca quantidade de água. Uma limitação é a manutenção da limpeza da

superfície evaporante porosa. Por outro lado, os evaporímetros são instrumentos usados para estimar a evaporação de grandes superfícies de água, por estar submetidos à ação conjunta da radiação solar, temperatura e umidade do ar, e velocidade do vento (Tomar e O'Toole, 1980). Pereira et al. (1997) indicam que além são utilizados para estimar a taxa de ET da vegetação, contudo Allen et al. (1998) distinguem algumas diferenças entre ambas superfícies, por exemplo, o valor de albedo e o tamanho. Além disso, Gangopadhyaya et al. (1966) citam que os evaporímetros são afetados pelas condições da vizinhança como o estado do solo, o sombreamento e o efeito de defesa contra o vento. Estes autores indicam que a grande diversidade de evaporímetros existente faz dificultosa a comparação de resultados entre eles.

A taxa de ET pode ser medida em lisímetros, que são tanques enterrados cheios de solo e vegetação, ou através do balanço hídrico do solo. O lisímetro permite conhecer com precisão alguns termos do balanço hídrico desse volume, sendo utilizado para fornecer estimativas confiáveis da taxa de ET como informação padrão no desenvolvimento, calibração e validação de diferentes métodos (Allen et al., 1991). Devido ao custo de construção e à dificuldade na operação, sua utilização é limitada a pesquisa. A avaliação dos fluxos d'água que ingressam e saem de um volume de solo num período de tempo, permite quantificar os componentes do balanço hídrico, entre eles a taxa de ET para períodos da ordem de uma semana ou 10 dias (Allen et al., 1998). Com relação à precisão deste método, Kohler et al. (1959) apud Da Mota et al. (1993) falam que pequenos erros nas medições dos fluxos de entrada e saída de água no volume de controle resultam em grandes erros no cálculo da ET. Villagra et al. (1995) apud Pereira et al. (1997) e Gavin e Agnew (2000) indicam que este método não é adequado para estimativa da ET.

2.7.2. Transporte de massa

Segundo Tanner (1972) apud Berlato e Molion (1981) a fórmula mais antiga para estimativa da evaporação foi proposta por Dalton em 1793. Essa fórmula postula que a taxa de evaporação é proporcional à diferença entre a pressão de vapor na superfície evaporante (água, solo ou vegetação) e a pressão de vapor na camada vizinha de ar (Thorntwaite e Holzman, 1939). O fator de proporcionalidade considera diferentes parâmetros que afetam o processo de evaporação como as características físicas dos arredores e do clima, o tamanho da superfície evaporante e a sazonalidade (Parkhurst et al., 1998). Brutsaert (1982) aconselha obter um fator de proporcionalidade para cada local em particular, assim este método deve ser utilizado em conjunto com outro método independente.

2.7.3. Aerodinâmico

Baseado na dinâmica dos fluidos e no transporte turbulento, o qual postula que a densidade de fluxo F de uma propriedade atmosférica qualquer X por unidade de volume pode ser representada pela lei de Fick (Pereira et al., 1997):

$$F = -K_x \frac{dX}{dz} \quad (2.6)$$

em que K_x é o coeficiente de transporte turbulento, função da altura e do escoamento [$m^2.s^{-1}$]; e z é a altura acima da superfície [m].

2.7.4. Correlação turbulenta

Proposto em 1951 por Swinbank, para estimar o fluxo vertical de calor e do vapor d'água através da medida das propriedades associadas ao mesmo (Berlato e Molion, 1981). Aplicando novamente a lei de Fick (equação 2.6), mas agora ao longo de um intervalo de tempo, a densidade média do fluxo \bar{F} é expressa por:

$$\bar{F} = -\bar{w} \cdot \bar{X} \quad (2.7)$$

onde \bar{w} é a velocidade vertical média. Berlato e Molion (1981) citam as dificuldades existentes em medir simultaneamente e de forma precisa a velocidade vertical do vento, a temperatura e a umidade do ar; não obstante afirmam que este método permite estimar a taxa de evaporação d'água com precisão para períodos de tempo muito curtos, da ordem de minutos. Em coincidência com eles, Pereira et al. (1997) falam que este método requiere de instrumental sofisticado, sendo justificado apenas em projetos de pesquisa.

2.7.5. Balanço de energia

Sendo a evapotranspiração um processo de transformação de energia é possível aplicar o princípio da conservação de energia para estimá-la. A equação do balanço dos fluxos de energia aplicada a um volume de controle constituído pelo sistema solo-planta (Figura 2.12) pode ser expressa como (Berlato e Molion, op cit.):

$$R_n + A = \lambda \cdot ET + H + G + \Delta F + \Delta V \quad (2.8)$$

em que Rn é o saldo de radiação; A é a divergência horizontal de calor ou advecção; λET é o fluxo de calor latente ou evapotranspiração; H é o fluxo vertical de calor sensível para o ar; G é o fluxo de calor para o solo, ΔF é a energia fixada pela fotossíntese; e ΔV é a variação do armazenamento de calor sensível e latente no interior do volume considerado.

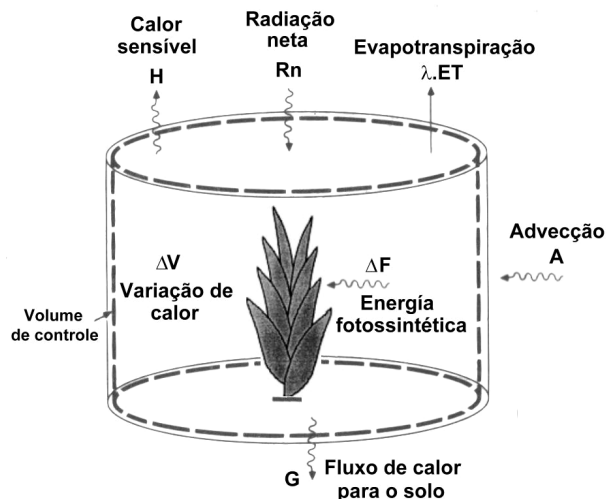


Figura 2.12. Balanço de radiação aplicado a um volume de controle

(Fonte: adaptado de Chow et al., 1994, p. 83)

O termo A , que é o ganho ou perda de energia advectiva produto do transporte lateral, geralmente é desprezado embora possa ter importância em pequenas extensões com culturas irrigadas em regiões semi-áridas, plantas isoladas ou oásis em desertos (Berlato e Molion, 1981; Dugas e Bland, 1989). Como a energia média utilizada pela atividade fotossintética ΔF não atinge mais do que 2% do saldo de radiação (Brutsaert, 1982; Pereira et al., 1997), geralmente é descartada. Por outro lado, o armazenamento de calor ΔV pode ser importante para curtos períodos de tempo, mas para períodos de 1 dia pode ser ignorado. Nessas condições, a equação de balanço fica reduzida a:

$$Rn = \lambda \cdot ET + H + G \quad (2.9)$$

O fluxo de calor para o solo G geralmente é pequeno para períodos curtos de tempo, especialmente sob densas coberturas vegetais; assim comumente não é levado em conta (De Bruin e Stricker, 2000; Allen, 2001; Gardiol et al., 2003; Xiaoying e Erda, 2005). Diferentes autores (Davies e Allen, 1973; Thompson et al., 1999) tem demonstrado que este termo raramente atinge um 10% do saldo de radiação Rn . Esta metodologia permite estimar a taxa de ET com suficiente exatidão para períodos diários; apesar disso Sturrock et al. (1992) apud Lott e Hunt (2001) citam que é raramente utilizada pelo considerável custo dos instrumentos e do pessoal requerido, sendo limitada a fines de pesquisa.

2.7.6. Métodos combinados

A combinação é realizada entre as metodologias do balanço de energia e do poder evaporante do ar. Já que o método de Penman é o primeiro dessa categoria, é considerado por muitos como padrão. Os demais métodos combinados são aproximações (por exemplo, Slatyer–McIlroy e Priestley–Taylor) ou extensões do primeiro (entre eles Penman–Monteith, duas parameterizações propostas pela FAO, e Shuttleworth–Wallace).

Penman (1948) utilizou dois enfoques teóricos para avaliar a evaporação de uma superfície saturada, a aproximação aerodinâmica, na qual a evaporação é produzida pelo transporte turbulento do vapor devido a processos de difusão, e o balanço de energia, em que a evaporação é considerada como uma porção da radiação recebida. Desta maneira, Penman conseguiu ‘eliminar’ a variável mais difícil de estimar, a temperatura da superfície, constituindo-se assim na primeira ferramenta que permitiu calcular em forma teórica a taxa de evaporação a partir de dados meteorológicos padrão. A equação obtida para estimar a evaporação E [mm.dia⁻¹] de uma superfície de água livre foi:

$$E = \frac{(\Delta.Rn + \gamma.Ea)}{(\Delta + \gamma)} \quad (2.10)$$

$$Ea = (e_a - e_d).f(u) \quad (2.11)$$

sendo Δ o coeficiente angular da curva pressão de saturação do vapor - temperatura [kPa.°C⁻¹]; γ a constante psicrométrica [0,066 kPa.°C⁻¹]; Ea o poder evaporante do ar [W.m⁻²]; e_a a pressão de vapor do ar a uma certa altura [mbar]; e_d a pressão de vapor de saturação à temperatura de orvalho [mbar]; e $f(u)$ uma função da velocidade do vento [W.m⁻².mbar⁻¹]

Embora o método de Penman é baseado em princípios físicos, Pereira et al. (1997) indicam que as considerações adotadas no seu desenvolvimento fazem que se torne empírico. Com relação aos dados necessários para seu cálculo, a radiação pode ser estimada com auxílio de fórmulas empíricas, a temperatura e a umidade do ar são parâmetros comumente medidos nos postos meteorológicos; e a velocidade do vento usualmente não é medida na maioria das estações meteorológicas (Berlato e Molion, 1981). Por outro lado, os resultados obtidos para condições climáticas muito diferentes, evidenciam a razoável universalidade do método de Penman. Quando as variáveis são medidas, Tanner e Pelton (1960) apud Berlato e Molion (op cit.) indicam que as estimativas podem ser diárias, apesar disso se as variáveis são estimadas Tucci e Beltrame (2002) recomendam utilizar intervalos temporais não inferior de cinco dias.

No ano 1965, Monteith desenvolveu a teoria da “big leaf”, na qual representou o dossel da vegetação como uma enorme folha (Pereira et al., 1997; Gardiol et al., 2003). Monteith aprimorou a equação de Penman introduzindo o parâmetro resistência do dossel r_c , que considera o controle da planta sobre a transpiração através de seus estômatos (Rundel e Jarrell, 1991; Mao et al., 2002). Este pesquisador baseou seu raciocínio no seguinte esquema:

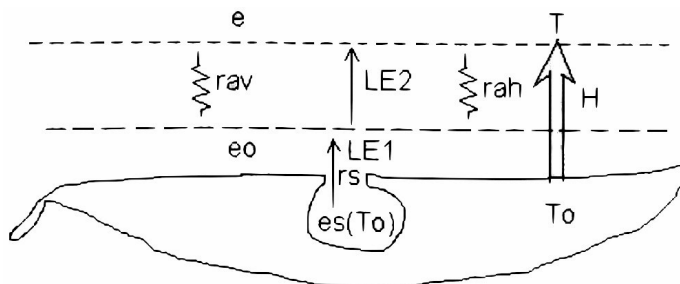


Figura 2.13. Representação da teoria da “big leaf”
(Fonte: Pereira et al., 1997, p.85)

em que To é a temperatura do dossel [°C]; $es(To)$ é a pressão de vapor para To [mmHg]; eo é a pressão de vapor da camada do ar imediatamente acima da folha [mmHg]; T é a temperatura do ar que se acha por acima do dossel [°C]; e é a pressão de vapor do ar á temperatura T [mmHg]; rah é a resistência do ar ao transporte de calor sensível [$s.m^{-1}$]; rav é a resistência do ar ao transporte de vapor [$s.m^{-1}$]; $\lambda E1$ é o fluxo de transpiração entre o dossel e a camada de ar imediatamente acima [$mm.dia^{-1}$]; e $\lambda E2$ é o fluxo de transpiração entre a camada de ar imediatamente acima do dossel e uma outra camada de ar [$mm.dia^{-1}$]. Finalmente, Monteith obteve a seguinte expressão para estimar a evapotranspiração de uma superfície vegetada:

$$\lambda.E = \frac{\Delta.(Rn - G) + Cp.\rho.\left[e_s(T) - e\right]}{\Delta + \left[\gamma.\left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)\right]} \quad (2.12)$$

Vários pesquisadores (Allen et al., 1989; Saugier e Katerji, 1991; McKenney e Rosenberg, 1993; Jensen et al., 1997; Gavin e Agnew, 2003) afirmam que este modelo é baseado em princípios físicos, daí su ampla utilização. O ponto fraco dele é a estimativa da resistência do dossel r_c [$s.m^{-1}$], já que é uma função complexa do solo, da vegetação e das condições climáticas (Novák, 1998; Rana et al., 2001; e Bidlake, 2002). Por outro lado, Stannard (1993) e Gardiol et al. (2003) advertem que o modelo de Penman-Monteith não representou corretamente a taxa de ET em folhagens esparsas por não considerar a evaporação do solo, pelo que não se recomenda seu emprego para estas coberturas.

2.7.7. Métodos empíricos

Segundo Pereira et al. (1997) “empiricismo não é sinônimo de falta de qualidade”, já que muitos métodos desenvolvidos e calibrados localmente fornecem resultados mais precisos do que alguns com melhor fundamento físico. A base dos métodos empíricos é a correlação entre a taxa de ET e as variáveis meteorológicas, ambas obtidas em condições padrão. Winter et al. (1995) e Smith et al. (1996) coincidem em que a ampla variedade de métodos faz dificultosa a eleição de um deles para um clima particular, indicando como a principal debilidade sua limitada validade de aplicação. Berlato e Molion (1981) e Sediya (1996) recomendam usar estes métodos para longos períodos, da ordem de meses.

Dentre os métodos baseados na temperatura, Tucci e Beltrame (2002) citam as expressões de Thornthwaite e Blaney-Criddle entre as mais antigas para estimativa da ETp. O método de Thornthwaite, proposto em 1948, foi fundamentado no balanço hídrico de diferentes bacias hidrográficas e em valores de ET estimados em lisímetros (Pereira et al., 1997). Este método ganhou popularidade, mais pelo fato de sua praticidade do que pela sua precisão (Berlato e Molion, 1981). A fórmula de Blaney-Criddle, surgida no ano 1950, considera a capacidade evaporante da atmosfera proporcional ao produto da temperatura média mensal e a percentagem de horas diurnas mensais (Zimmermann, 2000). O emprego de um coeficiente de cultura K_c para cada cultura e local de avaliação constitui um aprimoramento na estimativa fornecida através desta fórmula (Tucci e Beltrame, 2002). Por outro lado, Linacre publicou em 1977 um conjunto de equações que permitem a estimativa da taxa de ET com base na temperatura do ar e em dados geográficos (latitude e altitude), simplificando em forma extrema a equação de Penman (Anyadike, 1987; Pereira et al, 1997).

Os métodos baseados na radiação solar são mais confiáveis devido a seu fundamento físico de que a energia requerida para ET provém da radiação. A alta correlação achada entre radiação líquida e taxa de ET faz que estes métodos possam ser utilizados para curtos períodos de tempo, da ordem de dias (Berlato e Molion, op cit.). Utilizando a radiação global R_s , Makkink apresentou no ano 1957, uma equação para estimativa da taxa de ETp, baseada em dados obtidos a partir de um lisímetro de lençol freático constante com grama (Smith et al., 1996; Pereira et al., 1997). Jensen (1973) apud Berlato e Molion (1981) recomenda utilizá-la em períodos não menores a dez dias. Jensen e Haise (1963) apud Pereira et al. (1997) apresentaram um método baseado na radiação solar e temperatura, para estimativa da taxa de ETp. Os resultados ajustaram adequadamente aos dados obtidos em campos

cultivados com diversas culturas para períodos de cinco dias. Por outro lado, o método da radiação, conhecido como FAO-24, surgiu de uma adaptação feita ao método de Makkink por Doorenbos e Pruitt (1977), permitindo estender a validade do mesmo a uma ampla variedade de condições climáticas (Smith et al, 1996) através de um coeficiente c função da umidade relativa do ar e da velocidade do vento, sendo recomendada para períodos de 10 dias.

2.7.8. Relação complementar

Bouchet (1963) estabeleceu o conceito de relação complementar, através da seguinte equação (Morton, 1975, 1983):

$$ET + ET_p = 2 \cdot ET_w \quad (2.13)$$

em que ET é a ET real que acontece numa grande área onde os efeitos advectivos podem ser desprezados; ET_p é a ET potencial representando a ET que ocorre a partir de uma superfície úmida hipotética com absorção de radiação e características da transferência de vapor semelhantes às daquelas da área anterior e tão pequena que os efeitos da ET no ar passante por cima são desprezíveis; e ET_w é a ET real de ambiente saturado, que é a ET que aconteceria se as superfícies solo-planta estiveram saturadas sem limitações de água.

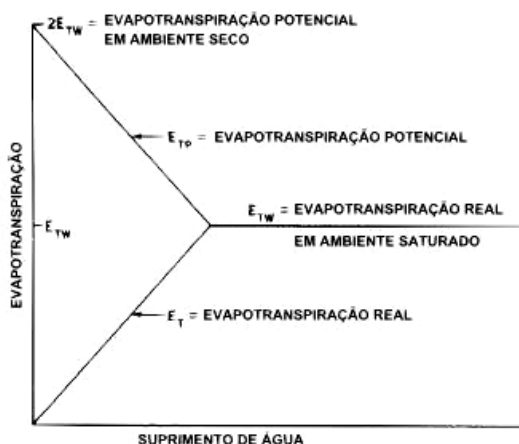


Figura 2.14. Representação esquemática da relação complementar
(Fonte: adaptado de Morton, 1983, p. 16)

A relação complementar fundamenta-se em que, para taxas de suprimento intermédias, a declividade das curvas de ET real e potencial são iguais em magnitude e opostas no signo, implicando a soma constante entre ambas grandezas (Nash, 1989). Entretanto para Morton (1983) permanece uma pequena dúvida de que a relação seja negativa, indicando além de que não existe prova ainda da sua complementaridade. Analisando a Figura 2.14 surge que,

quando não existe disponibilidade de água $ET=0$, contudo como o ar é muito seco e quente a ET_P é máxima e vale $2.ET_W$. A medida que o suprimento de água se incrementa, o aumento da ET causa resfriamento e umedecimento do ar circundante, que por sua vez produz uma diminuição na ET_P ; finalmente quando o suprimento de água atinge um nível suficiente, os valores de ET e ET_P convergem para ET_W . A relação complementar permite estimar uma taxa de ET real a partir de dados coletados rotineiramente nas estações meteorológicas (temperatura e umidade relativa do ar e horas de insolação), evitando a complexidade de representar o sistema solo-planta-atmosfera (Morton, 1983).

2.8. EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE MACRÓFITAS EM TERRAS ÚMIDAS

2.8.1. Terras úmidas

Já que a definição destes ecossistemas depende dos objetivos e do campo de interesse do profissional, se apresenta uma das definições achadas na bibliografia, que melhor se ajusta ao ponto de vista hidrológico. Em 1979, o U.S. Fish and Wildlife Service define as terras úmidas como “...áreas de transição que se localizam entre sistemas terrestres e aquáticos onde o nível do lençol freático usualmente se acha por cima ou perto da superfície, ou onde os solos se encontram cobertos por águas rasas... As terras úmidas devem ter um ou mais destes três atributos: (i) presença predominante de hidrófitas, pelo menos periodicamente; (ii) substrato maiormente composto por solos hídricos não drenados; e (iii) substrato constituído por matéria orgânica em decomposição, saturado com água ou coberto por águas rasas durante algum tempo na estação de crescimento...” (Mitsch e Gosselink, 1986).

O solo hídrico é um solo que se forma em condições de saturação, inundação ou alagamento por período de tempo suficiente durante a estação de crescimento. Estas circunstâncias permitem o desenvolvimento de condições anaeróbicas na parte superior do solo (NRCS, 2007). É composto por materiais naturais não consolidados que suportam ou podem suportar a vida vegetal, sendo que o fator dominante que participa tanto na formação como nas características dele é o regime hidrológico (Environmental Laboratory, 1987).

Do ponto de vista ecológico, as terras úmidas constituem habitats únicos para uma grande variedade de flora e fauna, abrangendo uma ampla faixa de ecossistemas, (Królikowska, 1987; Souch et al., 1998) como planícies de inundação, lagoas e lagos rasos, brejos, pântanos, lagoas e manguezais, entre outros. Mitsch e Gosselink (1986) referem-se a

eles como os “rins da natureza” pelas funções que cumprem nos ciclos hidrológico e químico, e como receptores e tratadores dos desperdícios resultantes das atividades humanas e da natureza. Nas décadas recentes, de modo crescente, os banhados estão sendo reconhecidos como parte da paisagem, desempenhando funções necessárias para manter um ambiente saudável (Mitsch e Gosselink, op cit.; Mitsch e Gosselink, 2000; Lott e Hunt, 2001; Acreman et al., 2003) como mitigação de enchentes, recarga dos aquíferos, proteção das margens, tratamento de efluentes, melhoramento na qualidade de água e ciclagem de nutrientes.

Do ponto de vista econômico, Mitsch e Gosselink (1986) citam que desde tempos remotos os banhados foram utilizados como fonte de matéria prima para combustíveis, além de outros usos como pastagem, forragem, elementos de construção, extração de madeira e tanino, comida e transporte (Howard e Harley, 1998). Entretanto, a visão das terras úmidas como ‘wastelands’ ou solos improdutivos (Gasca-Tucker et al., 2007) junto ao incremento da população mundial e, por conseguinte, do aumento na demanda de alimentos, têm levado os banhados a uma conversão para agricultura intensiva (Dolan et al., 1984; van der Molen, 1988; Thompson et al., 1999).

Atualmente, poucas terras úmidas permanecem sem serem afetadas pelas atividades humanas (Souch et al., 1998), estando sujeitos a ações de drenagem, aterro das margens e subtração de água subterrânea (Esteves, 1998; Acreman et al., 2003). O uso intensivo destes ecossistemas tem produzido uma intensa degradação deles (Mitsch e Gosselink, op cit.; Feng e Molz, 1997), que junto ao reconhecimento de seu valor social, ter promovido a proteção dos banhados através de leis e regulamentos (Mitsch e Gosselink, op cit.; Lott e Hunt, 2001). Entre estas iniciativas podem ser citadas mudanças no uso do solo, implementação de subsídios para agricultores, estabelecimento de níveis altos de água, diminuição na quantidade de nutrientes utilizados e melhoras no tratamento dos esgotos e efluentes industriais (Howard e Harley, 1998; Acreman et al., 2003; Gasca-Tucker et al., 2007).

2.8.2. Macrófitas aquáticas

Irgang e Gastal Jr. (1996) definem este tipo de vegetação como uma extensão da definição dada por Cook dizendo que macrófitas aquáticas (também chamadas hidrófitas) “...são os vegetais visíveis a olho nu, cujas partes fotossintetizantes ativas estão permanentemente, ou por diversos meses, todos os anos, total ou parcialmente submersas em água doce ou salobra, ou ainda flutuantes na mesma”.

Cook (1974) indica que estas plantas proporcionam alimento e proteção a um grande número de organismos, incluindo aves de caça e peixes; não obstante para uso humano fornecem alimento (o arroz é a planta aquática mais importante cultivada no mundo), adubos para agricultura, e matéria prima para processos industriais e construção. Por outro lado, as macrófitas absorvem minerais dissolvidos e metais, além de enriquecer a água com oxigênio produzido durante a fotossíntese, contribuindo desta forma à manutenção da água limpa e ajudando na recuperação das águas poluídas (Cook, op cit.; Wetzel, 1993). Apesar disso, o crescimento excessivo destes organismos pode ser fonte de problemas, obstruindo o fluxo de água, prejudicando a navegação e o lazer, interferindo com a produção de peixes e cultivos, ou favorecendo a aparição de pestes e doenças (Cook, op cit.; Howard e Harley, 1998).

Com referência a sua adaptação para sobreviver em ambientes aquáticos, estes organismos têm sofrido mudanças morfológicas, fisiológicas e reprodutivas para suportar as condições de anaerobiose presentes nos banhados (Królikowska, 1987; van der Molen, 1988; Wetzel, op cit.; Pezeshki, 2001). Sendo sua principal estratégia a evolução de espaços aéreos chamados aerênquima nas raízes, talos e folhas; que permitem a difusão do oxigênio das partes aéreas da planta para as raízes (Sutcliffe, 1980; Mitsch e Gosselink, 1986).

Esteves (1998) apresenta uma classificação para este tipo de vegetação, baseada no seu biótopo ou grupo ecológico:

- (a) *Emersas*: plantas enraizadas no sedimento com folhas fora d'água (ex.: *Echinodorus*, *Eleocharis*, *Glyceria*, *Phragmites*, *Pontederia*, *Scirpus*, *Typha*, *Zizania*);
- (b) *De folhas flutuantes*: plantas enraizadas no sedimento com folhas flutuando na superfície da água (ex.: *Nymphaea*, *Nymphoides*, *Potamogeton natans*, *Vitoria*);
- (c) *Submersas enraizadas*: plantas enraizadas no sedimento, que crescem totalmente submersas na água (ex.: *Myriophyllum*, *Elodea*, *Egeria*, *Hydrilla*);
- (d) *Submersas livres*: plantas que permanecem flutuando submergidas na água em locais de pouca turbulência (ex.: *Utricularia*, *Ceratophyllum*);
- (e) *Flutuantes*: aquelas que flutuam na superfície de água (ex.: *Azolla*, *Ceratophyllum*, *Eichhornia crassipes*, *Hydrocharis*, *Lemna*, *Pistia*, *Salvinia*, *Trapa*, *Utricularia*).

Królikowska (1987) indica que no caso das macrófitas emersas, a captação e condução da água devem-se à tensão de sucção nas folhas, acrescentada pela sua transpiração; para as macrófitas submersas a força principal é o potencial osmótico; e para as macrófitas com

folhas flutuantes estes processos são dependentes da transpiração, contando com células especiais aptas para a absorção de água (Gessner, 1959 apud Królikowska, op cit.).

A distribuição de espécies e comunidades dentro do banhado depende de vários fatores (Owen, 1999 apud Bidlake, 2000; Sánchez-Carrillo et al., 2004; Neiff, 2004); entre eles a profundidade da água, a qualidade de água, a textura e permeabilidade de solo, o gradiente do relevo, as características competitivas, o escoamento superficial, o vento, a luz, a temperatura, e as ações antrópicas. Contudo, os fatores hidrológicos exercem a maior influencia sobre estas espécies (Mitsch e Gosselink, 1986).

2.8.3. Noções sobre hidrologia das terras úmidas

O gerenciamento e planejamento no uso destes ecossistemas implica a necessidade de conhecer muito bem sua hidrologia. Segundo Mitsch e Gosselink (1986) “a Hidrologia é provavelmente o fator determinante mais importante para a formação e subsistência de cada tipo específico de banhado, como também para seus processos internos”. Dos processos internos destacam-se os balanços de nutrientes, energia, água e químico (Walton et al., 1996; Gehrels e Mulamoottil, 1990 apud Bidlake, 2000; LaBaugh, 1986 apud Lott e Hunt, 2001).

Um elemento fundamental que constitui a “assinatura hidrológica de um banhado” é o hidroperíodo, definido como o padrão sazonal do nível da água no banhado. Sua constância, ano após ano, assegura uma estabilidade razoável para o banhado. Matematicamente o hidroperíodo é a soma dos fluxos de entrada e saída de água, sendo fortemente influenciado pelos aspectos físicos do terreno (topografia, estratigrafia, permeabilidade e cobertura vegetal) e pela proximidade de corpos de água (Mitsch e Gosselink, 1986; Gilman, 1994; Villanueva, 1997; Jacobs et al., 2002). van der Molen (1988) indica que estes ecossistemas são extremamente sensíveis a mudanças menores nas condições de drenagem, contudo Gilman (op cit.), Clymo (1983) apud Thompson et al. (1999), e Garcia Novo et al. (1996) apud Neiff (2004) indicam a existência de uma realimentação ou ‘feedback’ entre vegetação e hidrologia.

A hidrodinâmica natural interna dos banhados constitui o transporte e a manutenção das espécies dos banhados, gerando mudanças cíclicas na composição de espécies com base sazonal e anual. Por exemplo, o nível de água estável ao longo de um período de tempo leva a uma drástica redução na produtividade das plantas; eventos periódicos de inundações e secas e a interação resultante com a flora e a fauna causam a recirculação de nutrientes críticos que

são necessários para o funcionamento do banhado; mudanças no hidroperíodo produzidas pelos efeitos das atividades humanas podem alterar a direção do fluxo de água (Kajak, 1988 e Kadlec, 1989 apud Feng e Molz, 1997; Souch et al., 1998).

Diferentes pesquisadores (Dolan et al., 1984; Koerselman e Beltman, 1988; Campbell e Williamson, 1997; Bidlake, 2000) coincidem em que a ET é o componente do ciclo hidrológico que representa a maior perda de água nos banhados. Apesar de um extenso número de estudos (Souch et al., 1996), a quantificação desta variável é dificultosa devido à inacessibilidade destes terrenos (Rushton, 1996; van der Molen, 1988). Assim a compreensão deste processo é escassa (Acreman et al., 2003), e os resultados obtidos pouco confiáveis (Gavin e Agnew, 2003). Neste sentido, Sánchez-Carrillo et al. (2004) sugerem que a ET depende das flutuações no nível de água que modificam a razão entre superfície de água livre e macrófitas.

2.8.4. Evapotranspiração em terras úmidas

Nas décadas recentes a tendência em pesquisa é dirigida à circulação de água entre o sistema planta, solo e atmosfera, e, mais precisamente, no estudo dos fatores externos que regulam as relações de água entre macrófitas e terras úmidas, especialmente a evaporação das plantas e águas abertas (Królikowska, 1987).

A taxa de ET em terras úmidas está fortemente ligada à vegetação presente (Dolan et al., 1984; Królikowska, op cit.; Snyder e Boyd, 1987; Sambasiva Rao, 1988) assim segundo Allen (1998) e Busch (2000) o conhecimento da transpiração e sua regulação pelas plantas é substancial para achar estimativas confiáveis do consumo de água nestes ecossistemas. Diversos pesquisadores (Królikowska, op cit.; Lafleur e Roulet, 1992; Souch et al., 1998; Mitsch e Gosselink, 1993 apud Lott e Hunt, 2001) concordam em que nas terras úmidas o suprimento de água para as plantas é praticamente ilimitado. Além do mais, a taxa de evapotranspiração exerce uma grande influência na temperatura, nível e salinidade da água (Burba et al., 1999; Sánchez-Carrillo et al., 2004).

Dos diversos métodos existentes para estimar a taxa de ET em terras úmidas, consultados na literatura, pode se concluir que todos os pesquisadores concordam em que não existe um único método recomendado. Entretanto Dooge (1972) apud Lott e Hunt (2001) e Souch et al. (op cit.) afirmam que estimativas de ET calculadas como termo residual da aplicação do balanço de água podem apresentar sérios erros. Winter et al. (1989) apud Parkhurst et al.

(1998) indicam que o método de transferência de massa tem sido muito utilizado em lagos e terras úmidas, mas o ponto fraco é sua fundamentação empírica que precisa da calibração de um coeficiente de transferência de massa. Allen et al. (1992) e Koerselman e Beltman (1988) coincidem em que o lisímetro tem sido a principal ferramenta em pesquisas anteriores, sendo muito adequado para medição de ET em terras úmidas. Segundo Harbeck et al. (1958) apud Lott e Hunt (2001) o balanço de energia é reconhecido como o método mais apropriado para estimar a ET, contudo requer considerável investimento em instrumentos e pessoal (Sturrock et al., 1992 apud Lott e Hunt, 2001), Bidlake (2000) indica que a técnica de correlação por turbilhões faz possível a determinação direta dos fluxos de calor latente e sensível, oferecendo a vantagem de medir explicitamente os termos do balanço de energia.

As equações baseadas em dados meteorológicos são utilizadas geralmente por sua relativa simplicidade e pela relativa disponibilidade de sensores e registradores automáticos para obtenção de dados. Quando esses dados são coletados longe do banhado, podem não ser representativos das condições presentes no banhado (Gavin e Agnew, 2003). A taxa de ET foi correlacionada com a radiação solar, as temperaturas média e máxima do ar, a umidade relativa do ar e a velocidade média do vento por diversos autores (Timmer e Weldon, 1967; Brezny et al., 1973 apud DeBusk et al., 1983; Snyder e Boyd, 1987; Sambasiva Rao, 1988; Lhomme et al., 1998; Sánchez-Carrillo et al., 2001; Burian, 1971 apud Neiff, 2004), contudo Van der Weert e Kamerling (1974) apud Sánchez-Carrillo (op cit.) e Price (1994) sugerem construir modelos baseados em mais de uma variável, já que a conjunção de diferentes variáveis exerce um controle sinérgico sobre o processo. Além das relações existentes entre a taxa de ET e os dados meteorológicos, foram correlacionadas variáveis biológicas e físicas da vegetação como a densidade, altura, rugosidade aerodinâmica do dossel, distribuição de folhas em vertical, número de estômatos, vitalidade das plantas, IAF, natureza sazonal da cobertura vegetal, e a senescência vegetal (Snyder e Boyd, op cit.; Keijman, 1981 apud Koerselman e Beltman, 1988; Allen et al, 1992; Burba et al., 1999; Mao et al., 2002; Neiff, 2004). Contudo Lott e Hunt (2001) insistem em que os métodos meteorológicos subestimam a habilidade da atmosfera para transportar o vapor de água desde o banhado.

Koerselman e Beltman (op cit.) afirmam que, apesar de ser amplamente utilizado para medir evaporação, o método do tanque classe A não fornece resultados consistentes para comparação. Idso (1979) citado por Snyder e Boyd (op cit.) e Pribán e Ondok (1985) apud Sánchez-Carrillo (op cit.) indicam que a taxa de ET das macrófitas confinadas em pequenos tanques pode ser muito maior que em ambientes naturais, devido ao efeito de diferenças

horizontais na umidade dentro da região e ao calor por advecção (efeito oásis), ou devido a diferenças na geometria do conjunto no tanque e nas áreas adjacentes (efeito varal); sugerindo a utilização de medições *in situ* ou tanques de grande superfície (Idso, 1979 apud Idso e Anderson, 1988).

A equação de Priestley-Taylor tem sido aplicada em banhados por numerosos autores (Davies e Allen, 1973; Crago e Brutsaert, 1992; Abtew, 1996; Lafleur et al., 1997 apud Bidlake, 2000; Souch et al., 1998; de Bruin e Stricker, 2000; Jacobs et al., 2002; Mao et al., 2002) com valores de α que variaram entre 0,90 e 1,28. Em condições de superfície saturada, ou proximidade com corpos de água, é razoável utilizar $\alpha=1$ (Brutsaert, 1982; Lhome, 1997 apud Souch et al., op cit.).

Alguns autores (Wallace, 1995; Abtew, op cit.; Souch et al., op cit.; Burba et al., 1999) coincidem em que a fórmula de Penman-Monteith permite modelar bem o fenômeno da ET em banhados, enquanto outros (van der Molen, 1988; Allen, 1998; Lott e Hunt, 2001; Gavin e Agnew, 2003) observam que para banhados pequenos, e com variedade de vegetação, as principais hipóteses de Penman, área extensa e vegetação uniforme, não são cumpridas. Mais precisamente Allen (op cit.) afirma que geralmente, as hidrófitas crescem em grupos irregulares, extensos e estreitos, com largura média de 1 a 10 m; visto o calor, a movimentação do ar e a troca de vapor entre esses grupos e a camada atmosférica vizinha têm duas ou três dimensões, não cumprindo assim as condições que caracterizam um campo extenso; as complexas trocas produzidas nas faixas estreitas de vegetação são afetadas pela altura, densidade, forma e extensão do dossel, violando as hipóteses implícitas nas equações de Penman e Penman-Monteith. Por outro lado, Fermor (1997) apud Acreman et al. (2003) achou que no interior de um grupo de macrófitas os valores de ET foram menores que nas margens.

Embora o número de estudos para determinar a taxa de evapotranspiração de macrófitas aquáticas em banhados é cada vez maior, uma questão ainda sem resolver é a seguinte: que paisagem gasta mais água, uma superfície de água livre ou um banhado?. A bibliografia consultada fornece resultados não convincentes e às vezes contraditórios (DeBusk et al., 1983; Dolan et al., 1984; Snyder e Boyd, 1987; Idso e Anderson, 1988; Lafleur, 1990; Lafleur e Roulet, 1992; Price, 1994; Abtew, 1996; Rushton, 1996; Campbell e Williamson, 1997; Souch et al., 1998; Herbst e Kappen, 1999; Pauliukonis e Schneider, 2001; Sánchez-Carrillo et al., 2001; Mao et al., 2002; Neiff, 2004).

Essencialmente, existem duas linhas de pesquisa, uma fundamentada por Linacre e a outra por Ingram. A teoria de Linacre indica como fator preponderante a micro-meteorologia local outorgando relativamente pouca influência à presença e características da vegetação (Linacre, 1976 apud Koerselman e Beltman, 1988). Este autor citado por Sánchez-Carrillo et al. (2004) sugere uma redução da ET quando existe uma cobertura de macrófitas emersas, devida à micro-meteorologia desenvolvida dentro do grupo de macrófitas (alta umidade e menor temperatura do ar, baixas velocidades do vento que limitam a movimentação do ar, menor irradiação solar). Contrariamente, para uma superfície de água livre, as condições micro-meteorológicas são opostas (fluxo livre de ar, umidade menor e temperatura maior do ar, irradiação solar ótima) incrementando consideravelmente o consumo d'água. Linacre (1976) apud Dolan et al. (1984) também adverte sobre os efeitos advectivos quando se utilizam lisímetros ou as medições são efetuadas nas margens dos banhados ou lagos (espaços com condições de baixa umidade e alta temperatura, devido à ação do vento).

No outro extremo, Ingram (1983) apud Koerselman e Beltman (1988) depois de uma extensa revisão de hidrologia em banhados, concluiu que as taxas de ET em banhados são maiores que para uma superfície de água livre, dando importância às características da vegetação, composição de espécies, densidade, altura do grupo, estado de crescimento, entre outras (Ingram, 1983 citado por Lafleur, 1990). Esta contradição, segundo Ingram (1983) apud Campbell e Williamson (1997) pode ser por causa da utilização de métodos inapropriados, esclarecendo também que a partir da comparação entre pesquisas onde foram empregados diferentes métodos é difícil obter conclusões consistentes.

Com uma visão intermédia, Idso (1981) apud Abtew (1996) baseado em resultados experimentais e revisão de literatura, concluiu que a E de uma superfície livre de água não é incrementada em modo mensurável pela introdução de vegetação sobre a mesma.

Diversos autores (Boyd, 1987; Price, 1994; Pauliukonis e Schneider, 2001; Mao et al., 2002) indicam que experimentos baseados em medidas lisimétricas exibem relações $ET/E > 1$. Contrariamente, outros pesquisadores justificam a relação $ET/E > 1$ pela aparição de efeitos advectivos (Linacre, 1976 apud Dolan et al., 1984; Idso, 1981 apud Rushton, 1996; Priban e Ondok, 1985 apud Price, 1994; Sambasiva Rao, 1988; Herbst e Kappen, 1999). Idso e Anderson (1988) sugeriram que a razão $ET/E > 1$ pode ser por causa da contribuição da área lateral do próprio grupo de vegetação experimental.

Estimativas de ET baseadas no balanço de energia ou métodos aerodinâmicos fornecem valores de $ET/E < 1$ (Lafleur, 1990; McArthur, 1990; Lafleur e Roulet, 1992; Kadlec, 1993 apud Rushton, 1996; Campbell e Williamsom, 1997), por estarem menos influenciadas pela advecção local. Herbst e Kappen (1999) citam algumas das causas que podem explicar esta discrepância: a descrição insuficiente dos componentes medidos ou estimados, diferentes condições climáticas dos lugares de experimentação, e curtos períodos de amostragem. Por outro lado, Pauliukonis e Schneider (2001) indicam as diferenças entre as espécies vegetais e as comunidades, além da falta de padronização dos métodos para estimar ET.

Price (1994) argumenta que em banhados dominados por vegetação emersa e alta (*Typha* ou *Scirpus*), a evaporação da superfície é limitada pelos efeitos de sombreamento e abrigo, apesar disso a transpiração é limitada pelos estômatos. Além disso, comparada com uma superfície de água livre, a vegetação (mais rugosa aerodinamicamente) favorece a eficiência do transporte do calor latente através de maiores fluxos convectivos; existindo assim, diferenças no estado de energia e na rede de resistências para água livre e banhado.

A seguir, são reproduzidas uma série de observações experimentais, achadas na literatura: (a) a taxa de ET em banhados depende da composição de espécies (Van der Weert e Kamerling, 1974 apud Abtew, 1996); (b) existe uma forte influência das condições meteorológicas na taxa de ET (Bernatowicz et al., 1976 apud Herbst e Kappen, 1999); (c) a taxa de T em vegetação com folhas separadas é maior que com folhas juntas (Rychnovská, 1978 apud Królikowska, 1987); (d) as folhagens densas produzem grandes taxas de ET, não obstante folhagens com IAF muito elevados provavelmente tenham menores taxas de ET (Eisenlohr, 1966 apud DeBusk et al., 1983); (e) a perda de água durante o dia é muito maior que durante a noite, da ordem de 85% (Snyder e Boyd, 1987); (f) macrófitas aquáticas emersas altas apresentam valores de ET maiores que uma superfície de água livre, e esta apresenta valores de E maiores que vegetação emersa curta, demonstrando a influência da biomassa (Idso e Anderson, 1988); (g) a razão ET/E se incrementa significativamente a medida que o tamanho do banhado diminui (Allen et al., 1994); (h) devido a sua alta umidade e habitualmente densa vegetação, a evapotranspiração em banhados é freqüentemente mais alta que em culturas (Allen, 1998; Acreman et al., 2003).

Por último, a extrapolação de estimativas pontuais de ET numa certa região apresenta certo grau de incerteza, devido a que geralmente um banhado é constituído por um mosaico de diferentes comunidades vegetais e setores com água (Spieksma e Schouwenaars, 1997; Gavin e

Agnew, 2003); sendo que a relação entre superfície vegetada e superfície de água livre não é constante por ser função da variação temporal no nível da última. Lott e Hunt (2001) afirmam que diferenças apreciáveis podem ocorrer em pontos distantes somente 300 m; entretanto Lafleur e Roulet (1992) e Busch (2000) indicam que para banhados de grande superfície as características tanto meteorológicas como hidrológicas e biológicas mudam ao longo da sua extensão.

2.8.5. Razões de ET/E encontradas na literatura

Os primeiros estudos relativos ao uso da água pelas plantas aquáticas começaram há mais de 90 anos (Allen et al., 1992) quando Otis em 1914, reportou que o gasto de água em “cattails” foi 3 vezes superior a uma superfície de água livre. Respeito desta pesquisa, Anderson e Idso (1987) apud Allen et al. (op cit.) indicam que o desenho experimental foi responsável do resultado devido à exposição da vegetação a uma forte advecção. Outra pesquisa citada por Allen et al. (op cit.) é a desenvolvida por Young e Blaney no ano 1942 para grupos de hidrófitas, utilizando lisímetros rodeados com vegetação semelhante, na qual obtiveram para ET/E uma razão de 1,4.

Eisenlohr (1966) apud Dolan et al. (1984) obteve a partir da aplicação do balanço de água num banhado, em Dakota do Norte, uma relação ET/E de 0,75. Linacre et al. (1970) citado por Królikowska (1987) determinaram para um banhado na Austrália utilizando o método de correlação por turbilhões uma relação ET/E de 0,6; semelhante ao obtido por Rijks em 1969 num banhado na África usando a relação de Bowen. Dolan et al. (op cit.) informam sobre diferentes pesquisas feitas em banhados, durante o estágio de crescimento, onde foram utilizados lisímetros para intervalos de amostragem mensais ou anuais: Van der Weert e Kamerling em 1971 mediram no Suriname uma razão de ET/E máxima de 1,58; Brezny et al. no ano 1973 acharam na Índia uma relação entre ET/E máxima de 2,50; ao passo que Bernatowicz no 1976 obteve na Polônia uma relação máxima para ET/E igual a 1,27.

Idso (1979) apud Snyder e Boyd (1987) reportou taxas de ET/E de entre 3,2 e 5,3 para *E. crassipes*. Anderson e Idso (1987) apud Allen (1998) apresentaram relações gerais para ET/E em “cattails” expostas em lisímetros rodeadas por condições de seca, dentre 2 e 5. Cooley e Idso (1980) apud Abtew (1996), DeBusk et al. (1983) e Boyd (1987) acharam que para plantas pequenas como “duckweed”, “lilipad” ou colchão de pântano, a razão ET/E esteve entre 0,84 a 0,90. Prueger (1991) citado por Allen (1998) mediu a ET em “cattails” e

“bulrush” utilizando lisímetros rodeados de vegetação, as relações ET/E obtidas foram 1,6 e 1,8 respectivamente (achadas em pequenos estandes sujeitos a condições de advecção).

Num experimento desenvolvido por Allen et al. (1994) para um estande grande e denso (200 m de largura) de ‘cattails’, utilizando a razão de Bowen, obtiveram uma relação ET/E em torno de 1,15. Herbst e Kappen (1999) acharam que a relação ET/E para “reed belt” variou entre 1,55 e 1,96 (média de 1,72), estes autores citam um trabalho de Rodewald e Rudescu feito em 1974 com juncos no leste europeu, no qual a razão ET/E atingiu 1,6. Neiff (2004) mediu a relação ET/E nos “Esteros del Ibera” (Argentina) para vegetação com comprimento entre 0,8 m e 5 m, utilizando tanques enterrados de $\phi = 0,65$ m. As espécies vegetais analisadas foram *Eichhornia azurea*, *Scirpus cubensis* var. *Gracilis*, *Fuirena robusta* e *Typha Latifolia*. Ele achou que a razão ET/E esteve entre 0,6 e 0,8.

Como observação final, pode afirmar-se que a razão ET/E é muito dispersa com valores compreendidos entre 0,6 e 12,5 (DeBusk et al., 1983; Snyder e Boyd, 1987; Sambasiva Rao, 1988; Price, 1994; Abtew, 1996; Rushton, 1996; Howard e Harley, 1998; Neiff, 2004), por isso não é possível atribuir um único valor para essa razão.

2.8.6. Taxas de ET encontradas na literatura

A seguir são apresentados diferentes resultados experimentais recopilados da literatura analisada (valores de E, ET e da razão ET/E); além de descrever a metodologia empregada e o sítio da pesquisa; no final deste parágrafo é resumida a informação proporcionada em forma de tabela.

Timmer e Weldon (1967) avaliaram a taxa de ET para ‘water hyacinth’, durante quatro meses, com tanques de cultivo medindo em períodos de sete dias, na Flórida (EUA). Eles obtiveram uma taxa de ET de $14,4 \text{ mm.dia}^{-1}$, e uma taxa de E de $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$; assim acharam uma razão ET/E de 3,7. Ao passo que DeBusk et al. (1983) mediram a taxa de ET das macrófitas *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms ($7,5 \text{ mm.dia}^{-1}$) e *Lemna minor* L. ($4,1 \text{ mm.dia}^{-1}$) utilizando tanques de cultivo de $0,6 \text{ m}^2$ de área superficial e 0,75 m de profundidade, na Flórida. A medição de E em tanque com água foi de $4,5 \text{ mm.dia}^{-1}$. As relações ET/E foram para *Lemna* entre 0,6 e 1,1 (média 0,9) e para *Eichhornia* entre 1,2 e 2,3 (média 1,7). Os autores acharam que a ET destas macrófitas variou sazonalmente, podendo correlaciona-la significativamente com a evaporação E de uma superfície de água livre, com a radiação solar e com a temperatura

média. Por outra parte, Dolan et al. (1984) mediram a taxa de ET num banhado 'freshwater marsh' situado na Flórida através da medição contínua do nível do lençol freático. A vegetação era composta por macrófitas aquáticas emergentes (*Sagittaria lancifolia*, *Pontederia cordata*, *Panicum* spp. e *Hibiscus* sp.). Eles atingiram valores médios de 5,0 mm.dia⁻¹ no período de crescimento e de 2,1 mm.dia⁻¹ para o inverno; com uma média anual de 3,3 mm.dia⁻¹. Também compararam essas estimativas com valores de E de tanque classe A, distante 40 Km do espaço de experimentação; achando 5,0 mm.dia⁻¹ em média e uma relação ET/E da ordem de 0,7.

Boyd (1987) mediu a taxa de ET de cinco plantas aquáticas usando tanques de cultivo de 5,77 m² de superfície, por um período de seis meses em Alabama (EUA). As taxas de ET obtidas foram de 6,6 mm.dia⁻¹ para *Panicum rigidulum*, 6,3 mm.dia⁻¹ para *Juncus effusus*, 5,5 mm.dia⁻¹ para *Carex lurida*, 5,2 mm.dia⁻¹ para *Alternanthera philoxeroides*, 4,9 mm.dia⁻¹ para *Justicia americana*, 4,2 para um tanque sem vegetação, e 5,2 para o tanque classe A. As relações ET/E ficaram 1,3, 1,2, 1,1, 1,0 e 0,9 respectivamente. Paralelamente, Snyder e Boyd (1987) fizeram uma pesquisa utilizando os mesmos tanques durante 6 meses em Alabama, com jacintos de água (*Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms) e *Typha latifolia* L. Os valores da taxa de ET estiveram entre 5,8 e 8,5 (média 7,1 mm.dia⁻¹) para *E. crassipes* e entre 3,8 e 9,9 (média 7,1 mm.dia⁻¹) para *T. latifolia*. As razões ET/E achadas foram de 1,3 a 1,6 (média 1,5) para *E. crassipes* e de 1,1 a 1,8 (média 1,4) para *T. latifolia*.

Lallana et al. (1987) mediram a taxa de ET para *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms, *Pistia stratiotes* L., *Salvinia herzogii* de la Sota e *Azolla caroliniana* Willd. e a taxa de E de uma superfície de água livre, no período de verão; em Paraná, Argentina. Eles obtiveram taxas de ET de 19,6 mm.dia⁻¹, 8,4 mm.dia⁻¹, 8,7 mm.dia⁻¹, 7,1 mm.dia⁻¹, e 7,4 mm.dia⁻¹ respectivamente; sendo a razão ET/E achada por eles 2,7, 1,1, 1,2 e 1,0.

Koerselman e Beltman (1988) avaliaram a ET em dois banhados (fens), nos Países Baixos utilizando lisímetros de 45 cm de diâmetro e 35 cm de profundidade, e uma estação climatológica distante 8 Km do sítio de experimentação. A taxa de ET para *Typha latifolia* L. variou entre 0,9 e 4,7 mm.dia⁻¹ (média 2,5 mm.dia⁻¹) e para *C. diandra* entre 1,1 e 3,9 mm.dia⁻¹ (média 2,7 mm.dia⁻¹), ao passo que a E do tanque cheio só com água flutuou entre 2,5 mm.dia⁻¹ e 0,4 mm.dia⁻¹ (média 1,5 mm.dia⁻¹); obtendo uma razão de ET/E de 1,7 para *Typha* e de 1,8 para a segunda.

Sambasiva Rao (1988) estimou as taxas de ET para três espécies de plantas aquáticas, cultivadas em tanques de 1 m³ de volume, e a taxa de E para uma superfície de água livre, sob condições tropicais úmidas na Índia. Achando que para *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms a ET variou entre 3,8 e 10,5 mm.dia⁻¹ (média 6,4 mm.dia⁻¹); para *Salvinia molesta* D.S. Mitchell esteve entre 2,1 e 6,8 mm.dia⁻¹ (média 4,2 mm.dia⁻¹); e para *Nymphaea lotus* (L) Willd. variou entre 2,5 e 6,0 mm.dia⁻¹ (média 4,1 mm.dia⁻¹); enquanto para a superfície de água livre obteve uma taxa de E que encontrou-se entre 2,1 e 7,1 mm.dia⁻¹ (média 4,4 mm.dia⁻¹). Estabelecendo, em média, as seguintes razões de ET/E: 1,5, 1,0 e 0,9 respectivamente.

Por outro lado, Lafleur (1990) pesquisou os regimes de ET em duas comunidades costeiras dominadas por *Carex paleacea* Wahleub num banhado de clima subártico, no Canadá; utilizando a aproximação do balanço de energia. Os valores de ET achados foram de 3,1 ± 1,1 mm.dia⁻¹. Por outro lado, Lafleur e Roulet (1992) mediram a ET num banhado (fen) coberto com vegetação tipo *Carex* localizado no Ontário, Canadá; utilizando o método da razão de Bowen. Eles obtiveram um valor de ET de 2,5 mm.dia⁻¹.

Yin e Brook (1992) mediram a taxa de ET num banhado 'Okefenokee Swamp' situado na Geórgia (EUA) utilizando o método do balanço hídrico; eles estimaram 2,8 mm.dia⁻¹. Entanto Price (1994) mediu a ET para um banhado 'marsh' situado no lago Ontário, Canadá. O valor da ET do banhado variou entre 0,6 a 7 mm.dia⁻¹ (média de 4,8 mm.dia⁻¹), enquanto a evaporação de água livre foi de 4,9 mm.dia⁻¹; assim a razão ET/E foi de 1,0.

Abtew (1996) mediu a ET diária utilizando lisímetros (3,54 m de diâmetro e 0,9 m de profundidade) na Flórida para *Typha* e para uma superfície de água aberta. Ele obteve 3,6 mm.dia⁻¹ para *Typha* e 3,7 mm.dia⁻¹ para superfície de água livre, assim a relação ET/E foi de 1,0. Além disso, Rushton (1996) estimou a taxa de ET de um marsh localizado na Flórida através do balanço hidrológico, achando que a ET variou entre 1,5 mm.dia⁻¹ e 6,1 mm.dia⁻¹ (média 3,5 mm.dia⁻¹).

Souch et al. (1996) avaliaram a taxa de ET de um banhado situado em Indiana (EUA) na época de maior radiação solar; com uma altura máxima de vegetação por volta do 1,5 m (média de 1,0 m) e com flutuação nos níveis de água dentre 0,3 e 1,0 m. Eles utilizaram o método da correlação por turbilhões, obtendo valores de aproximadamente 3,6 mm.dia⁻¹, ao passo que Parkhurst et al. (1998) utilizaram o método do balanço de energia para estimar a

taxa de ET de um banhado situado em Dakota do Norte (EUA) ‘prairie grasses e herbs’. A taxa de ET variou entre 0,7 mm.dia⁻¹ e 6,7 mm.dia⁻¹ (média de 3,6 mm.dia⁻¹).

Burba et al. (1999) mediram a taxa de ET num banhado ‘prairie wetland’ em Nebraska (EUA) utilizando a razão de Bowen. Para a espécie *Phragmites australis* obtiveram valores dentre 2,5 e 6,5 mm.dia⁻¹ (média 4,5 mm.dia⁻¹). Ao passo que German (1999) fornece valores de ET medidos no sul da Flórida, nos Everglades, a partir da aplicação da razão de Bowen durante um período de 2 anos. Para cattails obteve 3,0 mm.dia⁻¹; para sawgrass (disperso) 3,5 mm.dia⁻¹; ao passo que para água livre obteve 3,8 mm.dia⁻¹. Este autor obteve uma razão ET/E de 0,8 para cattails e de 0,9 para sawgrass.

Thompson et al. (1999) pesquisaram o regime de ET num banhado ‘peat bog’ dominado por uma combinação de *Sporadanthus traversii* de 1,70 m de altura e *Empodisma minus* de 0,70 m de altura, na Nova Zelândia. Utilizando a razão de Bowen, acharam que a taxa de ET é de 3,0 mm.dia⁻¹. Entretanto, Campbell e Williamson (1997) obtiveram para o mesmo banhado, mas com *Empodisma minus* como espécie dominante e utilizando a mesma técnica, um valor de ET de 2,3 mm.dia⁻¹.

Outros pesquisadores como Lott e Hunt (2001) analisaram com ajuda de lisímetros de drenagem a taxa de ET num banhado em Wisconsin (EUA), dominado por *Carex tricoarpa* Muhl. e *Carex stricta* Lam., que atingiram uma altura de aproximadamente 1,5 m. Os valores de ET registrados estiveram entre 2,6 e 5,6 mm.dia⁻¹ (média 4,3 mm.dia⁻¹) para o método do lisímetro; e entre 2,2 e 5,6 mm.dia⁻¹ (média 3,9 mm.dia⁻¹) para o método da variação do lençol freático.

Pauliukonis e Schneider (2001) utilizaram lisímetros para medir a taxa diária de ET de *Typha latifolia* L., em Nova York (EUA). Obtendo uma taxa de ET para *T. latifolia* de 5,8 ± 0,9 mm.dia⁻¹ e de 2,3 ± 0,5 mm.dia⁻¹ para uma superfície de água livre; achando uma razão ET/E igual a 2,5.

Sánchez-Carrillo et al. (2001) estudaram a ET num banhado situado na Espanha utilizando a técnica do porômetro. As espécies analisadas foram *Phragmites australis* (Cav.) Trin. Ex Steud., *Cladium mariscus* (L.) Pohl e *Typha domingensis* Pers. As taxas de ET obtidas foram de 3,8 mm.dia⁻¹, 7,4 mm.dia⁻¹ e 2,7 mm.dia⁻¹ respectivamente; ao passo que as razões ET/E foram de 1,5; 2,3 e 0,8.

Jacobs et al. (2002) pesquisaram a taxa de ET de um banhado ‘wet prairie’ dominado por *Panicum hemitomon* Schultes, *Polygonum hydropiperoides* Michx., *Ptilimnium capillaceum* Michx. e *Eupatorium capillifolium* Lam., na Flórida (altura entre 0,4 e 1,2 m), utilizando o método de correlação turbulenta durante 2 meses. Estes pesquisadores obtiveram taxas de ET entre 2,0 e 6,2 mm.dia⁻¹ (média 4,2 mm.dia⁻¹).

Mao et al. (2002) utilizaram lisímetros para medir a taxa de ET de *Cladium jamaicense* ‘sawgrass’ de 1,4 m de altura e *Typha domingensis* de 1,8 m de altura em três banhados na Flórida; além disso foi quantificada a taxa de E com tanque classe A. Os lisímetros foram tanques circulares de polietileno de 3,6 m de diâmetro e 1 m de profundidade. Eles determinaram valores de ET para *Typha* de 3,3 mm.dia⁻¹, para *Cladium* de 3,7 mm.dia⁻¹ e para o tanque classe A de 3,2 mm.dia⁻¹. Obtendo razões de ET/E de 1,0 para *Typha* e de 1,2 para *Cladium*.

Acreman et al. (2003) mediram a taxa de ET de um banhado com ‘reeds’ (*Phragmites australis*) de 3 a 4 m de altura por um período de 5 meses, aplicando o método da correlação turbulenta; achando um valor médio de ET de 2,3 mm.dia⁻¹.

Tabela 2.3. Taxas de ET e razão ET/E para distintas macrófitas ou banhados

Pesquisador	Local / Vegetação	Metodología	ET (mm.dia ⁻¹)	ET/E
Smid (1975) apud Lafleur (1990)	Tchecoslováquia / reed swamp	Balanço de energia	6,9	-
Dolan et al. (1984)	Flórida / freshwater marsh	Lençol de água	3,3	0,7
Roulet e Woo (1986) apud Lafleur (1990)	Canadá / low arctic bog	-	4,5	-
Yin e Brook (1992)	Georgia / swamp	Balanço hídrico	2,8	-
Rushton (1996)	Flórida / freshwater marsh	Balanço hídrico	3,5	0,8
Souch et al. (1996)	Indiana / marsh	Correlação turbulenta	3,6	-
Parkhurst et al. (1998)	Dakota / prairie grasses and herbs	Balanço de energia	3,6	0,8
Jacobs et al. (2002)	Flórida / wet prairie	Correlação turbulenta	4,2	-
Timmer e Weldon (1967)	Flórida / water hyacinth	Tanque de cultivo	14,4	3,7
DeBusk et al. (1983)	Flórida / <i>Eichhornia crassipes</i> (Mart.) Solms	Tanque de cultivo	7,5	1,7
	Flórida / <i>Lemna minor</i> L.	Tanque de cultivo	4,1	0,9
Boyd (1987)	Alabama / <i>Alternanthera philoxeroides</i>	Tanque de cultivo	5,2	1,3
Lallana et al. (1987)	Argentina / <i>Eichhornia crassipes</i> (Mart.) Solms	Tanque de cultivo	19,6	2,7
	Argentina / <i>Pistia stratiotes</i> L.	Tanque de cultivo	8,4	1,1
	Argentina / <i>Salvinia herzogii</i> de la Sota	Tanque de cultivo	8,7	1,2
	Argentina / <i>Azolla caroliniana</i> Willd.	Tanque de cultivo	7,1	1,0
Snyder e Boyd (1987)	Alabama / <i>Eichhornia crassipes</i> (Mart.) Solms	Tanque de cultivo	7,1	1,5
Sambasiva Rao (1988)	Índia / <i>Eichhornia crassipes</i> (Mart.) Solms	Tanque de cultivo	6,4	1,5
	Índia / <i>Salvinia molesta</i> D.S. Mitchell	Tanque de cultivo	4,2	1,0
	Índia / <i>Nymphaea lotus</i> (L.) Willd.	Tanque de cultivo	4,1	0,9
Priban e Ondok (1985) apud Lafleur (1990)	Tchecoslováquia / sedge-grass marsh	Razão de Bowen	3,2	-
Boyd (1987)	Alabama / <i>Panicum rigidulum</i>	Tanque de cultivo	6,6	1,6
	Alabama / <i>Juncus effusus</i>	Tanque de cultivo	6,3	1,5
	Alabama / <i>Carex lúrida</i>	Tanque de cultivo	5,5	1,3

Tabela 2.3. Taxas de ET e razão ET/E para distintas macrófitas ou banhados (continuação)

Pesquisador	Local / Vegetação	Metodología	ET (mm.dia ⁻¹)	ET/E
Boyd (1987)	Alabama / <i>Justicia americana</i>	Tanque de cultivo	4,9	1,2
Snyder e Boyd (1987)	Alabama / <i>Typha latifolia</i> L.	Tanque de cultivo	7,1	1,4
Koerselman e Beltman (1988)	Utrecht / <i>Typha latifolia</i> L.	Lisímetro	2,5	1,7
	Utrecht / <i>Carex diandra</i> Schrank	Lisímetro	2,7	1,8
Lafleur (1990)	Ontário / marsh subártico costeiro, <i>Carex</i>	Razão de Bowen	3,1	-
Lafleur e Roulet (1992)	Ontário / sedge covered fen, <i>Carex</i>	Razão de Bowen	2,5	-
Price (1994)	Ontário / lakeshore marsh, <i>Typha latifolia</i> L.	Razão de Bowen	4,8	1,0
Abtew (1996)	Flórida / <i>Typha domingensis</i>	Lisímetro	3,6	1,0
Campbell e Williamson (1997)	Nova Zelândia / peat bog, <i>Empodisma minus</i>	Razão de Bowen	2,3	-
Burba et al. (1999)	Nebraska / prairie wetland, <i>Phragmites australis</i>	Razão de Bowen	4,5	-
German (1999)	Flórida, Everglades / <i>cattails</i>	Razão de Bowen	3,0	0,8
	Flórida, Everglades / sparse <i>sawgrass</i>	Razão de Bowen	3,5	0,9
Thompson et al. (1999)	Nova Zelândia / peat bog, <i>Sporadanthus</i>	Razão de Bowen	3,0	-
Lott e Hunt (2001)	Wisconsin / <i>Carex</i>	Lisímetro	4,3	-
Pauliukonis e Schneider (2001)	Nova York / <i>Typha latifolia</i> L.	Lisímetro	5,8	2,5
Sánchez-Carrillo et al. (2001)	Espanha / <i>Cladium mariscus</i> (L.) Pohl	Porômetro	7,4	2,3
	Espanha / <i>Phragmites australis</i> (Cav.) Trin. Ex Steud.	Porômetro	3,8	1,5
	Espanha / <i>Typha domingensis</i> Pers.	Porômetro	2,7	0,8
Mao et al. (2002)	Flórida / <i>Cladium jamaicense</i>	Lisímetro	3,7	1,2
	Flórida / <i>Typha domingensis</i>	Lisímetro	3,3	1,0
Acreman et al. (2003)	Inglaterra / reedbed, <i>Phragmites australis</i>	Correlação turbulenta	2,3	-

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo é apresentado o experimento realizado para estimar a taxa de ET da macrófita aquática *Zizaniopsis Bonariensis*; são descritos o local da pesquisa (situação geográfica e condições climáticas), os equipamentos empregados, a coleta dos dados, as características da vegetação utilizada e a diagramação e montagem do experimento.

Se expõe o tratamento aplicado aos dados registrados: uma análise preliminar onde são eliminados os dias chuvosos, de limpeza dos tanques, e de falha elétrica nos sensores; após isso, é verificada a ocorrência de dias com condições advectivas; sendo posteriormente descartados os dias com dados duvidosos e com existência de 'outliers'; e finalmente efetua-se a unificação das datas das séries.

Na seguinte seção, se explica o procedimento aplicado às séries de dados depuradas, as quais foram submetidas a uma análise estatística. A avaliação das taxas de evaporação e de evapotranspiração foi realizada em duas fases, considerando o período completo de dados e em forma sazonal, sendo estudado o grau de correlação entre o consumo dos tanques.

Por outro lado, se especifica a técnica proposta para estimar as taxas de evaporação e de evapotranspiração, em função de diferentes variáveis meteorológicas, sendo estudada primeiramente a consistência das mesmas. É avaliada também a correlação entre as taxas calculadas através de regressão linear simples (RLS) e de regressão linear múltipla (RLM) com os dados meteorológicos registrados.

Posteriormente, se apresenta a forma de estimar as taxas de evaporação e de evapotranspiração através da aplicação de 39 fórmulas (em total 600 equações derivadas de diferentes combinações de parâmetros), comentando-se as fórmulas empregadas, a calibração de constantes e parâmetros utilizados, certas considerações sobre algumas equações, e os critérios utilizados para escolha das mesmas.

Na última seção se exhibe uma aplicação onde são empregados os resultados obtidos no experimento realizado neste trabalho, à simulação de níveis de longo período no Banhado do Taim. É descrito o Sistema Hidrológico do Taim e os diferentes usos do solo, junto aos principais fatores que ameaçam o seu funcionamento. Por outro lado, é apresentado um modelo de balanço de água constituído com o fim de simular, de forma aproximada, o

hidroperíodo do banhado, fornecendo uma ferramenta simples para considerar cenários futuros sobre o uso da água. Finalmente, se indica o processo de calibração efetuado, a simulação dos níveis na lagoa Mangueira e no Banhado do Taim para longo período, e a metodologia empregada para avaliar o desempenho do modelo simplificado comparado com um modelo hidrodinâmico desenvolvido por Villanueva (1997).

3.1. LOCAL DO EXPERIMENTO

A pesquisa foi desenvolvida dentro da Estação Recuperadora de Qualidade Ambiental (ERQA), no Campus da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (Brasil). A cidade encontra-se nas coordenadas 30° 02' latitude Sul e 51° 22' longitude Oeste a uma altitude de 47 m sobre o nível do mar. O clima é caracterizado como temperado e úmido com ausência de período seco (Cfa na classificação de Koeppen), sendo a temperatura média anual de 19,5 °C e a precipitação média de 1347 mm.ano⁻¹ (INMET, 1992).

As datas de começo e finalização da pesquisa foram o dia 23 de junho de 2004 e o dia 12 de março de 2005 respectivamente, com uma duração total de 263 dias, abrangendo as estações de inverno e primavera do ano 2004 e o verão do biênio 2004-2005. O local da pesquisa (representado na Figura 3.1) é caracterizado por estar, ao leste, próximo a uma superfície de água livre; não obstante nos outros pontos cardinais é rodeado por vegetação herbácea de aproximadamente 40 a 80 cm de altura.

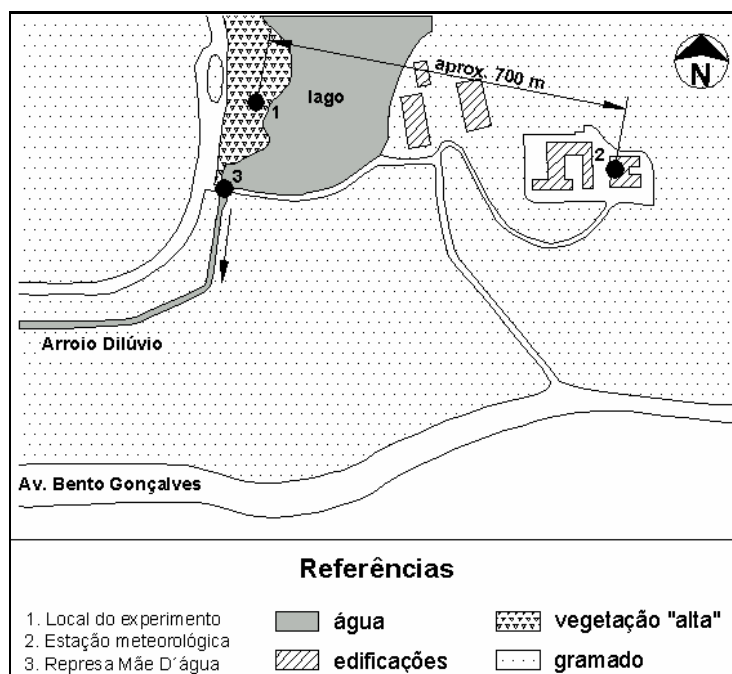


Figura 3.1. Localização do experimento

3.2. EQUIPAMENTOS EMPREGADOS E COLETA DOS DADOS

Utilizaram-se duas caixas d'água de polietileno com forma cilíndrica de 775 mm de profundidade e 1471 mm de diâmetro (1,70 m² de superfície); uma delas contendo somente água (caixa sem vegetação ou **C.S.V.**) e a outra contendo solo e vegetação (**C.C.V.**). Além disso, foi disposto um tanque classe A (**T.C.A.**) por ser o tanque padrão utilizado rotineiramente na maioria dos países, para obter estimativas pontuais de evaporação. Para quantificar em forma precisa a chuva caída no lugar, instalou-se um pluviômetro, que ao pouco tempo foi roubado, por isso foram utilizados os dados de chuva registrados pela estação meteorológica localizada no prédio do IPH. Nas Figuras 3.2 e 3.3 são apresentadas as vistas oeste e sul do local do experimento.



Figura 3.2. Vista oeste do local do experimento



Figura 3.3. Vista sul do local do experimento

Em correspondência com cada recipiente, foi empregado um sensor transmissor de pressão marca WIKA modelo S-10 (Figura 3.4) para medir as flutuações do nível d'água. Além disso, foi medida a temperatura d'água com uma sonda de temperatura por imersão (Figura 3.5), mas somente no T.C.A. e na C.C.V.. Como fonte de energia, foi utilizada uma bateria elétrica, colocada na vizinhança do local do experimento. Por outro lado, foi utilizada uma estação meteorológica automática marca DAVIS modelo GroWeather (Figura 3.6) alimentada por um painel solar distante aproximadamente 700 m do local de experimentação.



Figura 3.4. Sensor transmissor de pressão



Figura 3.5. Sensor de temperatura



Figura 3.6. Estação meteorológica automática

O tempo de amostragem dos sensores de níveis e de temperatura d'água foi de um minuto, contudo registraram-se valores médios calculados a partir de 15 medições através de um logger IPH, obtendo desta maneira dados de níveis e de temperatura d'água a cada 15 minutos. Por outro lado, a estação meteorológica, permitiu registrar a cada 15 minutos valores de temperaturas mínima, média e máxima do ar, radiação solar, pressão barométrica, velocidade média do vento, precipitação, umidade e temperatura do ponto de orvalho.

3.3. CARACTERÍSTICAS DA VEGETAÇÃO UTILIZADA

A espécie utilizada na pesquisa é uma macrófita aquática emergente denominada *Zizaniopsis Bonariensis* (Bal. & Poitr.) Speg. (Figura 3.7), que se encontra no sul da América do Sul, sendo que no estado de Rio Grande do Sul acontece só no Litoral Sul, mais precisamente no Banhado do Taim e em banhados do Canal de São Gonçalo (Brasil, 1972 e Irgang et al, 1984 citados em Giovannini, 1997). As mudas empregadas na pesquisa foram coletadas do Banhado do Taim e provistas pelo professor Motta Marques.



Figura 3.7. *Zizaniopsis Bonariensis* empregada na pesquisa

Sobre os aspectos taxonômicos, Irgang e Gastal Jr. (1996) citam que esta macrófita pertence à família *Poaceae* (Gramineae), tribo *Oryzaceae*, e gênero *Zizaniopsis* (espécie única); de nome popular palha ou espadana. Quanto aos aspectos morfológicos, Cook (1974) destaca que é uma planta perene com rizomas resistentes e rasteiros, e colmos entre 1 e 3 m de altura, herbáceos, não ramificados e folhas não agregadas na base, com lâminas foliares lineares largas e esponjosas no interior, de 10 a 30 mm de largura, achatadas sem cruzamento de nervuras. Inflorescência larga com panículas entre 30 e 120 cm de comprimento, abertas mas um pouco apertadas, com numerosos ramificações (Finkler Ferreira, 2005).

3.4. DIAGRAMAÇÃO E MONTAGEM DO EXPERIMENTO

O tanque classe A foi instalado em forma padrão, ou seja, nivelado sobre dois pedaços de madeira de 6 x 6 polegadas de seção transversal, respeitando desta maneira a altura entre fundo de tanque e superfície do solo de 15 cm (Figura 3.8). As caixas d'água foram enterradas aproximadamente 60 cm no solo, deixando uma diferença entre a superfície do solo e a borda superior delas de 15 cm para evitar o ingresso de água e outras partículas por escoamento superficial, que adulterariam os resultados (Figura 3.8). O nível d'água dentro dos recipientes foi mantido entre 5 e 15 cm por baixo da borda superior. Na Figuras 3.9 e 3.10 são apresentados uma fotografia e um diagrama da disposição dos tanques, respectivamente.

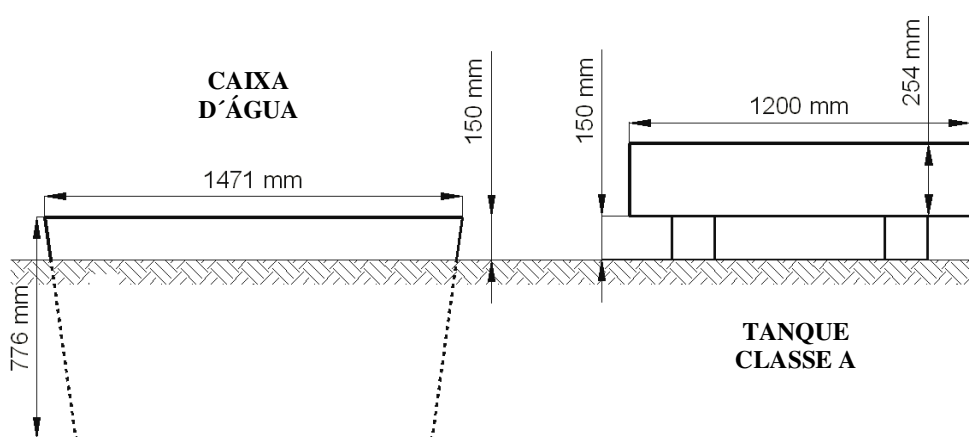


Figura 3.8. Instalação do tanque classe A e das caixas d'água



Figura 3.9. Fotografia da disposição dos tanques

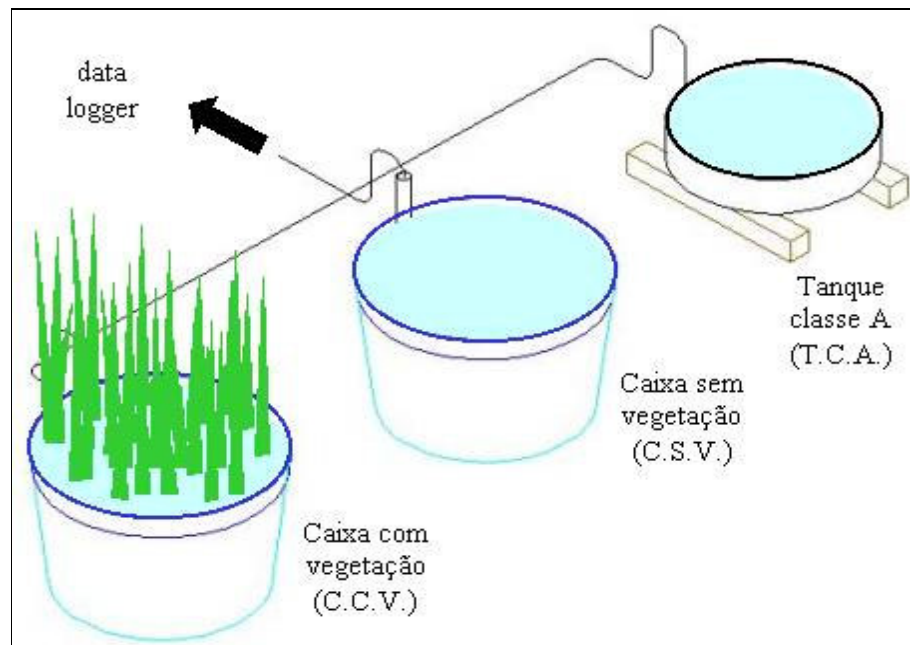


Figura 3.10. Diagrama da disposição dos tanques

A medição do nível de água foi realizada com sensores transmissores de pressão, que trabalham em seco. Este problema foi contornado facilmente para o tanque classe A, enroscando o sensor num furo roscado praticado na face lateral e perto da base (Figura 3.11).



Figura 3.11. Conexão do sensor de transmissão de pressão ao tanque classe A

Para as caixas d'água, foi necessário construir um dispositivo que assegurasse a total vedação do sensor ao contato com a água. Este aparelho, sob idéia do professor Motta Marques (Figura 3.12), é composto por um tubo esgoto branco de PVC de 75 mm de diâmetro e 1,20 m de comprimento, fechado na parte inferior por meio de um cap esgoto de 75 mm de PVC. No cap é feito um furo, onde através de um adaptador com flange é enroscado o sensor. A vedação entre tubo e cap é feita com um anel de borracha, enquanto a vedação entre adaptador e cap é feita com uma arruela de borracha. A verticalidade e a submersão parcial do dispositivo

conseguem-se com ajuda de tijolos, enquanto a fixação é feita com arame à estrutura onde são recebidos os fios que conectam o sensor com o logger.

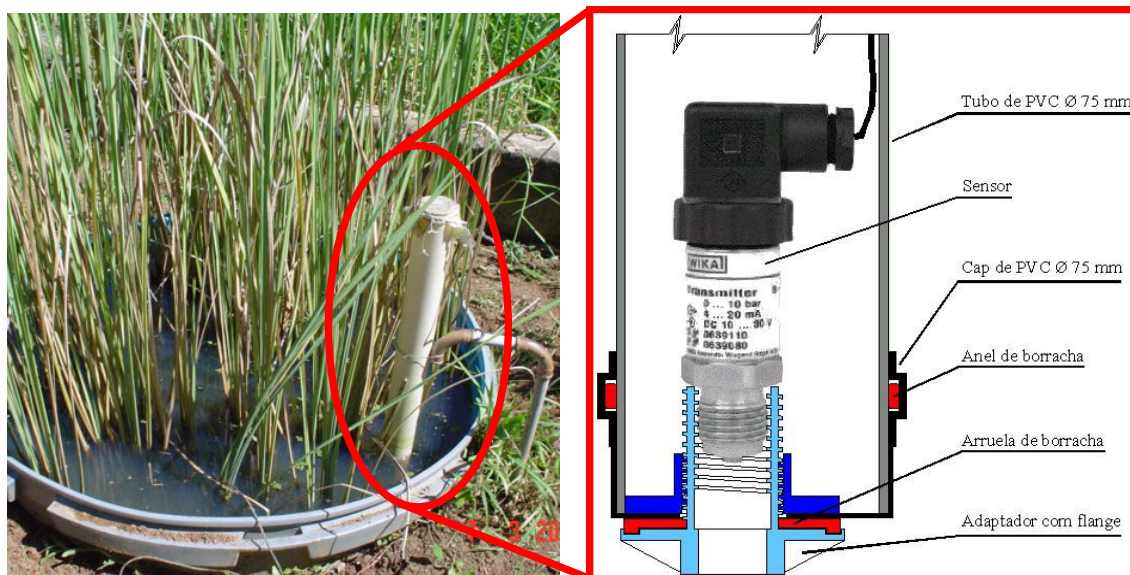


Figura 3.12. Dispositivo para permitir a medição de níveis nas caixas d'água

3.5. TRATAMENTO DOS DADOS

Os dados de níveis e temperaturas d'água coletados registraram-se num logger IPH a cada 15 minutos, obtendo um total de 96 medições diárias para cada sensor (três sensores de nível e dois sensores de temperatura).

O período de registro dos níveis d'água esteve compreendido entre 23 de junho de 2004 e 12 de março de 2005. A variação diária nos níveis d'água em cada tanque (TCA, CSV e CCV) foi calculada pela diferença de leituras à meia noite, entre dois dias consecutivos. Os dados foram submetidos ao seguinte tratamento: (a) eliminação dos dias com chuva, de limpeza dos tanques, e de falhas elétricas nos sensores (análise preliminar); (b) verificação e supressão de dias com advecção; (c) descarte de dados duvidosos; (d) procura de possíveis 'outliers'; e (e) unificação das datas das séries para comparação.

O período de registro da temperatura superficial d'água esteve compreendido entre 14 de outubro de 2004 e 12 de março de 2005. Foi determinado um valor médio diário da temperatura superficial d'água, para dois tanques (TCA e CCV), como a média dos 96 valores diários registrados. Estes dados estiveram submetidos às operações citadas anteriormente com exceção do item (b).

3.5.1. Análise preliminar

No decorrer do experimento, eliminaram-se os dias que apresentaram problemas devido às variações de nível na superfície de água dentro dos tanques produzidas pela precipitação. Alguns autores (Penman, 1948; Dugas e Bland, 1989; Lafleur, 1990; Pereira et al., 1995; Allen 1990 apud Brisson et al., 1998; Pereira e Pruitt, 2004) suprimem da análise os dias com chuva, enquanto outros fixam diferentes limites para descartar os dias chuvosos; por exemplo Pauliukonis e Schneider (2001) não consideram os dias com mais de 2,5 mm de chuva, ao passo que Koerselman e Beltman (1988) eliminam os dias com chuvas maiores que 0,5 mm.dia⁻¹, Howell et al. (1998) fixam 0,1 mm como limite. O critério adotado foi descartar os dias com chuvas superiores a 0,2 mm.dia⁻¹, por ser esse um registro freqüente na estação meteorológica, o que pode ser indicativo de processos de condensação d'água na mesma.

Outras fontes de perda de dados foram os dias com falhas elétricas apresentadas pelos sensores transmissores de pressão, a limpeza dos tanques, e o transbordamento dos tanques após a ocorrência de chuvas.

3.5.2. Verificação da ocorrência de condições de advecção

Para verificar possíveis condições de advecção, isto é, valores excessivos na taxa de ET (em relação à radiação solar líquida Rn) devido a contribuições de fontes de calor laterais ao local do experimento, foi calculada a razão ET/Rn. A literatura consultada (Davies e Allen, 1973; Macquarrie e Nkemdirim, 1991 e Sánchez-Carrillo et al., 2004) estabelece que quando a relação ET/Rn supera a unidade pode acontecer um ingresso de energia ao sistema, através da advecção dos arredores, sendo utilizado este limite para eliminar os dias que apresentaram este comportamento. O objetivo de eliminar estes dias é descartar valores medidos de evaporação ou evapotranspiração afetados pelos efeitos locais de borda.

3.5.3. Eliminação de dados duvidosos

Consideraram-se dados duvidosos aqueles registros de níveis diários nos quais foram observados incrementos no nível da água sem uma razão aparente; como por exemplo, a ocorrência de uma chuva ou uma limpeza dos tanques. Foi avaliada a existência destes dados e descartada sua inclusão nos dados válidos.

3.5.4. Procura de outliers

Uma análise posterior realizada em forma particular para cada amostra, analisada preliminarmente, consistiu em procurar possíveis outliers; ou seja, observações que se afastam significativamente da maioria dos valores medidos (Liu et al., 2004). Para isso foi utilizado o método baseado no intervalo interquartilico ou ‘box-plot’ (Montgomery e Runger, 2003), apresentado na Figura 3.13:

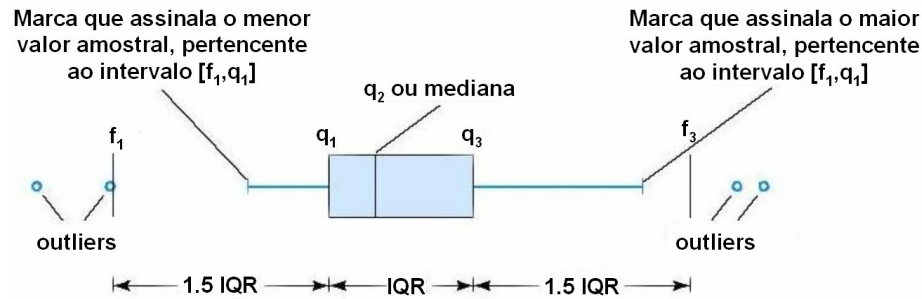


Figura 3.13. Descrição do box-plot
(Fonte: adaptado de Montgomery e Runger, 2003, p.207)

Este método define uma faixa $[f_1 ; f_3]$, a partir da qual os valores que se acham fora dela foram considerados outliers e, portanto, descartados das séries. O procedimento consiste em calcular, para cada amostra, o primeiro quartil (q_1) e o terceiro quartil (q_3) e a diferença entre eles ($q_3 - q_1$) chamada de intervalo interquartilico (IQR). Os limites inferior (f_1) e superior (f_3) ficam definidos segundo as equações:

$$f_1 = q_1 - 1,5 \cdot IQR \quad (3.1)$$

$$f_3 = q_3 + 1,5 \cdot IQR \quad (3.2)$$

3.5.5. Concordância entre as datas das séries

Finalmente, com motivo de avaliar as taxas de evaporação e de evapotranspiração permitindo a comparação entre elas, optou-se por unificar as datas comuns às três séries de dados, tanque classe A (TCA), caixa sem vegetação (CSV) e caixa com vegetação (CCV), eliminando das séries os dias com dados que apresentaram pelo menos falha numa das três.

3.6. TAXAS DE EVAPORAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO MEDIDAS

As séries de dados depuradas, obtidas no procedimento anterior, foram caracterizadas através de uma análise estatística, na qual se calcularam os seguintes parâmetros (Goldenfum, 2000): a média e seu intervalo de confiança (através da aplicação da distribuição t de

Student), o desvio padrão, e o coeficiente de variação; além de determinar os valores máximo e mínimo registrados para cada amostra, quer dizer, para TCA, CSV e CCV.

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (3.3)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (3.4)$$

$$\Delta \bar{x} = \pm t_{\left(n-1, \frac{\alpha}{2}\right)} \cdot \frac{S}{\sqrt{n}} \quad (3.5)$$

$$CV = \frac{S}{\bar{x}} \quad (3.6)$$

em que \bar{x} é o valor médio da amostra, x_i é cada valor da amostra, n é a quantidade de valores da amostra, S é o desvio padrão da amostra, $\Delta \bar{x}$ é o intervalo de confiança do valor médio da amostra, t é o coeficiente da distribuição de Student correspondente a $n-1$ graus de liberdade e para um nível de significância de $\alpha/2$ %, e CV é o coeficiente de variação.

Além disso, a avaliação das taxas de evaporação e de evapotranspiração, para cada série foi realizada em dois estágios, o primeiro considerando o período completo de dados, e o segundo analisando as diferentes estações (inverno, primavera e verão).

Posteriormente, foi estudado o grau de correlação entre os dados correspondentes aos diferentes tanques, ou seja CSV vs. TCA, CCV vs. TCA e CSV vs. CCV. O índice utilizado para quantificar esta correlação foi o coeficiente de determinação R^2 (Goldenfum, 2000):

$$R^2 = \frac{\left[\sum (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})\right]^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (3.7)$$

onde x_i representa cada um dos valores da primeira amostra, \bar{x} é o valor médio da primeira amostra, y_i representa cada um dos valores da segunda amostra, e \bar{y} é o valor médio da segunda amostra. O grau de significância do coeficiente de determinação R^2 foi analisado através do teste F de Fischer, segundo a equação:

$$F = \frac{R^2}{(1-R^2)} \cdot \frac{(n-k-1)}{k} \quad (3.8)$$

onde n é o tamanho da amostra e k é a quantidade de variáveis independentes.

3.7. CORRELAÇÃO ENTRE TAXAS DE EVAPORAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM DADOS CLIMÁTICOS

Sendo que a evaporação depende de variáveis meteorológicas (e a evapotranspiração além daquelas, de variáveis biológicas), uma primeira aproximação é tentar correlacionar os valores medidos de evaporação e de evapotranspiração com os dados meteorológicos registrados na estação meteorológica automática localizada no IPH, distante aproximadamente 700 m do local do experimento. Na literatura consultada, com relação a distância entre o local de experimentação e o local de registro de variáveis meteorológicas, esta distância apresentou flutuações importantes, da ordem entre 500 m e 24 Km (Russell, 1980; DeBusk et al., 1983; Herbst e Kappen, 1999; Pauliukonis e Schneider, 2001).

Com relação à representatividade dos registros da estação meteorológica, os dados que podem ser afetados pela proximidade de edifícios são principalmente o vento e a umidade. O registro do vento é dificultado pelas alterações que produzem no fluxo de vento os edifícios da vizinhança; contudo o local do experimento, apesar de achar-se na margem de um corpo d'água, é rodeado de árvores que também representam condições de abrigo da ação do vento. Da mesma forma acontece com a umidade, que no local de instalação da estação meteorológica pode aumentar pela falta de remoção do ar pelo vento. Entretanto, no local do experimento a presença de um corpo de água junto às árvores pode chegar a produzir os mesmos efeitos.

3.7.1. Consistência dos dados meteorológicos

Os dados de temperaturas máxima, média, mínima e de orvalho diários foram submetidos ao critério do 'box-plot' para detecção de outliers, explicado no parágrafo 3.5.4. Além disso, foi verificado que a seguinte comparação $T_{\text{máx}} > T_{\text{med}} > T_{\text{mín}} > T_{\text{orv}}$ fosse cumprida para cada dia do período de medição.

Os valores diários de precipitação medidos pela estação meteorológica foram contrastados com um registro qualitativo diário desenvolvido pelo autor onde se indicava a ocorrência ou não

de chuvas. Devido à aparição de uma irregularidade entre o valor medido e o registro do dia 22 de dezembro de 2004 (a estação meteorológica ‘registrou’ 195,2 mm enquanto o autor verificou a não ocorrência de chuva nesse dia), decidiu-se conferir estes dados com os dados mensais da estação Porto Alegre do INMET, sendo a estação mais próxima disponível do local da pesquisa.

A modo de comparação, os valores diários da radiação medida foram contrastados com o da radiação solar para céu limpo R_{so} (ou seja, considerando dias sem cobertura de nuvens). Isto foi desenvolvido aplicando a metodologia sugerida por Allen (1996) apud Jensen et al. (1997), através da seguinte expressão empírica:

$$R_{so} = (0,75 + 0,00002 \cdot z) \cdot R_a \quad (3.9)$$

sendo R_{so} a radiação solar de onda curta [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$]; z a altitude da estação meteorológica com relação ao nível do mar [m]; e R_a a radiação extraterrestre [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$].

Finalmente, os valores médios diários de pressão, umidade e velocidade do vento foram analisados visualmente, a fim de verificar a ausência de valores estranhos.

3.7.2. Correlação entre taxas de E e de ET com variáveis meteorológicas

As variáveis meteorológicas a serem correlacionadas com os valores medidos de E e de ET, registradas na estação meteorológica, foram as temperaturas mínima, média e máxima do ar; a radiação solar recebida; a pressão atmosférica média; a velocidade horizontal média do vento; as umidades relativas mínima, média e máxima do ar; a temperatura de orvalho; a temperatura diurna média do ar; e a quantidade de horas diárias com luz solar.

Além disso, foram calculados o déficit de pressão de saturação e a radiação solar extraterrestre como outras variáveis possíveis de correlacionar, ao passo que uma outra variável a considerar foi a temperatura superficial d'água medida no TCA e na CCV. A temperatura diurna média do ar é definida como a temperatura medida durante o período do dia em que são registrados valores de radiação solar. Por outro lado, a quantidade de horas diárias com luz solar é a magnitude calculada como a relação existente entre a quantidade de horas com luz solar para um dia específico e o total de horas de luz solar ao longo do ano.

Os modelos sugeridos para correlacionar as variáveis foram o de regressão linear simples (RLS) e o de regressão linear múltipla (RLM). O modelo de RLS propõe o cálculo da

taxa de evaporação (evapotranspiração) em função de cada variável meteorológica isolada, adotando a seguinte forma:

$$ET_i' = a.VC_i + b \quad (3.10)$$

onde ET_i' é o valor da E ou ET para um dia i que surge de aplicar a equação de regressão à variável meteorológica considerada; a e b são as constantes da regressão; e VC_i é a variável meteorológica analisada para o dia i .

O modelo de RLM sugere o ajuste da taxa de E ou ET em função de mais de uma variável meteorológica ao mesmo tempo; para esta pesquisa se optou por utilizar regressões com 2, 3 e 4 variáveis em forma simultânea:

$$2 \text{ variáveis: } ET_i' = a.VC1_i + b.VC2_i + c \quad (3.11)$$

$$3 \text{ variáveis: } ET_i' = a.VC1_i + b.VC2_i + c.VC3_i + d \quad (3.12)$$

$$4 \text{ variáveis: } ET_i' = a.VC1_i + b.VC2_i + c.VC3_i + d.VC4_i + e \quad (3.13)$$

onde $VC1_i$, $VC2_i$, $VC3_i$ e $VC4_i$ são as variáveis meteorológicas para a data i considerada; e a , b , c , d e e são as constantes da regressão.

O método de ajuste utilizado para efetuar as regressões foi o de mínimos quadrados, ao passo que os parâmetros de avaliação empregados foram a raiz do erro quadrático médio (RMSE), o coeficiente de determinação (R^2) e o teste F (Fisher), este último para testar a significância do modelo aplicado (Goldenfum, 2000):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (ET_i - ET_i')^2}{n - gl}} \quad (3.14)$$

$$F = \frac{\sum (ET_i' - ET)^2}{\sum (ET_i - ET_i')^2} (n - gl) \quad (3.15)$$

na qual ET_i é a taxa de evaporação ou evapotranspiração diária medida; n é o número de dados; ET é a média dos diferentes valores medidos de evaporação ou evapotranspiração diários; e gl é a soma do número de variáveis em jogo mais 1, ou seja os graus de liberdade.

3.8. ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EVAPORAÇÃO E DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO ATRAVÉS DE FÓRMULAS CLÁSSICAS

3.8.1. Fórmulas empregadas

Avaliar a taxa de ET em forma diária para uma espécie vegetal específica exige a utilização de aparelhos sofisticados e pessoal capacitado, que geralmente não se acham disponíveis. Uma forma de contornar este problema é o emprego de fórmulas que permitam estimar a taxa de ET em função de variáveis meteorológicas e características da vegetação. Falando com exatidão, os valores obtidos através dos diferentes métodos não são comparáveis entre eles (McKenney e Rosenberg, 1993) devido à falta de padronização com relação à definição das quantidades calculadas, porém podem ser comparados para fins práticos.

Freqüentemente não se dispõe das características físicas e biológicas da vegetação que participa no processo evapotranspirativo. Além do mais, dados meteorológicos somente estão disponíveis onde se acha uma estação meteorológica, que na realidade ainda não é um aparelho comumente utilizado. Razão pela qual nesta pesquisa foram consideradas diferentes equações, amplamente utilizadas na bibliografia consultada, com o fim de estabelecer qual fornece a melhor estimativa das taxas de evaporação e de evapotranspiração obtidas através do experimento. Devido à elevada demanda de dados requeridos pelas equações baseadas na combinação do déficit de saturação do ar e da radiação (Penman e Penman–Monteith) foram também analisadas fórmulas mais simples (ou seja, com menor demanda de dados) para verificar o desempenho das mesmas. O uso de fórmulas mais simples para o cálculo da evaporação e da evapotranspiração está dirigido a fornecer dados expeditivos destas grandezas para locais com poucos dados disponíveis.

Além de empregar as fórmulas para estimar a taxa de ET da macrófita em estudo, utilizaram-se estas equações (com algumas modificações, por exemplo, fixando o valor de albedo para uma superfície de água em 0,05) para avaliar as taxas de E medidas no tanque classe A e na caixa sem vegetação com motivo de poder estabelecer uma ordem de prioridade das equações que melhor representem estes consumos de água.

Foram testadas 39 equações programadas em Compaq Visual Fortran v 6.6. (2000) que podem ser divididas em função dos dados necessários para sua aplicação; assim existem

fórmulas baseadas na temperatura, no déficit de saturação do ar, na radiação, na combinação das duas anteriores, e na relação complementar. Essa classificação é apresentada na Tabela 3.1.

Em algumas das equações apresentadas na Tabela 3.1, principalmente nas equações derivadas do método de combinação (Penman e Penman–Monteith), o valor da velocidade do vento é considerado através de diferentes funções. Ao longo do tempo, distintos pesquisadores desenvolveram numerosas funções, que foram calibradas localmente. Na Tabela 3.2 se apresentam as 14 funções de vento utilizadas na pesquisa.

Através da revisão da literatura, com relação às equações empregadas na estimativa do consumo de água, se tem que existem diferentes parâmetros envolvidos no seu cálculo. Como metodologia de trabalho, foram consideradas distintas combinações dos parâmetros encontrados para algumas das fórmulas utilizadas, por exemplo se calcularam 113 variantes da equação de Penman e 249 versões da equação de Penman–Monteith. A partir deste procedimento, obtiveram-se em função das 39 equações originais, um total de 600 fórmulas para o cálculo das taxas de evaporação e de evapotranspiração. Por questões de espaço, a descrição dos 39 algoritmos originais utilizados é fornecida no Anexo 2.

Tabela 3.1. Fórmulas empregadas e dados necessários

Classificação	Fórmula	Variáveis necessárias	Fonte	Página
Temperatura	Blaney-Criddle	T, p, URmin, n/N	Doorenbos e Pruitt (1977)	A2_1
	Blaney-Morin	T, URmed, p,	Duru (1984)	A2_2
	Camargo	Rext, T	Camargo e Camargo (2000)	A2_3
	Hamon	T, Ld	Oudin et al. (2005)	A2_3
	Hargreaves-Samani	T, Tmax, Tmin, Rext	Jacobs e Satti (2001)	A2_3
	Ivanov	T, URmed	Dorfman (1977)	A2_4
	Linacre	T, Td, Lat, Alt	Berlato e Molion (1981)	A2_4
	McCloud	T	Jacobs e Satti (2001)	A2_4
	McGuinness-Bordne	Rext, T	Oudin et al. (2005)	A2_5
	Romanenko	T, Td	Oudin et al. (2005)	A2_5
Thornthwaite	T, Tn	Pereira e Pruitt (2004)	A2_5	
Déficit de saturação do ar	DeBruin	T, Td, U	de Bruin (1978)	A2_7
	Lungeon	T, Td, Pmed	Zimmermann (2000)	A2_7
	Meyer	T, Td, U	Zimmermann (2000)	A2_7
	Papadakis	Tmax, Tmin	Winter et al. (1995)	A2_8
	Transporte de massa	T, Td, U	Winter et al. (1995)	A2_8
	URSS	T, Td, U	Zimmermann (2000)	A2_8

Tabela 3.1. Fórmulas empregadas e dados necessários (continuação)

Classificação	Fórmula	Variáveis necessárias	Fonte	Página
Radiação	Abteu	Rad, T, α	Oudin et al. (2005)	A2_9
	Blaney-Criddle	Rad, T, Rp	Jacobs e Satti (2001)	A2_9
	Bowen	Rad, T, Td, Pmed, n/N, α , T _{CCV}	Berlato e Molion (1981)	A2_9
	Ceres-Wheat	Rad, Tmax, Tmin, α	Howell et al. (1995)	A2_10
	DeBruin-Keijman	Rad, T, Td, n/N, α	de Bruin e Holtslag (1982)	A2_10
	Hargreaves	Rad, T	Jacobs e Satti (2001)	A2_11
	Hicks-Hess	Rad, T, Td, n/N, α	Winter et al. (1995)	A2_11
	Jensen-Haise	Rad, T	Winter et al. (1995)	A2_11
	Makkink	Rad, T	Berlato e Molion (1981)	A2_11
	Priestley-Taylor	Rad, T, Td, Pmed, n/N, α	Berlato e Molion (1981)	A2_11
	Radiação FAO-24	Rad, T, Pmed, URmed, U _D	Doorenbos e Pruitt (1977)	A2_12
	Radiação medida	Rad	Tomar e O Toole (1980)	A2_12
	Radiação líquida	Rad, T, Td, n/N, α	de Bruin e Stricker (2000)	A2_13
	Radiação-Temp	Rad, T, Tmax, Rext	Oudin et al. (2005)	A2_13
	Slatyer-McIlroy	Rad, T, Td, Pmed, n/N, α	Crago e Brutsaert (1992)	A2_13
	Stephens-Stewart	Rad, T	Winter et al. (1995)	A2_13
	Tanner-Pelton	Rad, T, Td, n/N, α	Berlato e Molion (1981)	A2_14
Turc	Rad, T, Tmax, URmed	Jacobs e Satti (2001)	A2_14	
Combinação	Penman (várias)	T, Rad, Td, n/N, U, Pmed, Tmax, Tmin, Ra, URmax, URmed, U _D , U _N , α	Penman (1948), Berlato e Molion (1981), Allen (2001), Jacobs e Satti (2001)	A2_15 até A2_21
	Penman-Monteith (várias)	T, Pmed, Rad, Td, n/N, U, Tmax, Tmin, Ra, α , hc, IAF, rc, r1,ra	Brutsaert (1982), Pereira et al. (1997), Jacobs e Satti (2001)	A2_21 até A2_25
Relação complementar	Brutsaert-Stricker	T, Rad, Td, n/N, U, α	Brutsaert (1982)	A2_25
	Granger-Gray	T, Rad, Td, n/N, U, α	Xu e Chen (2005)	A2_26
	Morton	T, Rad, Td, n/N, Pmed, α	Morton (1983)	A2_26

(*) **Alt**: altitude do lugar; **α** : albedo; **hc**: altura média da vegetação; **IAF**: índice de área foliar; **Lat**: latitude do local; **Ld**: quantidade de horas com luz solar no dia; **n/N**: relação entre horas reais e as máximas possíveis de insolação; **p**: razão entre horas máximas de sol para o período considerado e o máximo anual (em percentagem); **Pmed**: pressão média do ar; **r1**: resistência estomática; **ra**: resistência aerodinâmica; **rc**: resistência do dossel; **Rad**: radiação solar média medida; **Ra**: radiação extraterrestre; **Rp**: razão entre a radiação solar diária e a anual (em percentagem); **T**: temperatura média do ar; **T_{CCV}**: temperatura média superficial da água na caixa com vegetação; **Td**: temperatura do ponto de orvalho; **Tmáx**: temperatura máxima do ar; **Tmín**: temperatura mínima do ar; **Tn**: temperatura média do ar normal (período de 30 anos); **U**: velocidade média do vento; **U_D**: velocidade média diurna do vento; **U_N**: velocidade média noturna do vento; **URmín**: umidade relativa mínima do ar; **URmáx**: umidade relativa máxima do ar; **URmed**: umidade relativa média do ar.

Tabela 3.2. Funções de vento utilizadas

f(u)	Unidades f(u)	Fonte
0.493 (1 + 0.06 u)	mm.dia ⁻¹ .mmHg ⁻¹	Meyer (1915) apud Zimmermann (2000)
0.4 (1 + 0.17 u) , (1)	mm.dia ⁻¹ .mmHg ⁻¹	Rohwer (1931) apud Penman (1948)
0.26 (1 + 0.54 u)	mm.dia ⁻¹ .mbar ⁻¹	Penman (1948)
0.26 (0.5 + 0.54 u)	mm.dia ⁻¹ .mbar ⁻¹	Penman (1956) apud Stigter (1980)
0.13 (1 + 0.72 u)	mm.dia ⁻¹ .mbar ⁻¹	Gangopadhyaya et al. (1966)
$\frac{0,622 \cdot \rho \cdot k^2 \cdot u}{P \left[\ln \left(\frac{200 - d}{z_0} \right) \right]^2}$, (2)	mm.dia ⁻¹ .mbar ⁻¹	Van Bavel (1966) apud Stigter (1980) [P] = bar ; [z ₀] = cm
6.43 (0.75 + 0.993 u)	MJ.m ⁻² .dia ⁻¹ .kPa ⁻¹	Wright e Jensen (1972) apud Allen et al. (1989) p/alfafa
6.43 (1.00 + 0.536 u)	MJ.m ⁻² .dia ⁻¹ .kPa ⁻¹	Wright e Jensen (1972) apud Allen et al. (1989) p/grama
2.9 + (2.1 u)	W.m ⁻² .mbar ⁻¹	Sweers (1976) apud de Bruin (1978)
0.27 (1 + 0.01 u) , (2)	mm.dia ⁻¹ .mbar ⁻¹	Doorenbos e Pruitt (1977)
$13.8 \frac{(1 + 0.00625u)}{\left[\ln \left(\frac{200}{z_0} \right) \right]^2}$, (2)	mm.dia ⁻¹ .mmHg ⁻¹	Tom e Oliver (1977) apud Pereira et al. (1997) , [z ₀] = cm
$\frac{8(1 + 0.01u)}{\left[\ln \left(\frac{200 - d}{z_0} \right) \right]^2}$, (2)	mm.dia ⁻¹ .mbar ⁻¹	Stigter (1980) , [z ₀] = cm
$\frac{2239 \cdot \rho \cdot N \cdot (1 + 0.54u)}{P \cdot 4,72 \cdot \left[\ln \left(\frac{2 + 2.5z_0}{z_0} \right) \right]^2}$	W.m ⁻² .mbar ⁻¹	Watts e Hancock (1984) apud Chiew e McMahon (1991) [N] = hs ; [P] = mbar ; [z ₀] = m
2.62 (aw + bw u)	MJ.m ⁻² .dia ⁻¹ .kPa ⁻¹	Jensen et al. (1990) apud Allen (2001) (cálculo de aw e bw no Anexo 2)

[ρ] = kg.m⁻³ ; [d] = cm ; [u] = m.s⁻¹, com exceção de (1) [u] = MPH e (2) [u] = Km.dia⁻¹

3.8.2. Calibração de constantes e parâmetros utilizados

Não existe uma fórmula que seja de aplicação universal, já que cada uma foi desenvolvida para condições climáticas particulares; apesar disso as mesmas podem ser aplicadas num local específico levando em conta calibrar as constantes envolvidas, com valores de evapotranspiração estimados in situ (Winter et al., 1995).

Diferentes fontes foram consultadas na definição das constantes utilizadas nas fórmulas originais, entre elas de Bruin e Keijman (1979), Mohan (1991), Malek (1994), Federer et al. (1996), Flerchinger et al. (1996), Liu e Kotoda (1998), Vorosmarty et al. (1998), Sousa Lima

et al. (2003), Sanij et al. (2004), Lu et al. (2005). As fórmulas testadas foram calculadas com suas constantes originais (ver Anexo 2) e, além disso, foram calculadas com as constantes calibradas a partir do ajuste com as taxas medidas. Este procedimento foi realizado aplicando a metodologia dos mínimos quadrados, a partir da função Solver do Microsoft® Excel (2000). Para isso, cada uma das três séries de dados (CCV, CSV e TCA) foi dividida em duas metades; com a primeira se efetuou o ajuste, ao passo que com a segunda se efetuou sua validação. Na Tabela 3.3 são apresentadas, para algumas equações aplicadas ao cálculo da taxa de ET, as constantes originais associadas a cada fonte consultada e a constante calibrada.

Tabela 3.3. Calibração de constantes para algumas fórmulas

Fórmula	Constante original	Fonte	Constante calibrada
Abtew	0,53	Oudin et al. (2005)	0,66
Blaney_Criddle_B	1,41	Pereira et al. (1997)	1,65
Hamon	1,20	Lu et al. (2005)	1,54
Ivanov	0,0018	Dorfman (1977)	0,0025
Lungeon	0,398	Zimmermann (2000)	0,557
Rad_líquida_KNMI	0,86	de Bruin e Stricker (2000)	0,94
Romanenko	4,50	Oudin et al. (2005)	3,57
Thorntwaite_B	0,72	Pereira e Pruitt (2004)	0,86

Por serem as equações baseadas na combinação do déficit de saturação do ar e da radiação as que mais dados e parâmetros requerem, serão abordadas com detalhe a seguir. A equação de Penman-Monteith (equação 3.15) além dos parâmetros utilizados pela equação de Penman (ver Anexo 2), precisa de variáveis que são função das características da vegetação considerada; como o índice de área foliar IAF, a altura média do dossel h_c , e a resistência estomática da folha r_1 .

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \frac{86400 \cdot \rho \cdot c_p \cdot (e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \left[\gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]} \quad (3.15)$$

$$r_a = \frac{\ln \left(\frac{z_m - d}{z_{om}} \right) \cdot \ln \left(\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right)}{k^2 \cdot u_z} \quad , \quad (Brutsaert, 1982) \quad (3.16)$$

$$r_c = \frac{r_1}{0,5 \cdot IAF} \quad (3.17)$$

onde ET é o fluxo de evapotranspiração efetivo [mm.dia^{-1}]; Δ é a declividade da curva pressão de vapor à temperatura do ar T [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$]; Rn é a radiação líquida [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$]; G é o fluxo de calor absorvido pelo solo [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$]; ρ é a densidade do ar [kg.m^{-3}]; cp é o calor específico do ar [$\text{MJ.kg}^{-1}.\text{}^{\circ}\text{C}^{-1}$]; es é a pressão de vapor de saturação do ar [kPa]; ed é a pressão de vapor de saturação à temperatura de orvalho [kPa]; ra é a resistência aerodinâmica [s.m^{-1}]; λ é o calor latente de vaporização [MJ.kg^{-1}]; γ é a constante psicrométrica [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$]; rc é a resistência do dossel [s.m^{-1}]; zm é a altura de medição da velocidade do vento [m]; d é a altura do plano de deslocamento zero [m]; zom é a altura da rugosidade do momentum [m]; zh é a altura de medição da temperatura e da umidade relativa [m]; zoh é a altura da rugosidade para o transporte do calor e do vapor de água [m]; k é a constante de Von Karman, igual a 0,40 [adimensional]; uz é a velocidade horizontal do vento [m.s^{-1}] medida à altura z .

A seguir são apresentados os valores encontrados na bibliografia e a escolha dos que foram utilizados no cálculo das equações; cabe indicar que na bibliografia consultada não existem critérios unânimes quanto à escolha destes valores, sendo que muitos deles são calibrados em cada pesquisa particular. Os parâmetros analisados são: o albedo α , o plano de deslocamento do zero d , o comprimento da rugosidade que governa a transferência de momento z_{0m} , o comprimento da rugosidade que governa a transferência de calor e vapor z_{0h} , a resistência aerodinâmica r_a , a resistência da folha r_l , a resistência de dossel r_c , e o índice de área foliar IAF .

O albedo α , ou proporção entre os fluxos radiativo refletido e da radiação incidente de onda curta correspondente (Brutsaert, 1982) é função principalmente da superfície. Na bibliografia existem poucas referências com respeito ao albedo para macrófitas em banhados; os valores achados oscilam entre 0,12 e 0,23 (Sambasiva Rao, 1988; Prueger, 1991 apud Allen et al., 1992; Allen et al., 1994; Allen et al., 1998; Burba et al., 1999).

O valor do plano de deslocamento do zero d , que representa a altura de absorção de momentum pela cobertura vegetal, parece ser menos sensível ao tipo de superfície que o comprimento da rugosidade z_0 (Munro e Oke, 1973 apud Brutsaert, op cit.). Os valores dados pela literatura flutuam geralmente em torno de 0,67.hc (Plate, 1971 apud Allen et al., 1989; Brutsaert, op cit.), sendo hc o comprimento médio da vegetação; atingindo valores desde $d = 0,3.hc$ para hidrófitas (Allen et al., op cit.) até $d = 0,8.hc$ (Monteith e Unsworth, 1990 apud Herbst e Kappen, 1999).

No que diz respeito ao comprimento da rugosidade que governa a transferência de momento, z_{0m} , o valor mais freqüente achado na bibliografia é de $z_{0m} = 0,123.hc$ (Brutsaert, 1975 apud Allen et al., 1989). Sendo que o entorno de valores se acha entre $z_{0m} = 0,1.hc$ (Monteith e Unsworth, 1990 apud Herbst e Kappen, 1999) e $z_{0m} = 0,3.hc$, para hidrófitas (Allen et al., 1992). Alguns pesquisadores fornecem valores fixos para esta magnitude; como o sugerido por Tanner e Pelton (1960) apud Stigter (1980) de $z_{0m} = 8$ cm para grama muito alta, ou o aconselhado por Fichtl e McVehil (1970) apud Brutsaert (1982) de $z_{0m} = 20$ cm para vegetação alta entre 1 e 2 metros.

Quanto ao comprimento da rugosidade que governa a transferência de calor e vapor, z_{0h} , o valor geralmente utilizado pelos pesquisadores é da décima parte de z_{0m} , ou seja, $z_{0h} = 0,1.z_{0m}$ (Chamberlain, 1966 apud Allen et al., 1989; Brutsaert, 1975 apud Allen et al., 1989); não obstante, o valor de $z_{0h} = 0,2.z_{0m}$ é também utilizado (Thom, 1972 apud Allen et al., op cit.; Monteith, 1973 apud Thompson, 1982).

Valores da resistência aerodinâmica r_a , obtidos em pesquisas anteriores, indicam uma faixa de variação entre 5 e 50 $s.m^{-1}$ (Paw U e Gao, 1988); por exemplo Idso (1990) obteve 24 $s.m^{-1}$ para jacintos d'água (water hyacinths) ao passo que Price (1994) achou 31 $s.m^{-1}$ para *Typha*. Por outra parte, Monteith sugere um valor de $r_a = 70 s.m^{-1}$ para todas as espécies vegetais; a diferença pode-se dever ao critério na consideração do dossel, enquanto Monteith considera o dossel inteiro, Idso considera somente a parte superior (Idso, op cit.).

Os valores da resistência estomática individual ou de folha r_l flutuam entre 100 e 200 $s.m^{-1}$ para culturas (Howell et al., 1995; Allen et al., 1998); entretanto Allen et al. (1992) recomendam 150 $s.m^{-1}$ para *Scirpus lacustris* e 200 $s.m^{-1}$ para *Typha latifolia*.

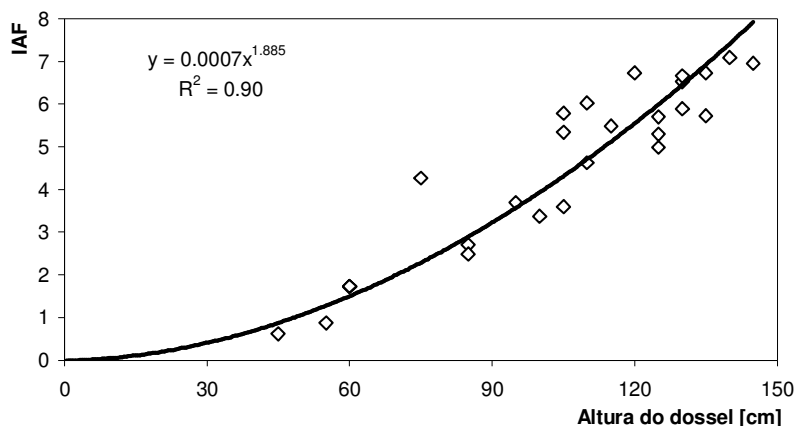
O parâmetro resistência de dossel r_c apresenta uma variação muito ampla, entre 5 e 180 $s.m^{-1}$ (de Bruin e Holtslag, 1982; Thompson, 1982; Paw U e Gao, 1988; Allen et al., 1994; Price, 1994; Pereira et al., 1995; Abtew, 1996; Burba et al., 1999; Bidlake, 2000; Bidlake, 2002; Mao et al., 2002).

A seguir são apresentados os valores dos parâmetros analisados anteriormente que foram utilizados neste trabalho. Devido à impossibilidade de poder medi-los, foram testados diferentes valores dentro das faixas de valores achados na bibliografia:

Tabela 3.4. Parâmetros utilizados na equação de Penman-Monteith

Parâmetro	Valor
albedo α	0,05 (água) ; 0,17 ; 0,23
Plano de deslocamento do zero d	0,3.hc ; 0,67.hc ; 0,8.hc
comprimento da rugosidade (momentum) z_{om}	0,1.hc ; 0,123.hc ; 0,3.hc
comprimento da rugosidade (calor e vapor) z_{oh}	0,01.hc ; 0,02.hc
resistência aerodinâmica r_a	$f(z_{om} ; u)$; $f(d ; z_{om} ; z_{oh} ; u)$
resistência estomática ou de folha r_l	100
resistência de dossel r_c	$f(r_l ; IAF)$; 5 ; 70 ; 100 ; 180

O índice de área foliar IAF foi determinado da seguinte forma: se consideraram cinco indivíduos (entre 4 e 7 folhas cada um) representativos do conjunto que se achava na caixa vegetada, e a seguir foi medida a cada 5 cm a largura em forma perpendicular ao eixo longitudinal em cada folha; sendo analisadas 27 folhas de um total de 289. Posteriormente foi calculado um IAF para cada altura supondo que o dossel é de altura constante, a partir da superfície de uma folha e de ambos os lados (Boyd, 1987), multiplicada pela quantidade total de folhas e dividida pela superfície de água da caixa d'água. Os valores achados de IAF foram plotados num gráfico em função da altura do dossel (Figura 3.14), testando diferentes equações de ajuste (linear, logarítmica, polinômica, potencial e exponencial) para correlacionar altura do dossel com o IAF, sendo que a relação potencial foi a que melhor ajustou ($R^2 = 0,90$).

**Figura 3.14. Relação entre altura do dossel e IAF para *Zizaniopsis Bonariensis***

Finalmente, para um valor médio de altura da vegetação $h_c = 104$ cm obtêm-se um valor de $IAF = 4,44$. Valores do IAF para macrófitas encontram-se dentro de uma ampla faixa desde 1,9 até 17,1 (DeBusk et al., 1983; Boyd, 1987; Snyder e Boyd, 1987; Sambasiva Rao, 1988; Lafleur, 1990; Allen et al., 1992; Burba et al., 1999; Herbst e Kappen, 1999; Thompson et al., 1999; Neiff, 2004; Sánchez Carrillo et al., 2004).

Com relação à velocidade do vento, Allen et al. (1998) advertem que se deve limitar a velocidade do vento a valores maiores do que $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ para considerar os efeitos de instabilidade e fluatibilidade devido à baixa velocidade do vento. Nesta pesquisa, devido as condições de abrigo em que se encontra a estação meteorológica utilizada, decidiu-se estudar a incidência que tem a velocidade do vento no cálculo das taxas de evaporação e de evapotranspiração. Para isso, as funções de vento foram avaliadas, além de com o valor de vento medido na estação meteorológica, com um valor 100% maior que os valores registrados. A partir dessa avaliação, pode se concluir que a incidência que produz dobrar a velocidade do vento no cálculo no consumo de água não é significativa, para as condições meteorológicas em que foi desenvolvida esta pesquisa.

3.8.3. Particularidades sobre algumas equações

Razão de Bowen

Para a aplicação da razão de Bowen (equação 3.19) foram correlacionados linearmente os registros de temperatura superficial d'água da caixa com vegetação (Tccv) e do tanque classe A (T_{TCA}) correspondentes à temperatura T_0 com os valores da temperatura média do ar (Tmed) correspondente à temperatura T_1 ; devido à insuficiência de dados medidos. Os valores achados do coeficiente de determinação para a caixa com vegetação ($R^2 = 0,73$) e para o tanque classe A ($R^2 = 0,89$), foram considerados aceitáveis (Figuras 3.15 e 3.16).

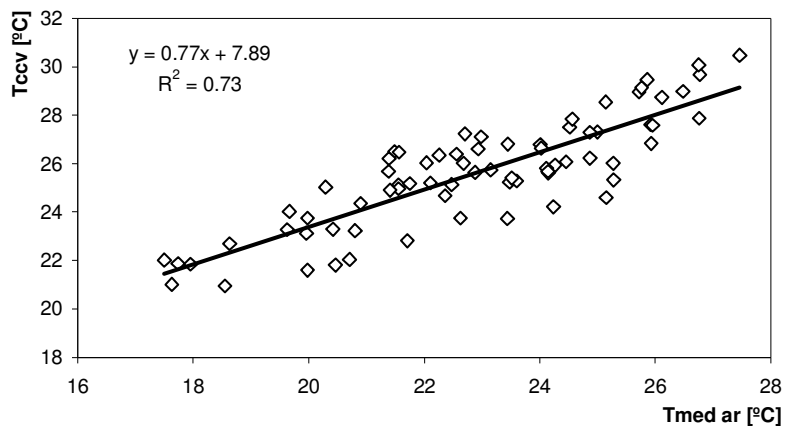


Figura 3.15. Regressão efetuada entre Tmed e Tccv

$$E = \frac{1}{\lambda} \cdot \left(\frac{Rn}{1 + \beta} \right) \quad (3.18)$$

$$\beta = \gamma \cdot \left(\frac{T_0 - T_1}{e_0 - e_1} \right) \quad (3.19)$$

onde β é a relação de Bowen [adimensional]; T_0 é a temperatura média diária da superfície evaporante a uma altura z_0 [°C]; T_I é a temperatura média diária do ar a uma altura z_I [°C]; e_0 é a pressão de vapor da superfície evaporante a uma altura z_0 [kPa]; e e_I é a pressão de vapor do ar a uma altura z_I [kPa].

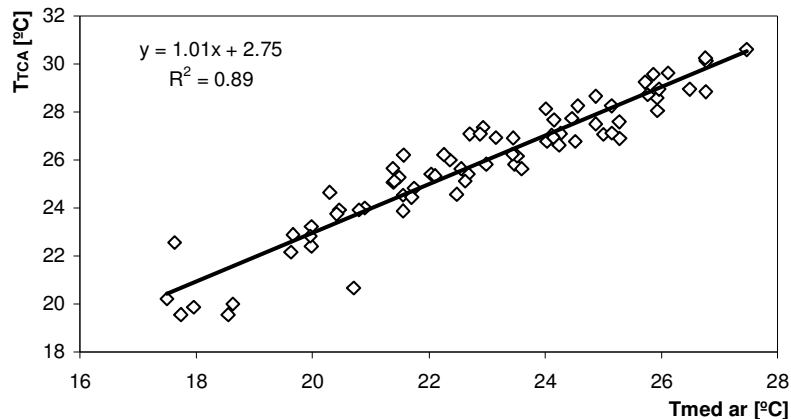


Figura 3.16. Regressão efetuada entre Tmed e T_{TCA}

Por outro lado, foram correlacionadas as temperaturas superficiais de água para ambos recipientes com o objetivo de avaliar o comportamento desta variável em cada tanque. Analizando a Figura 3.17 (em linha contínua a reta de regressão e em linha tracejada a relação 1:1) pode se concluir que em geral a temperatura superficial da água para o TCA é maior que para a CCV. Isto ratifica o maior aquecimento do tanque classe A a causa do método de instalação quando é comparado com a CCV, além disso fica evidenciado o efeito de sombreamento produto da vegetação presente na caixa.

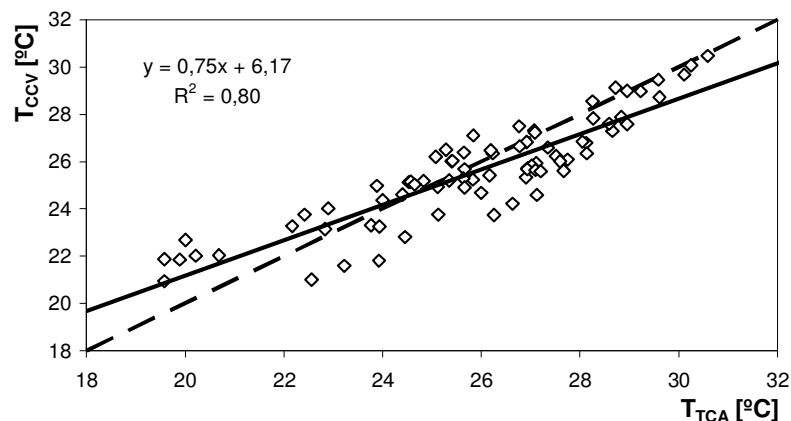


Figura 3.17. Regressão efetuada entre T_{TCA} e T_{CCV}

Para a CCV, foram calculadas as razões de Bowen médias diárias ($n = 73$) e encontrados valores entre 0,29 e 0,48; com um valor médio de 0,37. A análise da literatura indica que valores baixos de β ($0 < \beta < 0,8$) associados com diferentes tipos de banhados são típicos de ecossistemas evaporantes com domínio do fluxo de calor latente na partição de energia

(Lafleur, 1990; Price, 1994; Souch et al., 1996; Kowalik et al., 1997; Bidlake, 2000; Jacobs et al., 2002; Wilson et al., 2002).

Priestley-Taylor, DeBruin e Brutsaert Stricker

Na equação de Priestley-Taylor (Priestley e Taylor, 1972) o parâmetro α , chamado de parâmetro de Priestley-Taylor, é considerado igual a 1,26; esse coeficiente é utilizado, além da equação anterior, nas fórmulas de de Bruin e de Brutsaert-Stricker. Revisando a bibliografia os valores de α em banhados são geralmente menores que o valor original proposto por Priestley e Taylor; encontrando-se dentro de uma faixa entre 1,18 e 0,90 (Abteu e Obeysekera, 1995 apud Abteu, 1996; Souch et al., 1996; Bidlake, 2000; Mao et al., 2002).

3.8.4. Critérios de avaliação das fórmulas

Uma vez calculadas as diferentes taxas de evaporação e de evapotranspiração diárias através das equações apresentadas no item 3.8.1., a próxima etapa é confrontar as mesmas com os valores medidos nos recipientes. Essa atividade precisa da escolha de um critério estatístico de avaliação para comparar as fórmulas com os valores medidos e determinar qual ou quais fórmulas representam com maior certeza o fenômeno medido.

Critérios adequados para avaliar o desempenho de um modelo não são muito comuns na bibliografia (Fox, 1980; Willmott, 1982). Precisamente, o último autor sugere considerar a seguinte série de estatísticas: a média dos dados medidos (\bar{y}) e dos valores modelados (\bar{x}), o desvio padrão dos dados medidos (σ_y) e dos valores modelados (σ_x), os coeficientes da reta de regressão por mínimos quadrados entre valores observados e calculados (**a** declividade da reta e **b** ordenada à origem), o erro absoluto médio (MAE), o índice de concordância (d), e a raiz do erro quadrático médio (RMSE). Com relação a este último interessa conhecer que fração é sistemática (RMSEs) e que porção é não sistemática (RMSEns); um valor de RMSEs próximo a zero caracteriza um bom modelo. Quanto ao coeficiente de determinação R^2 , Fox (1981) apud Willmott (1982) observa que este indicador não é apropriado quando se trata de comparar valores observados com prognosticados. De qualquer forma e devido a seu uso comum, o valor deste parâmetro também foi calculado. Nessa pesquisa a cálculo estatístico foi realizado por meio de uma rotina programada em Compaq Visual Fortran v 6.6. (2000).

Para cada fórmula, foram aplicados dois testes estatísticos, um deles sugerido por Dent e Blackie em 1979 (teste F) para verificar se os coeficientes da reta de regressão, **a** e **b**, não são estatisticamente diferentes de 1 e 0 respectivamente (Tedeschi, 2004); e um segundo teste (teste t) para constatar se o valor do erro médio (MBE) é diferente de zero (Jacovides e Kontoyiannis, 1995). Os testes foram feitos para um nível de significância $\alpha = 5\%$, ou seja o teste F aplica-se para $n_1 = 2$, $n_2 = n - n_1$, e $\alpha = 0,05$ ao passo que o teste t aplica-se para $n_1 = n - 1$ e $\alpha/2 = 0,025$. A condição para aceitar a fórmula é que os valores dos testes sejam menores que os valores críticos respectivos (Jacovides e Kontoyiannis, op cit.). Os valores críticos das estatísticas t e F para a análise efetuada são apresentados na Tabela 3.5. O cálculo detalhado de cada índice estatístico assim como dos dois testes é apresentado no Anexo A.3.

Tabela 3.5. Valores críticos dos estatísticos t e F

N	T_crítico	F_crítico
97	1,985	3,095
100	1,984	3,092
105	1,983	3,088

(Fonte: Hald, 1954)

Eliminadas as fórmulas que apresentaram valores de t ou de F maiores que os críticos ficaram as equações que foram ordenadas de acordo com o critério sugerido por Dorfman (1977). Este critério atribui igual peso a cada estatística e ordena, para cada uma delas, as fórmulas avaliadas de menor para maior em forma correlativa desde 1 até N, sendo N o número de fórmulas. Os critérios de ordenamento para cada índice foram os seguintes:

- valor médio (\bar{x}): calcula-se a diferença entre o valor médio medido (\bar{y}) e o valor médio modelado (\bar{x}), e se ordena de menor (1) para o maior (N);
- desvio padrão (σ_x): avalia-se a diferença entre o desvio padrão dos valores medidos (σ_y) e dos valores modelados (σ_x), ordenando de menor (1) para o maior (N);
- declividade da reta de regressão (a): computa-se o valor absoluto da diferença entre a declividade da reta de regressão e o valor 1, e se classifica de menor (1) a maior (N);
- ordenada à origem (b): ordena-se, em valor absoluto, de menor (1) a maior (N);
- erro absoluto médio (MAE): classifica-se de menor (1) a maior (N);
- índice de concordância (d): considera-se de maior (1) a menor (N);
- erro quadrático médio (RMSE), erro quadratico médio sistemático (RMSEs), e erro quadratico médio não sistemático (RMSEns): ordenam-se de menor (1) para maior (N);
- coeficiente de determinação (R^2): classifica-se de maior (1) para menor (N).

Realizado isto para cada fórmula, são somados os valores dos índices outorgados a cada estatística associando o resultado à equação. Finalmente, as equações foram ordenadas através deste resultado de menor para maior, correspondendo o menor valor à equação que melhor desempenho apresenta em relação aos valores medidos. Como exemplo, é apresentado na Tabela 3.6, um caso de classificação com três fórmulas e três estatísticos.

Tabela 3.6. Exemplo de ordenamento de fórmulas de ET

Fórmula	Estatística 1	Estatística 2	Estatística 3	Soma	Ordem
A	1	3	1	5	1º
B	3	2	2	7	3º
C	2	1	3	6	2º

3.9. SIMULAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA NO BANHADO DO TAIM

3.9.1. Descrição do Banhado do Taim (BT)

O Sistema Hidrológico do Taim (SHT) situado na região sudeste do estado do Rio Grande do Sul, coordenadas 32° 20'–33° 00' S e 52° 20'–52° 45' O, consta de vários banhados e lagoas de água doce, ocupando uma área aproximada de 2254 km². Os limites são: ao sul a Lagoa Mangueira, ao leste o Oceano Atlântico, ao norte uma série de lagoas menores, e ao oeste a estrada BR 471 (Motta Marques et al, 2002). A Figura 3.18 corresponde à imagem satelital Landsat 7, ETM+ (path 221/row 083) obtida na data 18/08/2000 (ESDI, 2008).

A imagen da Figura 3.18 foi processada pelo autor com um software específico de tratamento de imagens, sendo o resultado apresentado a composição colorida de três bandas R:3, G:2, B:1 conhecida como “cor vedareira”. Através deste procedimento aplicado à imagem, a vegetação fica de cor verde, ao passo que os corpos de água tornam-se de cor azul, enquanto os solos se visualizam de cor marron e as dunas de cor branca.

O ecossistema do BT pode ser classificado como “marsh”, terminologia que denota um banhado que se encontra freqüentemente, ou continuamente, alagado e dominado por macrófitas aquáticas emergentes, adaptadas às condições saturadas do solo (Horne e Goldman, 1994). Os diferentes usos do solo são apresentados na Figura 3.18.

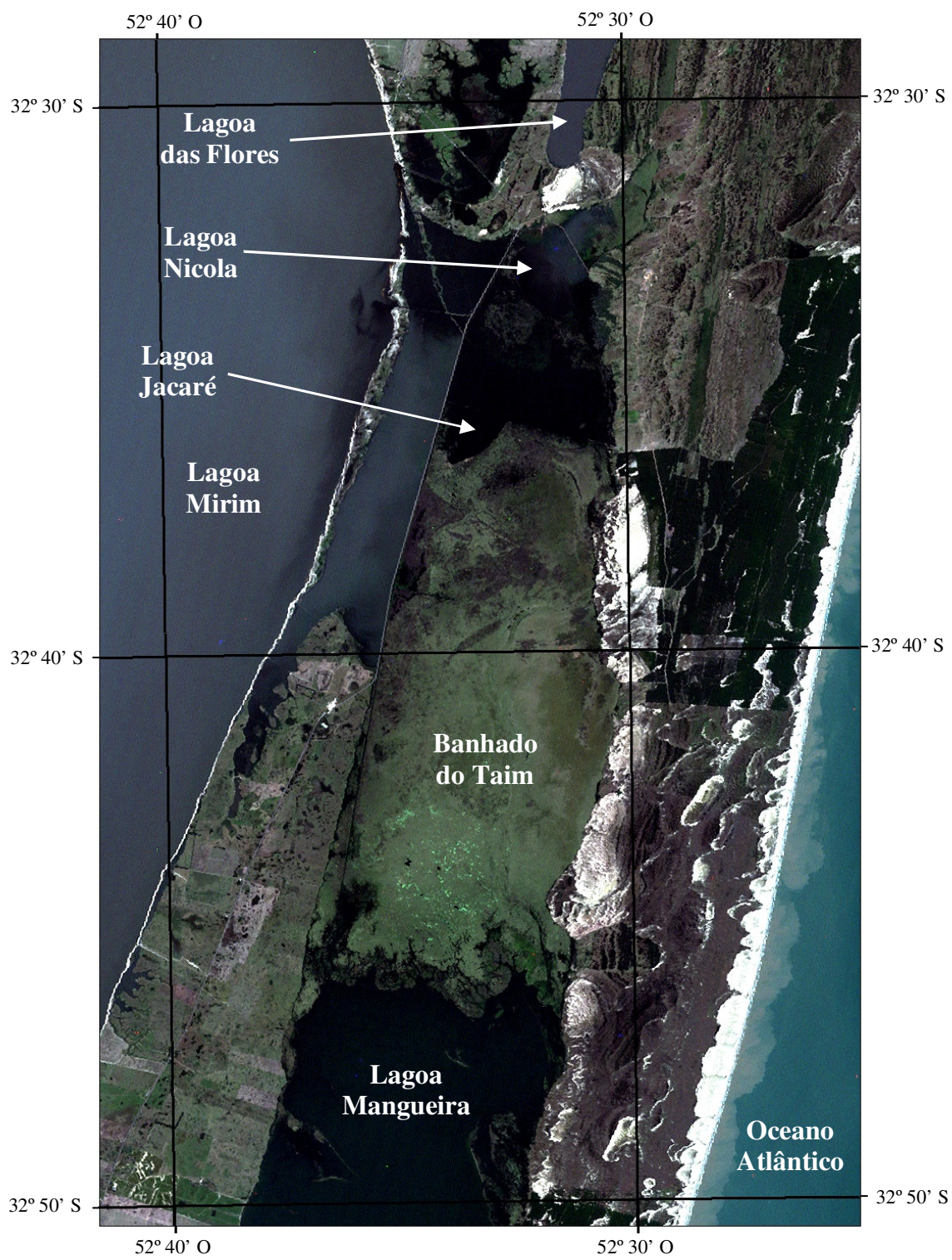


Figura 3.18. Localização geográfica do SHT

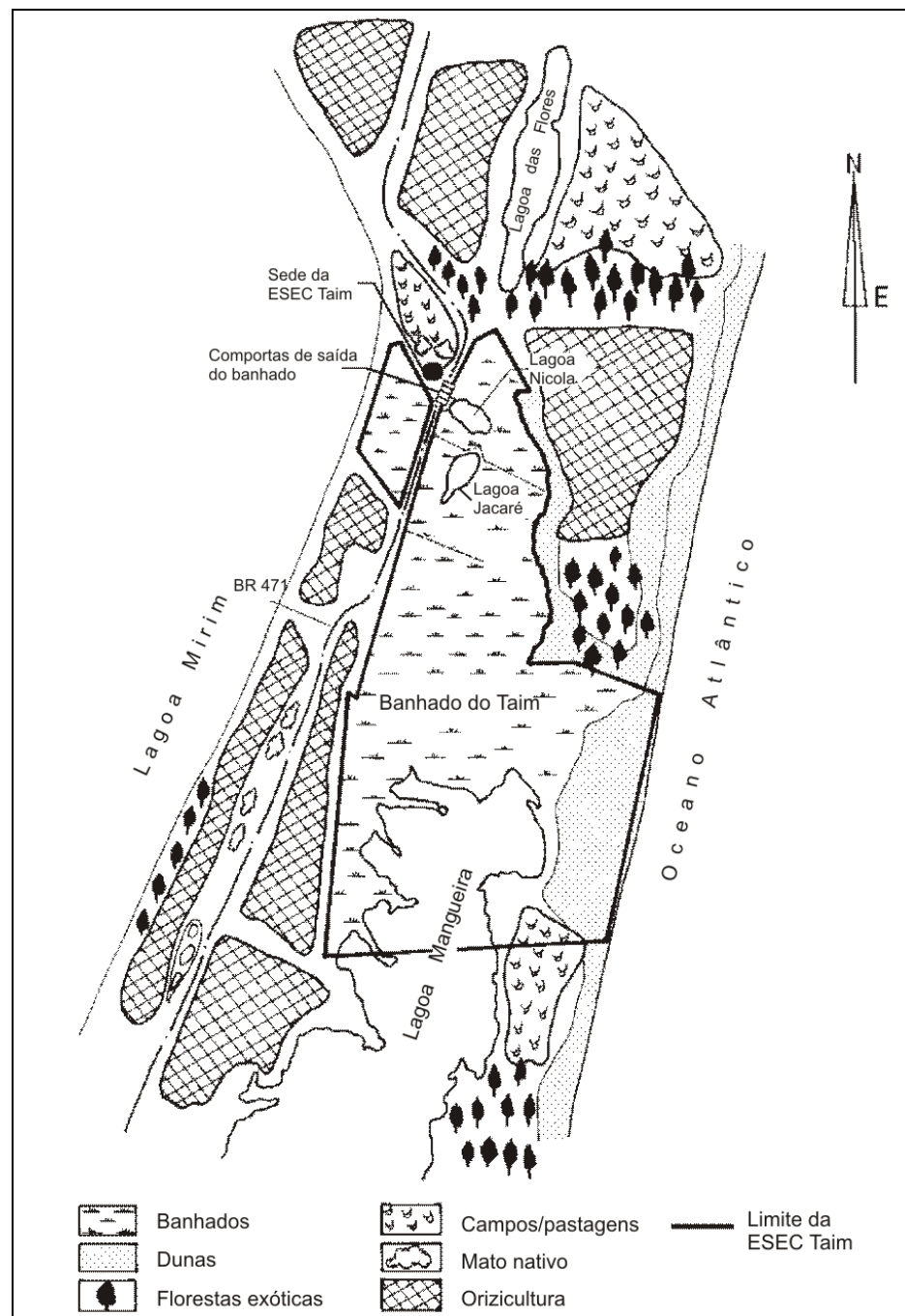


Figura 3.19. Usos do solo no SHT
(Fonte: Villanueva, 1997, p.6)

A utilização do banhado para benefício do homem interfere diretamente na quantidade e qualidade da água e, portanto, na conservação das condições ambientais. Devido à importância deste ecossistema no ano 1978 a área foi decretada como de utilidade pública, sendo posteriormente decretada no ano 1986 como Unidade de Conservação (Motta Marques et al., 2002).

Com relação à alteração do hidroperíodo no banhado, ou dinâmica de pulsos, a mesma pode induzir mudanças na riqueza de espécies, e nos padrões das comunidades, produtividade e habitat, sendo que estas modificações podem acontecer tanto por ações naturais, como pela atividade do homem. Motta Marques et al. (op cit.) indicam que o funcionamento natural do banhado envolve a flutuação de níveis que permitem o desenvolvimento dos ciclos das espécies terrestres e aquáticas e as funções de sistema. Níveis altos de água produzem: **(a)** a mudança do ambiente terrestre a aquático, **(b)** a diminuição do solo utilizável na vizinhança das lagoas e canais; e **(c)** a disposição de volumes para irrigação em períodos críticos. Portanto, a identificação e definição desta variável se torna indispensável para manter as funções descritas anteriormente e, fundamentalmente, para agir em forma efetiva no gerenciamento do ecossistema (Motta Marques et al., 1997 apud Motta Marques op. cit.; Neiff, 2004). Quanto à presença e distribuição de macrófitas no banhado, Tucci (1996) apud Motta Marques et al. (op. cit.) indica que estas características parecem estar relacionadas com a variação do seu regime hídrico.

Diferentes autores, citados por Motta Marques et al. (2002), enumeram uma ampla diversidade biológica presente no BT, entre elas: 53 espécies de peixes, 18 espécies de anfíbios, 21 espécies de répteis, 123 espécies de aves, e vários mamíferos como a capivara e o rato do banhado. Um estudo feito por Irgang et al. (1984), mencionado em Motta Marques et al. (op. cit.), encontrou a ocorrência de 128 espécies de macrófitas aquáticas, entre as quais se encontram *Salvinia herzogii*, *Azolla caroliniana* e *Lemna valdiviana* (flutuantes) e *Scirpus californicus*, *Zizaniopsis Bonariensis* e *Scirpus giganteus* (emergentes). Níveis de água elevados são associados à predominância de macrófitas flutuantes, com redução do número de espécies, enquanto as macrófitas emergentes possuem elevada tolerância ao hidroperíodo, com permanência de inundação maior ao 70%.

Os principais fatores que hoje em dia ameaçam o banhado são: 1) em primeiro lugar o cultivo de arroz, a mais importante atividade econômica da região, devido a seu grande consumo de água da ordem de 1,5 a 2,0 L.s⁻¹.ha⁻¹; (EMBRAPA, 1999 apud Marcolin e Macedo, 2007); 2) as alterações produzidas pela estrada BR 471; e 3) as obras de drenagem (MRS, 1997 apud Motta Marques et al, 2002). Essas atividades induzem variações na capacidade de armazenamento, nas características hidráulicas, no balanço hídrico e na qualidade de água, podendo promover tanto alterações dos habitats como de todo o ecossistema (Motta Marques et al., 2002).

3.9.2. Modelagem do banhado do Taim (BT)

O BT constitui um sistema de características topográficas e hidráulicas complexas, onde a adequada definição desses parâmetros não é tarefa fácil. Por exemplo o levantamento de dados topográficos no banhado exige a utilização de embarcações especiais para poder deslocar-se nele. Portanto, o presente trabalho procura representar, em forma aproximada, o comportamento mensal do nível de água no banhado em função do tempo, através da aplicação de um modelo de balanço de volume ao sistema. É necessário salientar que o objetivo deste modelo é fornecer uma ferramenta simples para estimar a evolução temporal dos níveis, permitindo considerar diferentes cenários futuros com relação ao uso da água.

Devido à importância da lagoa Mangueira (com uma superfície aproximadamente 4 vezes maior que a superfície do banhado) por sua contribuição de vazão ao sistema, ela foi modelada como um módulo separado do banhado. Desta forma o sistema modelado, apresentado na Figura 3.20, é constituído por dois módulos, a lagoa Mangueira e o Banhado do Taim. A partir desta divisão, existem duas interfaces: a interface entre a lagoa Mangueira e o banhado do Taim, e a comunicação entre o banhado do Taim e o canal que desemboca na lagoa Mirim constituída por uma estrutura de orifícios.

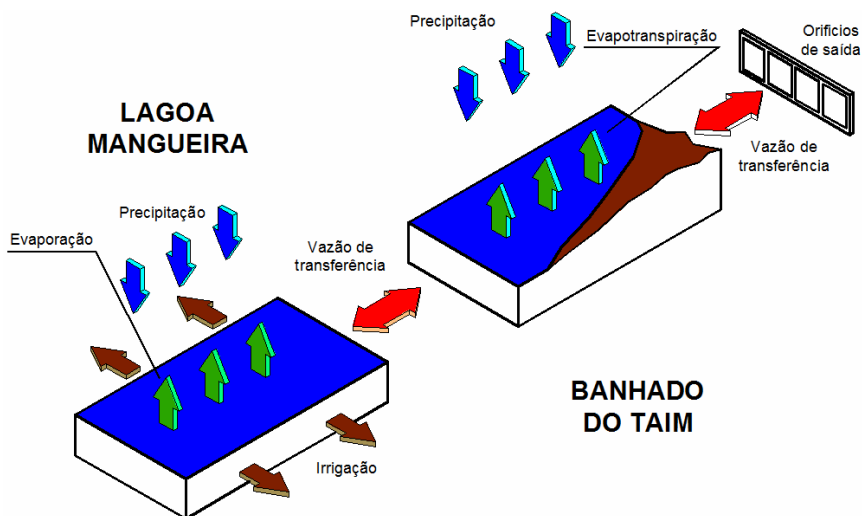


Figura 3.20. Esquema do modelo

As variáveis de ingresso de água ao sistema estão constituídas pelas precipitações e a contribuição de vazão da lagoa Mangueira, enquanto as saídas estão compostas pela evaporação da lagoa Mangueira, a evapotranspiração do banhado, a água utilizada para irrigação das lavouras de arroz e uma estrutura de comportas no extremo norte que comunica o BT com a lagoa Mirim. O escoamento subterrâneo e a infiltração se consideram nulos,

assim não foram avaliados no modelo. A hidrodinâmica do sistema é caracterizada por um escoamento superficial difuso e velocidades baixas, devido à presença de macrófitas aquáticas, que dificultam a passagem de água.

A condição de contorno do BT, que controla a vazão da estrutura de orifícios, está representada pela lagoa Mirim, a jusante da estrutura de saída. Geralmente o sentido do fluxo é do banhado para a lagoa, contudo, às vezes, os níveis da lagoa são maiores que o banhado, invertendo a tendência no fluxo da água.

A simulação foi programada em linguagem Compaq Visual Fortran v 6.6. (2000), com uma estrutura aberta, que permite considerar a incorporação de outros módulos *a posteriori*. O período de análise simulado foi desde janeiro de 1960 até julho de 2006 (46,5 anos). Foram considerados diferentes intervalos de tempo de cálculo, desde 1 hora até 24 horas; ao passo que os dados de entrada e os resultados foram tratados em forma mensal.

3.9.3. Constituição do modelo e equações utilizadas

A lagoa Mangueira se acha inserida numa bacia de 1597 Km², enquanto a área superficial da lagoa muda segundo a cota d'água. O módulo da lagoa Mangueira é representado com a seguinte equação de balanço de volumes:

$$\Delta V_{MANG} = (P - E) \cdot A_{SMANG} + P \cdot Ce \cdot A_{bacia} - I \pm Qt_{MAT} \quad (3.20)$$

onde ΔV_{MANG} é a variação de volume na lagoa no período de tempo analisado [m³], P é a precipitação ocorrida sobre a bacia [m], E é a taxa de evaporação da lagoa [m], A_{SMANG} é a área superficial da lagoa, que é função do nível d'água [m²], Ce é o coeficiente de escoamento da bacia de contribuição à lagoa [adimensional], A_{bacia} é a área da bacia que contribui à lagoa [m²], I é o volume da água para irrigação de arroz extraído da lagoa [m³], e Qt_{MAT} é a vazão de transferência entre a lagoa e o banhado no período de tempo analisado [m³]. A direção do fluxo é da lagoa para o banhado, na maioria dos casos.

A área superficial e o volume da lagoa Mangueira são funções do nível d'água, assim foram construídas as curvas cota-área e cota-volume, a partir do levantamento batimétrico executado pelo IPH (1996) e das equações utilizadas em Villanueva (1997). Com base nessa informação, se determinaram a área superficial [A_{SMANG} em Km²] e o volume [V_{MANG} em Hm³] da lagoa Mangueira em função da cota [y_{MANG} em m]:

$$A_{SMANG} = 1108,14 - \frac{580}{(y_{MANG} + 0,7)} \quad (3.21)$$

$$V_{MANG} = \left(\frac{y_{MANG} + 0,7}{0,00136} \right) \cdot 10^6 \quad (3.22)$$

Já que a soma das áreas superficiais da bacia de contribuição à lagoa A_{bacia} e da lagoa Mangueira A_{SMANG} se considera invariável, a partir da equação 3.21 pode ser estabelecida a área da bacia em função da superfície ocupada pela lagoa:

$$A_{bacia} = 1597 - A_{SMANG} \quad (3.23)$$

Para o módulo que representa o Banhado do Taim é utilizada a mesma equação, com a diferença de que os termos de escoamento superficial produzido pela bacia de contribuição e a taxa de irrigação não existem, assim o termo de evaporação muda para evapotranspiração:

$$\Delta V_{TAIM} = (P - ET) \cdot A_{STAIM} \pm Q_{t_{MAT}} \pm Q_{t_{TMI}} \quad (3.24)$$

em que ΔV_{TAIM} é a variação de volume no banhado no período de tempo analisado [m^3], ET é a taxa de evapotranspiração do banhado [m], A_{STAIM} é a área superficial do banhado, que muda segundo o nível d'água [m^2], $Q_{t_{TMI}}$ é a vazão de transferência entre o banhado do Taim e a lagoa Mirim no período de tempo analisado [m^3]. A direção do fluxo é geralmente do banhado para a lagoa Mirim, apesar de que em ocasiões ocorre o contrário (Villanueva, 1997).

A construção das funções cota-área e cota-volume para o Banhado do Taim, foi mais difícil que no caso anterior, porque não se contava com um levantamento preciso da topografia do banhado. A forma de proceder para encontrar essas funções, foi utilizar os dados ministrados pelo modelo de células desenvolvido por Villanueva (1997), que permitiram estabelecer as funções até uma cota de 2,83 m. A partir dessa cota, se fez uma primeira aproximação. Na etapa de calibração as equações foram aprimoradas durante o processo de cálculo.

A vazão de transferência entre a lagoa Mangueira e o Banhado do Taim, foi calculada considerando o problema de desnível explicado em Villanueva (1997), isto é, um desnível da ordem de 50 cm, onde não deveria existir pela continuidade física dos corpos de água. O pesquisador indica que este erro pode ser devido a problemas na determinação dos zeros das réguas. Para contornar este problema, segundo Villanueva (op. cit) foi utilizada uma equação tipo comporta, à qual foi adicionado um termo função da cota do nível de água:

$$Qt_{MAT} = C \cdot \sqrt{y_{MANG} - y_{TAIM}} \cdot \frac{(y_{MANG} - CF)^{5/3}}{2} \quad (3.25)$$

onde C é o coeficiente de descarga a ser ajustado na etapa de calibração [adimensional]; y_{TAIM} é a cota d'água no banhado [m]; e CF é a cota de fundo na interface dos módulos [m]. Quando a vazão sai da lagoa, o termo é considerado negativo, ao passo que quando entra na lagoa, o termo é avaliado como positivo.

A vazão de transferência entre o Banhado do Taim e o canal que descarga na lagoa Mirim é estimada segundo uma equação tipo orifício, que considera se o fluxo de água sai do banhado (em cujo caso o sinal é negativo) ou se o fluxo entra no banhado, circunstância na qual o sinal é positivo:

$$Qt_{TMI} = Cd \cdot A \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot (y_{TAIM} - y_{MIRIM})} \quad , \quad \text{orifício afogado} \quad (3.26)$$

$$Qt_{TMI} = Cd \cdot A \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot \left(y_{TAIM} - \frac{H_{DESC}}{2} \right)} \quad , \quad \text{orifício livre} \quad (3.27)$$

onde Cd é o coeficiente de vazão dos orifícios [adimensional]; A é a área livre dos orifícios [m²]; g é a aceleração da gravidade [9,81 m².s⁻¹]; y_{MIRIM} é a cota d'água na lagoa Mirim [m]; e H_{DESC} é a altura da estrutura de descarga [m].

3.9.4. Calibração do modelo

Para calibrar o modelo foi utilizada uma série descontínua de níveis mensais do BT, pertencente ao período outubro 1995 e junho 2003, com um total de 63 valores médios mensais. A metodologia utilizada para calibrar foi minimizar a diferença entre valores mensais medidos e simulados.

Um parâmetro importante a ser considerado foi o intervalo de tempo de cálculo. Embora os dados de entrada para o modelo: precipitação, evaporação e irrigação estivessem disponíveis em forma mensal, e os níveis da lagoa Mirim se achassem tanto em forma diária como mensal, foi testada a influência do tempo de cálculo nos resultados da simulação. Verificou-se que variações entre 1 hora e 24 horas apresentaram diferenças nos níveis menores que 1 cm e, que por outro lado, o tempo computacional requerido pelo modelo não mostrava diferenças. Assim o intervalo de tempo de cálculo foi fixado em 24 horas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são informados os resultados obtidos no transcurso do experimento efetuado para estimar a taxa diária de ET na macrofita aquática *Zizaniopsis Bonariensis*. Na primeira parte são apresentados os valores medidos das taxas de evaporação e de evapotranspiração nos três tanques; tanque classe A (TCA), caixa sem vegetação (CSV) e caixa com vegetação (CCV). Posteriormente se estuda o comportamento das séries durante o período inteiro, e em forma sazonal, em seguida são analisadas as relações entre taxas de ET e de E.

Na seguinte seção, é avaliado o grau de correlação existente entre os valores diários de evaporação e de evapotranspiração medidos, e as variáveis climáticas registradas na estação meteorológica automática, sendo previamente feita uma análise de consistência das mesmas. As variáveis meteorológicas consideradas foram: 1) radiação solar, 2) temperatura mínima, 3) temperatura média, 4) temperatura máxima do ar, 5) umidade mínima, 6) umidade média, 7) umidade máxima do ar, 8) pressão atmosférica, 9) velocidade média horizontal do vento, 10) temperatura de orvalho, 11) temperatura média diurna, e 12) quantidade de horas diurnas. Além dessas variáveis, foram consideradas a radiação extraterrestre, o déficit de pressão de saturação, e a temperatura superficial d'água média medida na CCV e no TCA. Para correlacionar estas grandezas, duas técnicas de regressão foram propostas: a regressão linear simples (RLS) e a regressão linear múltipla (RLM), com até quatro variáveis simultâneas.

Na terceira parte, são confrontados os valores das taxas diárias de evapotranspiração medidos na CCV e de evaporação medidos no TCA e na CSV, com os resultados obtidos através da aplicação de fórmulas clássicas encontradas na bibliografia. Na revisão bibliográfica foram encontradas 39 equações que podem ser classificadas segundo o método no qual estiveram baseadas: 11 na temperatura, 6 no déficit de saturação do ar, 17 na radiação, 2 no método de combinação e 3 na relação complementar. Considerando as diferentes fontes e combinações de parâmetros utilizados, foram obtidas 600 fórmulas de evapotranspiração e evaporação, que foram comparadas com os valores medidos através de diferentes estatísticas: valor médio, desvio padrão, declividade e ordenada à origem da reta de regressão, erro absoluto médio, índice de concordância, raiz do erro quadrático médio sistemático e não sistemático, e coeficiente de determinação.

Na última parte, são apresentados os dados de precipitação, evaporação, e irrigação que foram empregados na simulação de níveis de longo período do Banhado do Taim. Além disso

são fornecidas as condições de contorno da descarga representadas pelo nível de água da lagoa Mirim. Por outro lado, são apresentados os coeficientes que foram ajustados a partir da calibração e, posteriormente, são fornecidos os resultados com relação aos níveis de longo período obtidos para a lagoa Mangueira e para o banhado do Taim. Além disso, foi efetuada uma análise de sensibilidade da influência que tem o coeficiente de ET com relação ao hidroperíodo do banhado.

4.1. TAXAS DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO MEDIDAS

4.1.1. Tratamento dos registros de níveis coletados. Análise qualitativa

Do total dos 263 dias de registro de dados, foram descartados 79 dias por chuva, 19 devido à limpeza dos tanques, e 11 dias por falha elétrica, ficando de maneira preliminar uma nova amostra com 154 dias. A partir dessa série de medições, foi analisada a ocorrência de dias com advecção através do cálculo da razão ET_CCV/Rn (Rn é a radiação solar líquida), procedimento citado no parágrafo 3.5.2, que indica que existem condições de advecção quando esta supera a unidade (Figura 4.1). Para o cálculo da radiação líquida foi considerado um albedo $\alpha = 0,17$ correspondente a macrófitas em banhados (valores encontrados na literatura variam entre 0,12 a 0,23; Sambasiva Rao, 1988; Prueger, 1991 apud Allen et al., 1992; Allen et al., 1994; Allen et al., 1998; Burba et al., 1999).

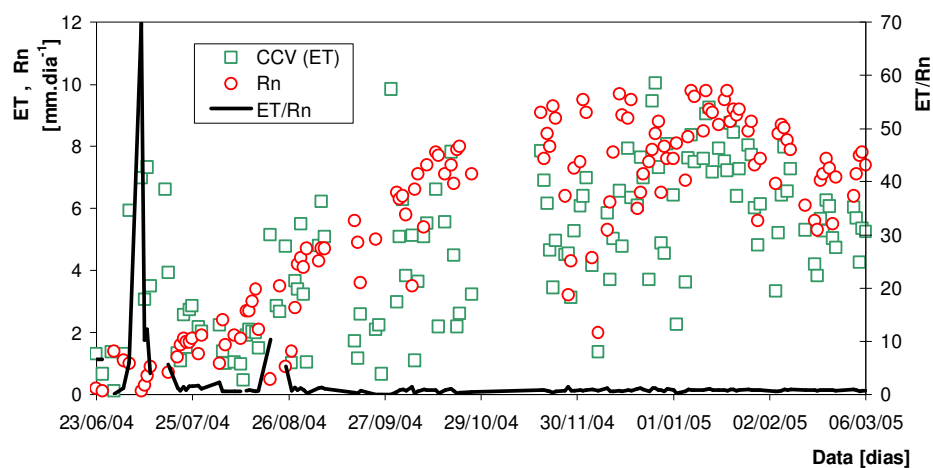


Figura 4.1. Verificação de condições de advecção

Aplicando o procedimento anterior, foram encontrados 33 dias com advecção; sendo que esta quantidade de dias resultou bastante alta, foi testado um outro procedimento, menos restritivo para definir os dias com advecção. A metodologia empregada foi o critério sugerido por Pereira e Pruitt (2004). Esses autores calculam a razão entre a taxa de

evapotranspiração medida (ET) e a soma dos componentes positivos da radiação líquida (Rn^+), indicando que quando se tem $ET/Rn^+ > 0,9$ existem condições de advecção. Esta segunda metodologia reduziu a quantidade de dias com advecção a 22. Foram então comparadas as regressões de E e ET com as variáveis meteorológicas medidas, resultantes de utilizar os dias selecionados com cada uma das duas metodologias. Os resultados mostraram que o acréscimo de 11 dias gerou uma queda significativa da qualidade da correlação. Isso sugere que a ocorrência de fenômenos de advecção, mesmo de pequena intensidade, pode incrementar consideravelmente o consumo de água em pequenos tanques.

Descartando os dias com advecção (33), os dias com falha na estação meteorológica (8), e os dias com valores de radiação líquida (Rn) negativa (5), obteve-se uma outra série com 108 dias. A seguir foram verificados os dias que apresentaram um comportamento duvidoso, quer dizer, dias em que o nível d'água aumentou sem uma causa aparente. Para o TCA se registraram 2 dias, para a CSV 4 dias e para a CCV 8 dias. Posteriormente, a metodologia de detecção de outliers, citada no parágrafo 3.5.4, foi aplicada, sendo detectados um, três e zero outliers para o TCA, a CSV e a CCV, respectivamente. É interessante notar que ambos dos últimos dados (duvidosos e 'outliers') não aconteceram todos nas mesmas datas. Finalmente, unificadas as datas das três amostras, para permitir a sua comparação, ficou utilizável uma série com 81 dias válidos (31% dos dados originais). A diminuição produzida nos dados, após aplicar a metodologia anterior, parece indicar que o período de medição deve ser mais longo para obter um maior tamanho de amostra. Além disso, quase a metade dos dados válidos, pertence à estação verão, período onde existem os maiores valores de radiação e temperatura, que são duas das principais variáveis envolvidas no processo da evapotranspiração. As séries são plotadas nas Figuras 4.2 a 4.4, para o período completo.

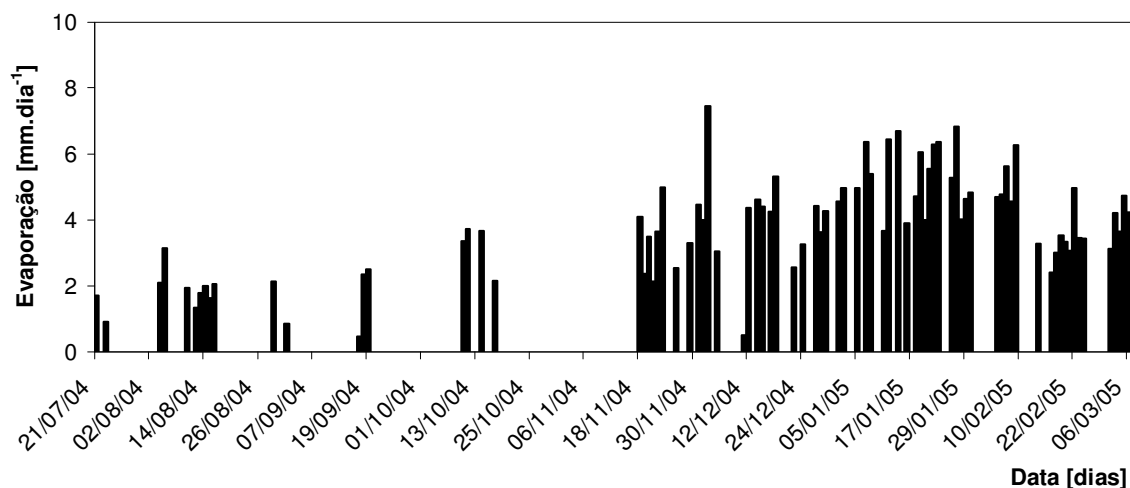


Figura 4.2. Valores válidos de evaporação medidos no TCA

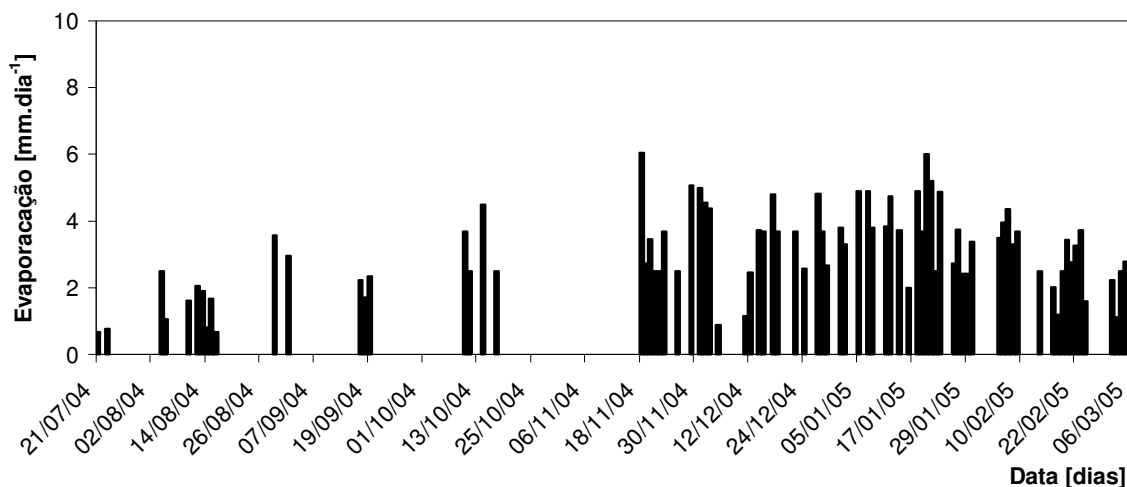


Figura 4.3. Valores válidos de evaporação medidos na CSV

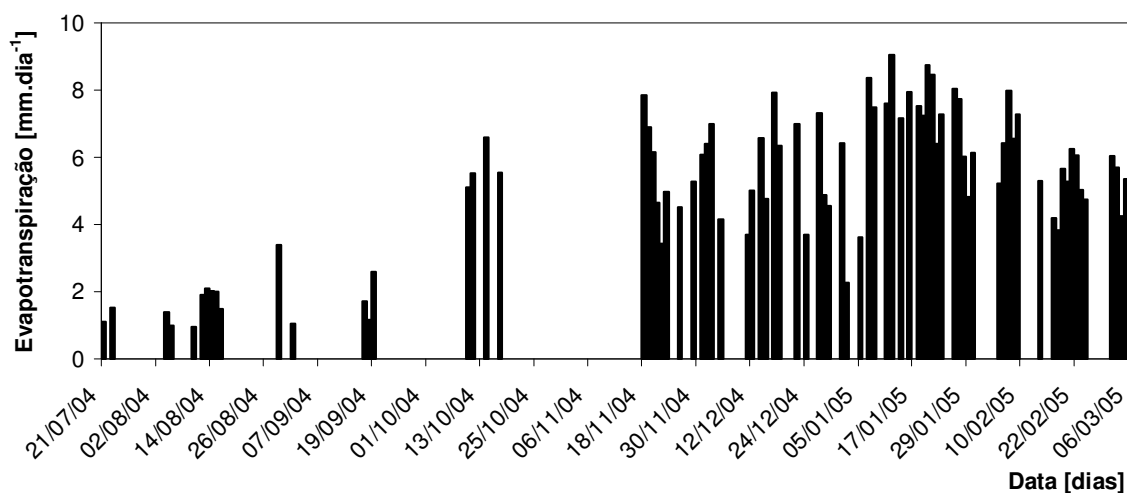


Figura 4.4. Valores válidos de evapotranspiração medidos na CCV

A partir das figuras anteriores (Figuras 4.2 a 4.4), podem ser feitas algumas observações qualitativas: (a) os três recipientes (TCA, CSV e CCV) apresentam um comportamento semelhante quanto à tendência seguida ao longo do período de análise; (b) o tanque classe A (TCA) e a caixa sem vegetação (CSV) consomem quantidades de água ‘bastante’ parecidas; e (c) a caixa com vegetação (CCV) tem uma taxa de ET maior que os outros dois tanques. Para conhecer a evolução temporal das taxas de E e de ET medidas, na Figura 4.5. foram plotados os dados válidos acumulados para os três recipientes, independentemente da variável dia, eliminando, assim, visualmente os dias com falta de dados. Do gráfico pode ser inferido que no período de inverno, os três tanques apresentam uma evolução no consumo d’água muito próxima. Na primavera a taxa de ET na CCV começa a se afastar visivelmente dos outros dois recipientes, que seguem uma tendência semelhante. No verão, no entanto, a diferença entre o consumo dos tanques é mais evidente. A CCV é o recipiente que mais consome água neste último período, seguido pelo TCA e, em terceiro lugar a CSV.

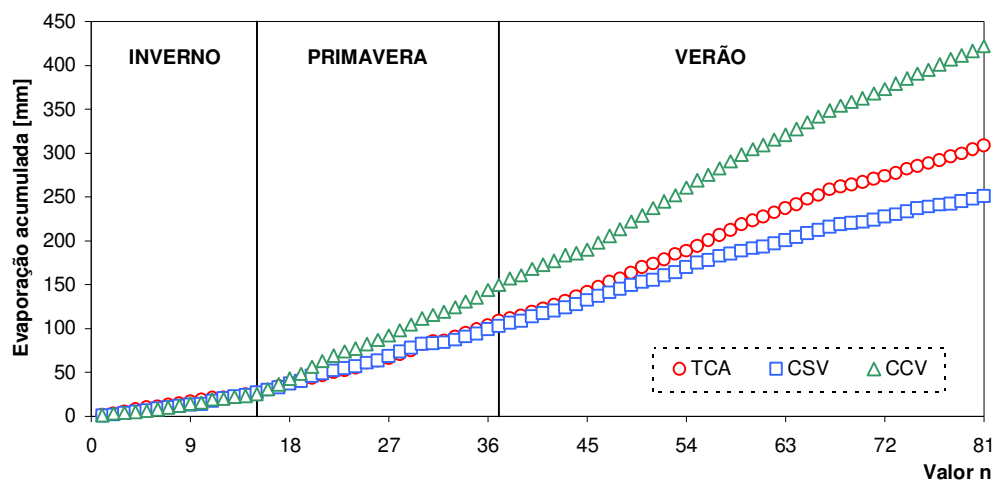


Figura 4.5. Valores de evaporação e evapotranspiração acumulados

O maior consumo do TCA em relação à CSV, no verão, pode ser explicado pela maior disposição que apresenta o TCA (menor volume de água e instalação sobre a superfície do terreno) a ser aquecido em seu perímetro quando comparado com a CSV (maior volume de água e enterrado no solo). Este aquecimento, devido à maior radiação recebida nas laterais do TCA, é muito provável que incremente a taxa de evaporação nesse tanque. Por outro lado, no que diz respeito à diferença entre consumos da CCV e da CSV, a única diferença entre os dois recipientes é a presença de vegetação na CCV, tornando evidente que este fator é o responsável pelo incremento no consumo de água da primeira caixa.

Posteriormente, se examinou o comportamento das séries, em função do período do ano, dividindo-as em três períodos: inverno desde 21/07 até 19/09; primavera desde 10/10 até 18/12; e verão desde 22/12 até 06/03. Na Figura 4.6 são representados os três períodos, sendo que os pontos correspondem aos valores diários medidos de evaporação ou evapotranspiração, e as linhas de traço indicam o valor médio sazonal da evaporação ou evapotranspiração para cada recipiente (vermelho para o TCA, azul para a CSV e verde para a CCV).

Analisando a Figura 4.6, pode ser inferido que os menores valores médios pertencem ao período de inverno, e que nesta estação os consumos médios dos três recipientes estiveram muito próximos (diferença menor que 6%). Na primavera, as médias foram maiores, com a particularidade que o TCA e a CSV apresentarem médias bastante próximas (diferença em torno de 8%), enquanto que a média para a CCV é cerca de 58% maior que as outras. No verão, pode ser observado que, em média, os valores da CCV foram os maiores, enquanto o TCA apresenta valores intermediários e a CSV os menores. Uma observação que surge ao observar a Figura 4.6 é a alta variabilidade nos valores diários das taxas de evaporação e evapotranspiração para todos os recipientes.

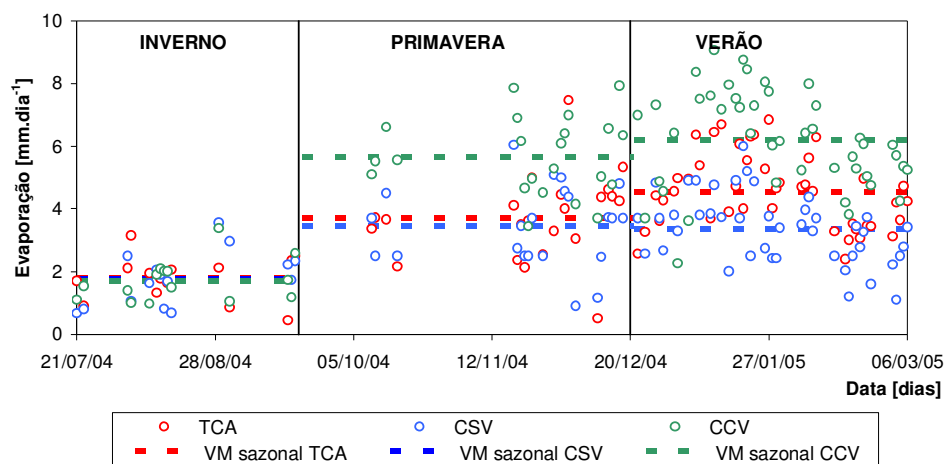


Figura 4.6. Valores de E e ET diários e médios sazonais medidos

4.1.2. Taxas de evaporação e evapotranspiração medidas

De acordo com o item 3.6, foram calculados, para as séries obtidas a partir dos diferentes recipientes TCA, CSV, e CCV, as seguintes estatísticas: valor médio com seu intervalo de confiança, desvio padrão e coeficiente de variação, além dos valores máximos e mínimos medidos. Estes parâmetros foram aplicados à série completa ($n = 81$) e às séries parceladas segundo a época do ano: inverno ($n = 15$), primavera ($n = 22$) e verão ($n = 44$). Os resultados desta análise são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1. Taxas de evaporação/evapotranspiração [mm.dia^{-1}]

	x	$\Delta x^{(1)}$	$\Delta x^{(2)}$	S	CV	min	max
período completo (21/07/04 a 06/03/05) – $n = 81$							
TCA	3,81	0,34	0,45	1,55	0,41	0,45	7,45
CSV	3,10	0,28	0,37	1,27	0,41	0,67	6,04
CCV	5,21	0,48	0,63	2,16	0,42	0,97	9,05
inverno (21/07/04 a 19/09/04) – $n = 15$							
TCA	1,79	0,38	0,53	0,69	0,39	0,45	3,15
CSV	1,77	0,48	0,67	0,87	0,49	0,67	3,56
CCV	1,69	0,37	0,52	0,67	0,39	0,97	3,38
primavera (10/10/04 a 18/12/04) – $n = 22$							
TCA	3,72	0,61	0,83	1,38	0,37	0,51	7,45
CSV	3,46	0,57	0,78	1,29	0,37	0,90	6,04
CCV	5,66	0,55	0,74	1,23	0,22	3,44	7,92
verão (22/12/04 a 06/03/05) – $n = 44$							
TCA	4,55	0,34	0,45	1,18	0,26	2,40	6,83
CSV	3,37	0,35	0,46	1,09	0,32	1,11	6,00
CCV	6,19	0,46	0,61	1,56	0,25	2,26	9,05

x: valor médio, Δx : intervalo de confiança, S: desvio padrão, CV: coeficiente de variação, min: valor mínimo, max: valor máximo, (1) 95% de confiança, (2) 99% de confiança.

Considerando o período completo, a CCV é o recipiente que consome mais água, com uma taxa média de ET de $5,2 \text{ mm.dia}^{-1}$, enquanto o TCA evapora $3,8 \text{ mm.dia}^{-1}$ e, por último, a CSV apresenta uma taxa média de evaporação de $3,1 \text{ mm.dia}^{-1}$. Estes dados indicam que o consumo dos recipientes que não contêm vegetação é relativamente próximo (diferença de 23%), enquanto o recipiente que contém macrófitas consome uma maior quantidade de água que os outros (da ordem do 51% maior). Quanto à variação das taxas diárias de evapotranspiração na CCV, os registros flutuaram entre um valor de ET mínimo de quase 1 mm.dia^{-1} no inverno, e um valor máximo da ordem de 9 mm.dia^{-1} no verão, demonstrando, assim, a ampla faixa na que flutua esta magnitude.

Avaliando os resultados sazonalmente, a CCV é a que apresenta a maior taxa de ET, exceto no inverno, aumentando a medida que se acrescentam os valores de radiação, temperatura do ar e temperatura superficial da água (ver Figura 4.7), ou seja, do inverno para verão. A diferença entre os valores médios dos consumos do TCA e da CSV também depende do período do ano, sendo que no inverno apresentaram um comportamento quase idêntico, na primavera os consumos também foram bastante parecidos e, no verão, o consumo do TCA é aproximadamente 35% maior do que a CSV. No inverno o consumo d'água diminui fortemente, já que nesta estação acontecem os menores valores, tanto de radiação como de temperatura, variáveis que fornecem a maior parte da energia que participa no processo evaporativo. A prova disto é que neste período, se registraram os menores valores de consumo de água em cada recipiente. Em contrapartida, nas estações de primavera e verão, onde foram registrados maiores valores de radiação, temperatura do ar, e temperatura superficial de água, se verificaram os maiores registros de evaporação e evapotranspiração.

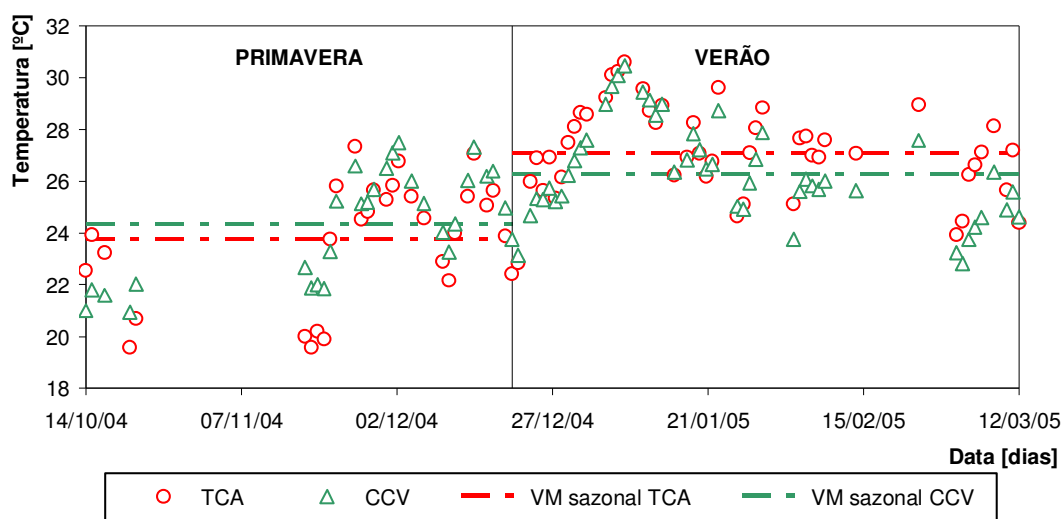


Figura 4.7. Temperaturas superficiais de água para o TCA e a CCV

O coeficiente de variação (CV), é uma medida do grau de dispersão que apresenta cada amostra, permitindo compará-las entre si. Se observarmos para a Tabela 4.1, vemos que apesar de ter elevados CV, os menores valores pertencem à estação de verão, coincidentemente com a maior quantidade de registros, razão pela qual esta época do ano é a que apresenta uma maior confiabilidade dos dados.

A seguir, na Tabela 4.2, são apresentadas as razões entre consumos dos diferentes tanques (CCV/TCA, CCV/CSV e CSV/TCA); as mesmas foram calculadas considerando os valores acumulados respectivos para o período completo e para cada estação do ano.

Tabela 4.2. Razões entre consumos

Período	n	CCV/TCA	CCV/CSV	CSV/TCA
completo (21/07/04 a 06/03/05)	81	1,37	1,68	0,81
inverno (21/07/04 a 19/09/04)	15	0,95	0,96	0,95
primavera (10/10/04 a 18/12/04)	22	1,52	1,64	0,93
verão (22/12/04 a 06/03/05)	44	1,36	1,84	0,74

Observa-se que para o período completo a CCV evapotranspira 37% a mais do que evapora o TCA e 68% mais que evapora a CSV. Sazonalmente, a CCV evapotranspira mais que o TCA, num intervalo de - 5% a 52%, enquanto a CCV evapotranspira mais que o CSV, num intervalo de - 4% a 84%. Das diferentes razões indicadas na Tabela 4.2, a razão CCV/TCA tem uma importância prática relevante, já que na grande maioria dos casos somente se acha disponível o valor do consumo de água medido num tanque classe A. Portanto, se quisermos estimar uma taxa de ET, esta razão permite obter um valor de referência, a partir do valor do tanque classe A, desde que as condições meteorológicas sejam semelhantes às da presente pesquisa. Além do mais, se compararmos a razão $CCV/TCA = 1,37$, encontrada nesta pesquisa, com a revisão bibliográfica mostrada na Tabela 2.3, pode observar-se que o mencionado valor se localiza dentro da faixa obtida pelos diferentes autores, por exemplo para *Typha*, 0,8 (Sánchez-Carrillo et al., 2001) até 2,5 (Pauliukonis e Schneider, 2001).

Uma outra análise efetuada aos dados medidos, foi o estudo do grau de correlação linear, através da aplicação do coeficiente de determinação R^2 , existente entre as taxas de evaporação e evapotranspiração diária dos diferentes recipientes. Nas Figuras 4.8 a 4.10 são plotados os diferentes valores medidos para as diferentes combinações de dados CSV vs. TCA, CCV vs. TCA, e CCV vs. CSV respectivamente. Em linha tracejada é representada a linha 1:1, ou seja a reta $x = y$ que corresponderia a uma correlação perfeita, enquanto que na

linha contínua é representada a reta de regressão entre os valores considerados. Os resultados obtidos para o coeficiente de determinação R^2 foram de 0,36, 0,53 e 0,48 para CSV vs. TCA, CCV vs. TCA e CCV vs. CSV respectivamente.

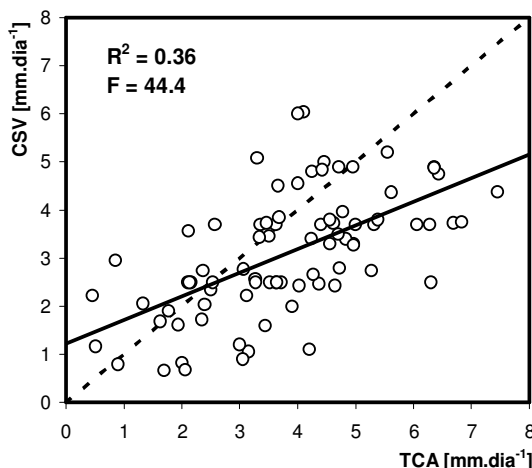


Figura 4.8. Correlação entre TCA e CSV

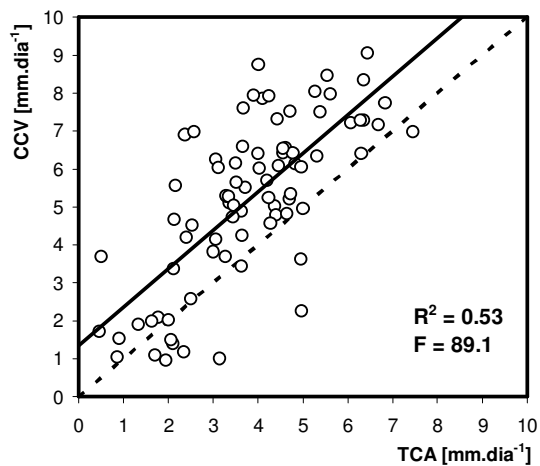


Figura 4.9. Correlação entre TCA e CCV

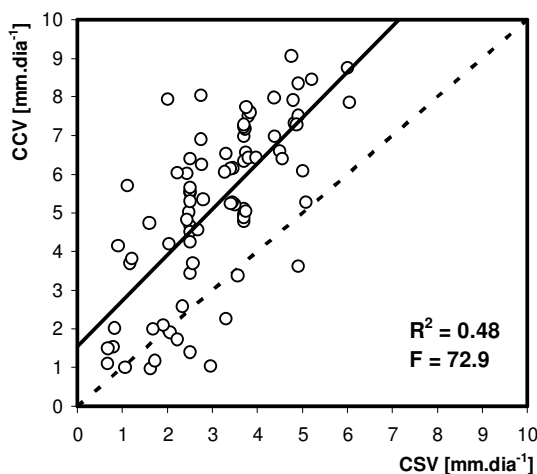


Figura 4.10. Correlação entre CSV e CCV

A significância do coeficiente de determinação R^2 foi avaliada mediante o teste F, sendo que os valores calculados para todos os casos foi maior que o valor crítico do teste F_{crit} (para um nível de significância de 0,05 e $n = 81$ o $F_{crit} = 3,96$), indicando com isto que os valores de R^2 são estatisticamente significativos. Apesar dos baixos valores do coeficiente de determinação R^2 , das três análises efetuadas a melhor correlação é a atingida entre a CCV vs. TCA ($R^2 = 0,53$).

Para tentar diminuir a dispersão encontrada a partir dos dados diários, foram feitos alguns testes calculando taxas médias de evaporação e evapotranspiração (para os três tanques), agrupando os valores medidos em períodos de 2 ou mais dias. Através desse

procedimento, a correlação foi incrementada, mas não foi possível aprofundar essa linha de trabalho, porque a quantidade de dados das amostras ficava muito pequena.

4.2. ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO A PARTIR DE DADOS METEOROLÓGICOS

Neste item são estudadas as relações existentes entre os dados meteorológicos registrados na estação meteorológica (temperaturas máxima, média e mínima do ar, radiação solar recebida, pressão média do ar, velocidade horizontal média do vento, umidades relativa máxima, média e mínima, temperatura de orvalho) e os valores diários das taxas de evapotranspiração e evaporação coletados nos três recipientes (CCV, TCA e CSV). As variáveis meteorológicas, medidas a cada 15 minutos, foram transformadas em valores diários para o seu processamento.

4.2.1. Análise de consistência dos dados meteorológicos

Precipitação

A precipitação diária, registrada na estação meteorológica situada no IPH, entre as datas 20 de junho de 2004 e 12 de março de 2005, é apresentada na Figura 4.11, sendo que o total precipitado durante o período mencionado foi de 664,6 mm.

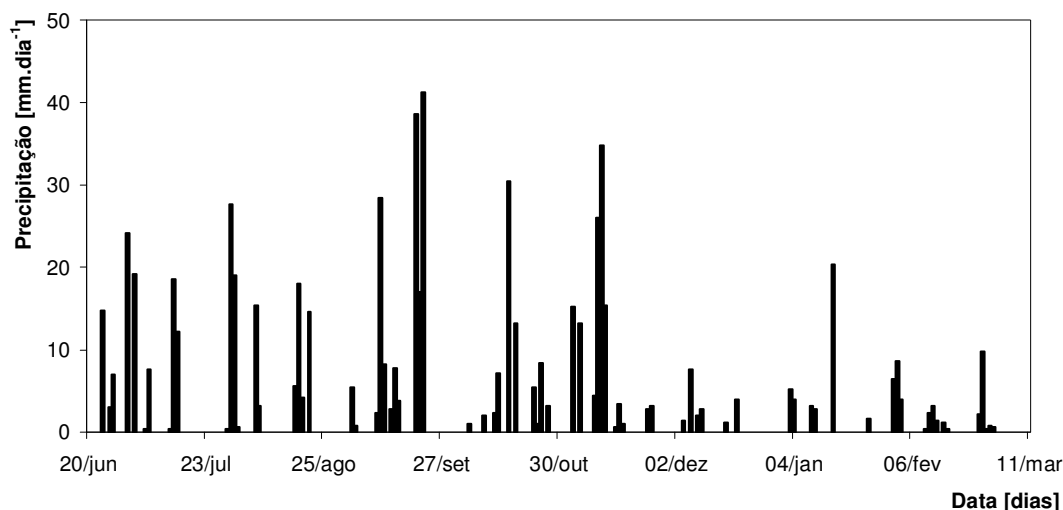


Figura 4.11. Precipitação diária

Devido ao fato que a estação meteorológica registrou para o dia 22 de dezembro um valor de 195,2 mm (não mostrado na Figura 4.11) e o registro diário conduzido pelo autor não tinha identificado chuva alguma, esse valor passou a ser um dado duvidoso. Para contornar

este problema, a série medida foi confrontada com a série registrada na estação Porto Alegre do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), onde se verificou que esse valor foi um erro, decidiu-se removê-lo da série. Os valores mensais de precipitação medidos e os da estação Porto Alegre do INMET são apresentados na Tabela 4.3. Além disso, para estudar a confiabilidade dos dados de precipitação medidos na estação meteorológica automática do IPH, foi aplicado o procedimento de dupla massa (Figura 4.12), entre os dados da estação do INMET e do IPH. Uma particularidade que surge da comparação entre as estações, é que no mês de novembro de 2004, a estação do INMET não registrou precipitação alguma, enquanto a estação do IPH mediu um total de 120 mm. Este fato pode estar indicando uma mudança de tendência na estação do IPH ou um erro na estação do INMET.

Tabela 4.3. Precipitação medida

Mês	Estação meteorológica [mm] ⁽¹⁾	Porto Alegre INMET [mm] ⁽²⁾
junho/2004	97,4	97,4
julho/2004	129,6	137,6
agosto/2004	61,6	38,4
setembro/2004 ⁽³⁾	156,4	142,0
outubro/2004	74,2	62,8
novembro/2004	120,0	0,0
dezembro/2004	19,0	18,4
janeiro/2005	37,2	28,8
fevereiro/2005	41,2	30,3
março/2005 ⁽³⁾	119,4	135,6
TOTAL	856,0	691,3

(1) Os meses de junho e março foram considerados completos para fins da comparação

(2) Fonte: <http://www.agritempo.gov.br/agroclima/sumario>

(3) Falhas na estação meteorológica; desde 23 até 29 de setembro e desde 8 até 18 de março

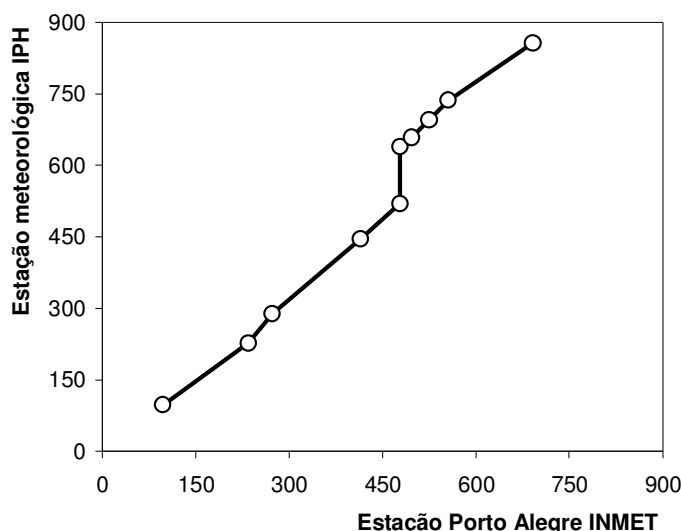


Figura 4.12. Dupla massa entre estações POA (INMET) e IPH

Temperatura

No que diz respeito à qualidade no registro das temperaturas diárias (máxima, média, mínima e de orvalho), a comprovação consistiu em analisar que a relação $T_{máx} > T_{med} > T_{mín} > T_{orv}$ fosse verificada para cada dia. Como exemplo, apresenta-se na Figura 4.13 a evolução diária da temperatura média do ar T_{med} (as outras temperaturas apresentam tendências semelhantes) para o período analisado, a qual flutuou entre valores extremos de 6,1 °C (11 de julho) e 28,5 °C (9 de janeiro).

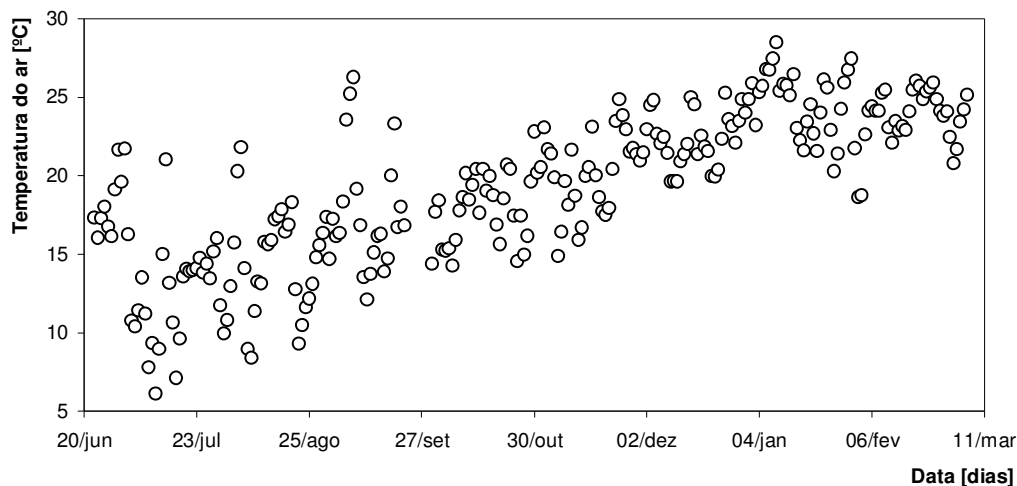


Figura 4.13. Temperatura média diária do ar

Na Figura 4.14 são apresentadas as temperaturas máxima, média, mínima e de orvalho médias mensais, descrevendo a tendência mensal das temperaturas ao longo do experimento. Além disso, é plotada a quantidade de dias com registros (n) para cada mês. As tendências apresentadas pelas Figuras 4.13 e 4.14 coincidem com os valores normais correspondentes ao período 1961 a 1990, registrados na estação Porto Alegre, citados pelo INMET.

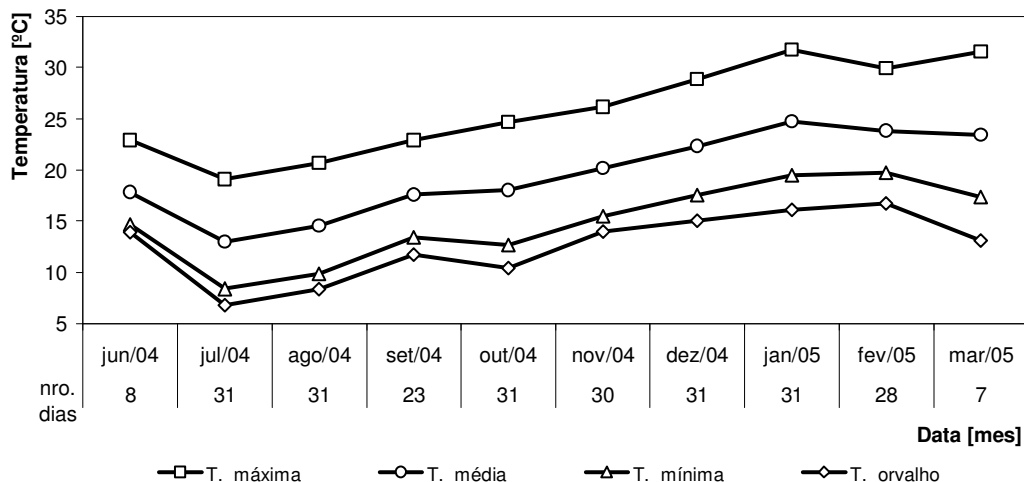


Figura 4.14. Temperaturas máxima, média, mínima e de orvalho mensais

Radiação

A radiação solar recebida em forma diária foi contrastada, a modo de comparação, com a radiação solar do céu sem nuvens, **Rso** (Figura 4.15). Deve-se notar que a equação (3.9), na página 57, empregada no cálculo diário de **Rso** é empírica, assim o valor calculado não deve ser necessariamente considerado como o limite superior de radiação para o dia de cálculo. Da comparação entre dados diários medidos e calculados, surgiu a existência de apenas quatro valores que se encontram por acima do valor de **Rso** correspondente.

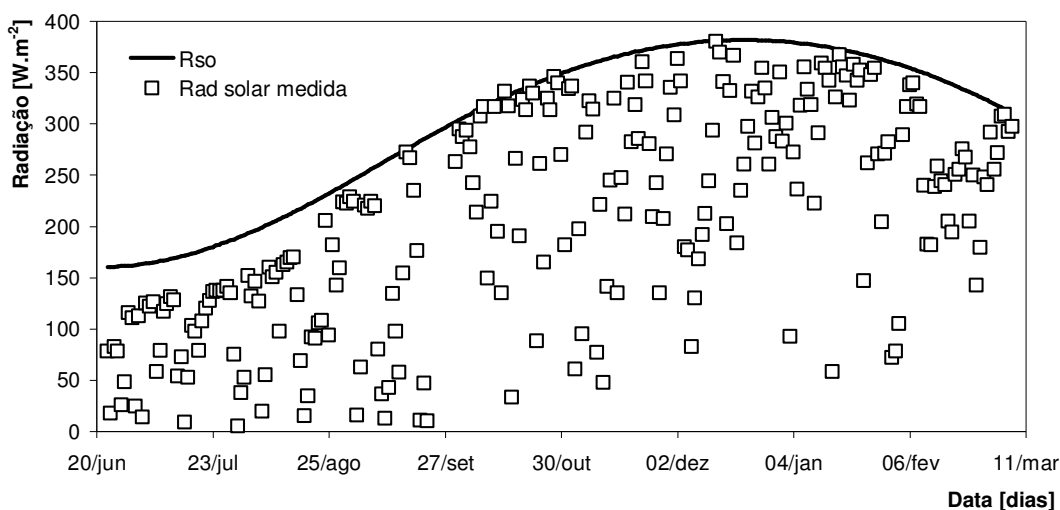


Figura 4.15. Comparação entre radiação solar diária medida e Rso

Comparando as Figuras 4.14 e 4.15 pode ser observado que a temperatura e a radiação apresentam uma tendência semelhante ao longo do ano; quer dizer, se observam valores mínimos destas variáveis no inverno, com comportamento crescente até alcançar o máximo no verão. Este fato coincide com a apreciação citada por Berlato e Molion (1981) de que ambas as grandezas se acham quase em fase ao longo do ano.

Umidade relativa

Na Figura 4.16, são apresentados os valores da umidade relativa média diária do ar, que variou numa faixa dentre 54,1% (26 de dezembro) e 97,3% (21 de setembro). Um controle simples foi verificar que todos os valores medidos (ou seja, os registrados a cada 15 minutos) se achassem dentro dos limites compreendidos entre 0% e 100%; no experimento, os valores mínimos e máximos de umidade relativa média do ar estiveram entre 27% e 98%, respectivamente. Observa-se que os valores de umidade, além de terem um comportamento com uma alta variabilidade, apresentaram uma leve tendência de atingir os valores mais altos na época de inverno e inversamente os valores menores em temporadas com altas

temperaturas. Este fato, foi corroborado na Figura 4.17, onde são comparados os valores médios mensais medidos de temperatura e umidade relativa do ar.

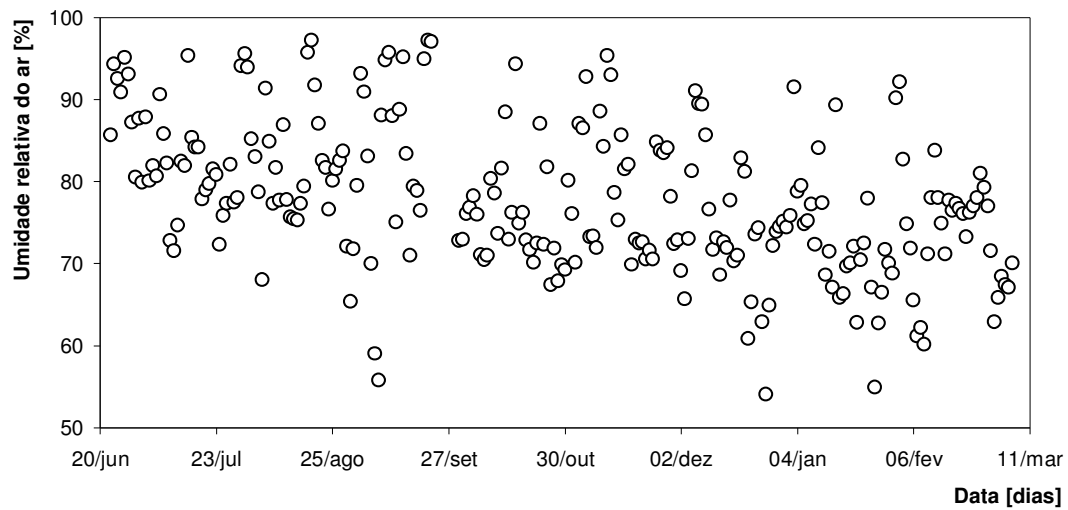


Figura 4.16. Umidade relativa média diária do ar

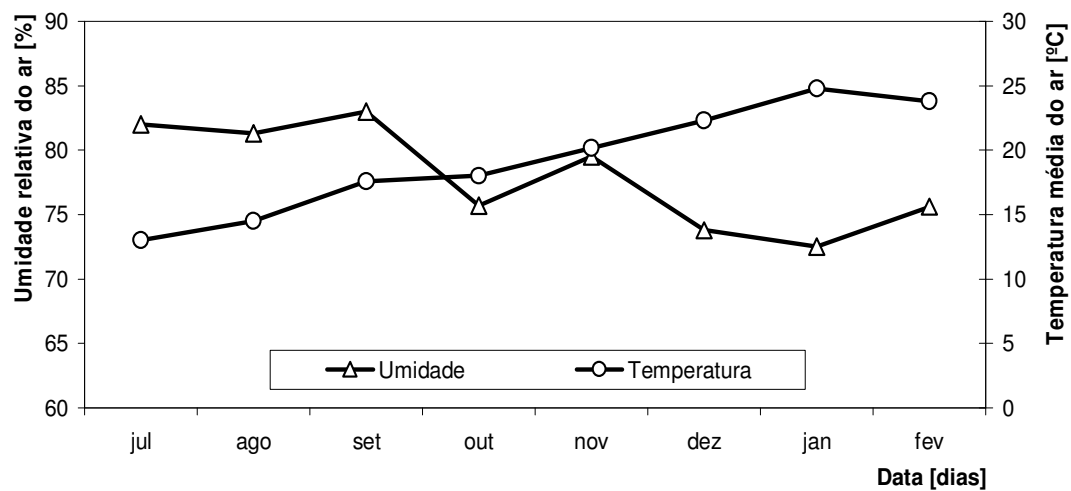


Figura 4.17. Temperatura e umidade relativa medidas médias mensais

Pressão atmosférica

A pressão atmosférica média diária é apresentada na Figura 4.18, junto com o valor da pressão para uma altura de 80 m sobre o nível do mar, em linha de traço (altura suposta da estação meteorológica). Esse valor, foi calculado aplicando a equação 4.1, que expressa a variação da pressão atmosférica em função da altura, para 80 m o valor da pressão atmosférica corresponde a 1003,6 mbar.

$$P = 1013 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (4.1)$$

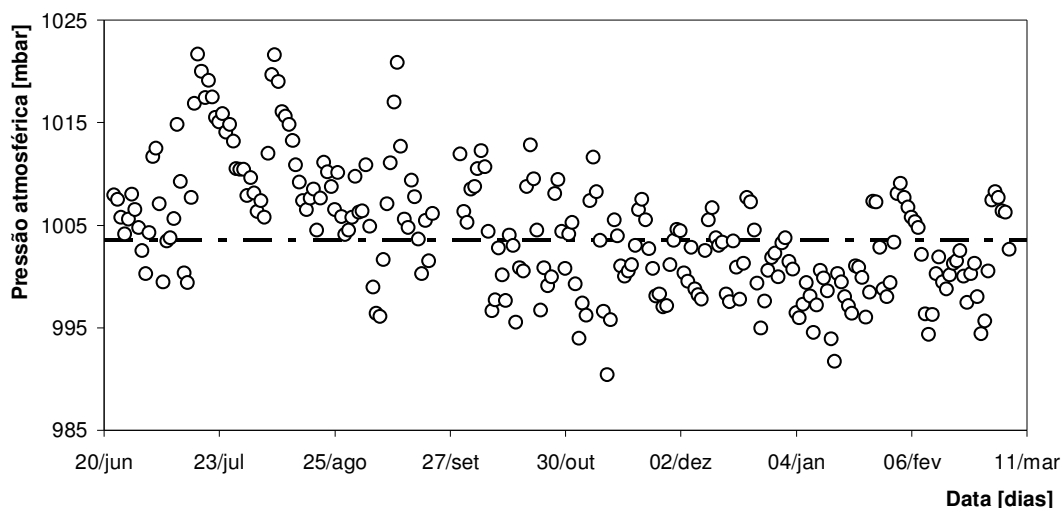


Figura 4.18. Pressão atmosférica média diária medida a 80 m SNM

Na Figura 4.18, se observa que o valor da pressão atmosférica não apresenta uma grande variabilidade (variação da pressão correspondente a 80 m da ordem de 1,8%), fluando entre valores de 990,4 mbar (11 de novembro) e 1021,6 mbar (17 de julho) no período de observação. A variação da pressão atmosférica segue a tendência apresentada pela umidade relativa média do ar.

Velocidade horizontal do vento

A velocidade horizontal média diária do vento, medida a 2 m sobre o nível do solo, é representada na Figura 4.19.

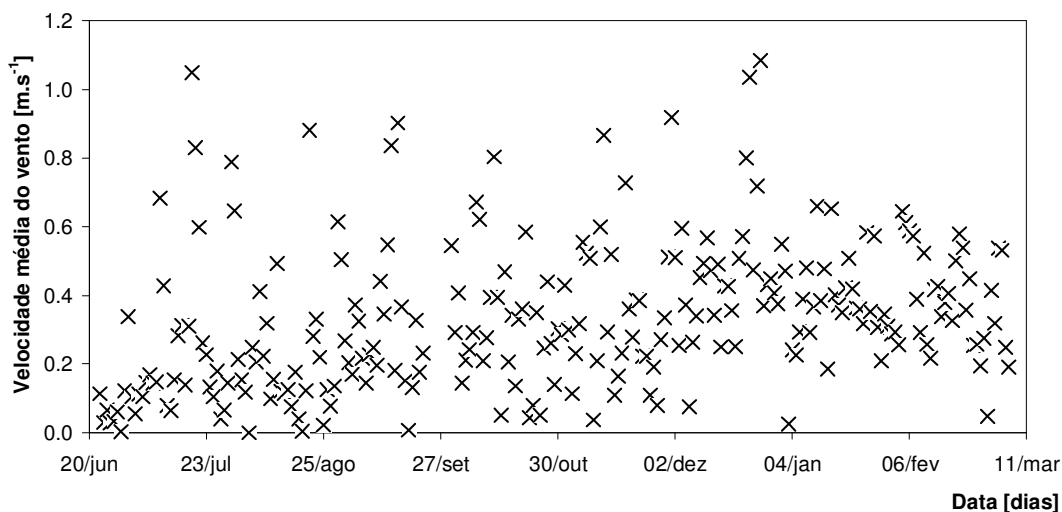


Figura 4.19. Velocidade horizontal média diária do vento

Como se observa, os valores da velocidade foram muito baixos ($V_{med} = 0,33 \text{ m.s}^{-1}$) considerando a classificação fornecida por Doorembos e Pruitt (1977), que define o vento

como fraco quando a velocidade média do vento é menor que 2 m.s^{-1} . Este fato pode ser explicado pela localização da estação meteorológica, a qual se encontra rodeada por edifícios de concreto que oferecem abrigo à influência do vento, situação que posteriormente será considerada nos cálculos das taxas de evaporação e de evapotranspiração.

Resumindo, se representam na Tabela 4.4, os valores médios, máximos e mínimos das variáveis meteorológicas medidas analisadas anteriormente, tanto para o período completo, como para as diferentes estações do ano: inverno, primavera e verão.

Tabela 4.4. Variáveis meteorológicas médias diárias medidas

	n	Temp. média [°C]	Precipitação [mm] ⁽¹⁾	Radiação [W.m^{-2}]
per. completo	250	19,3 (6,1 / 28,5)	664,6	206,2 (5,6 / 380,6)
inverno	90	15,0 (6,1 / 26,3)	314,2	114,1 (5,6 / 272,0)
primavera	84	19,7 (14,3 / 25,0)	271,4	245,6 (9,7 / 380,6)
verão	76	24,0 (18,6 / 28,5)	79,0	271,6 (58,4 / 367,5)
	n	Pressão [mbar]	Umidade [%]	Vento [m.s^{-1}]
per. completo	250	1004,3 (990,4 / 1021,6)	77,9 (54,1 / 97,3)	0,33 (0,00 / 1,08)
inverno	90	1009,0 (996,1 / 1021,6)	82,5 (55,8 / 97,2)	0,25 (0,00 / 1,05)
primavera	84	1002,5 (990,4 / 1012,8)	77,8 (65,7 / 97,3)	0,35 (0,04 / 0,92)
verão	76	1000,8 (991,7 / 1009,1)	72,6 (54,1 / 92,2)	0,42 (0,03 / 1,08)

(1) os valores de precipitação são os registrados durante o período correspondente ao experimento

(*) valores entre parêntesis correspondem ao valor mínimo e ao máximo

Paralelamente, é apresentado na Tabela 4.5, as normais correspondentes ao período 1961-1990 da cidade de Porto Alegre (INMET, 1992) das variáveis temperatura mínima, média e máxima, precipitação e umidade relativa do ar. É preciso levar em conta que para permitir a comparação com o período de registro de dados da pesquisa, os valores informados para as normais se apresentam para o período de julho a março, ou seja, considerando as estações de inverno, primavera e verão.

Tabela 4.5. Normais da cidade de Porto Alegre (1961-1990)

período	Temp. média [°C]	Precipitação [mm] ⁽¹⁾	Umidade relativa [%]
julho a março	20,3	1034,0	74,7
inverno	15,5	401,2	79,3
primavera	21,2	319,7	71,3
verão	24,1	313,1	73,3

A partir das Tabelas 4.4 e 4.5, foram elaboradas as Figuras 4.20 a 4.22, para comparar os valores de temperatura média do ar, precipitação e umidade relativa média do ar,

respectivamente, entra as normais da cidade de POA (1961-1990) e os dados registrados na estação meteorológica IPH. Observando as tabelas e figuras citadas, os valores médios da temperatura e umidade relativa do ar, registrados durante o experimento são próximos dos correspondentes às normais do período 1961-1990, indicando a confiabilidade dos valores medidos pela estação meteorológica.

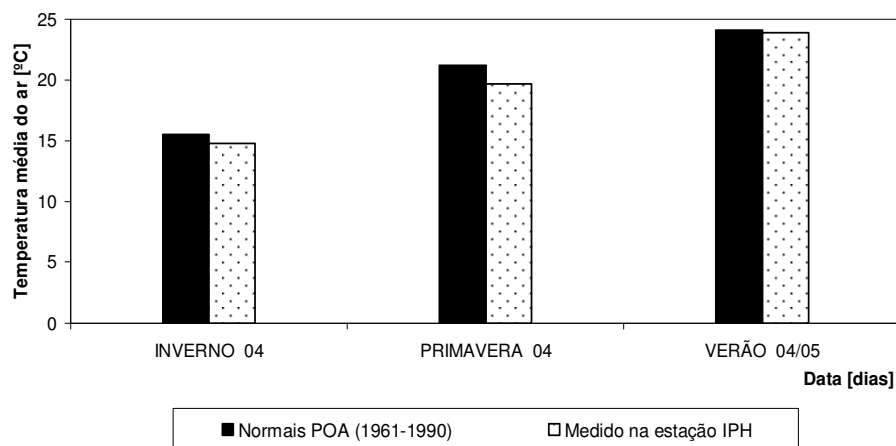


Figura 4.20. Temperatura média do ar sazonal (normal POA e medida no IPH)

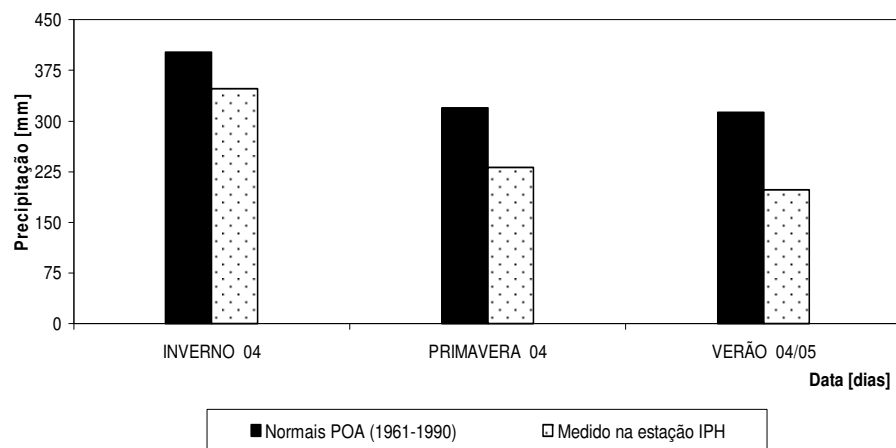


Figura 4.21. Precipitação sazonal (normal POA e medida no IPH)

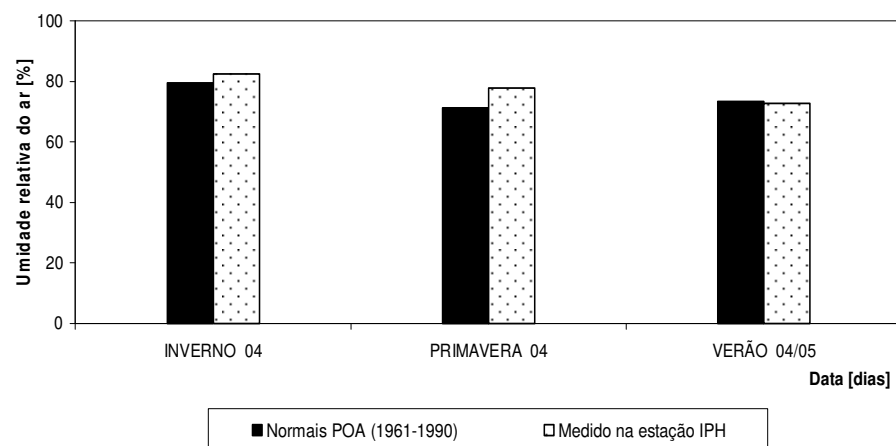


Figura 4.22. Umidade relativa do ar sazonal (normal POA e medida no IPH)

Contudo, o comportamento da precipitação foi diferente, se consideramos que durante o período julho/04 até março/05 na estação meteorológica IPH foi medido 776,6 mm, e a média correspondente a normal de 30 anos é de 1034 mm (para o mesmo período); pode ser inferido que o período de desenvolvimento da pesquisa foi mais seco que a média normal, com 25% menos de precipitação.

4.2.2. Correlação linear simples entre taxas medidas e variáveis meteorológicas

A seguir, são apresentados os resultados obtidos com a aplicação do modelo de regressão linear simples (RLS) aos dados medidos de consumo de água nos três recipientes durante o decorrer da pesquisa, e as variáveis meteorológicas registradas na estação meteorológica. Uma observação importante a fazer é, que nesta etapa do trabalho, foram consideradas as três series de dados (TCA, CSV, CCV) em forma individual, ou seja sem efetuar a unificação das datas. Isto é feito para incrementar os tamanhos das series, já que nesta etapa, os valores de consumo de água dos diferentes tanques não devem ser comparados entre si. Desta forma as series ficaram com $n = 97$ para o tanque classe A (TCA), $n = 105$ para a caixa sem vegetação (CSV), e $n = 100$ para a caixa com vegetação (CCV).

Cada variável meteorológica, considerada em forma independente, foi utilizada para calcular as taxas de evapotranspiração e evaporação, minimizando a diferença quadrática entre valores medidos e calculados a partir delas. Aplicando este procedimento, se obtiveram os valores de a e b (declividade e ordenada à origem da reta de regressão), correspondentes a cada variável examinada. Para estabelecer uma ordem de prioridade das variáveis, foi efetuada uma análise da variância (ANOVA), determinando as seguintes estatísticas: raiz do erro quadrático médio (RMSE), coeficiente de determinação (R^2) e o valor do teste F para avaliar a significância estatística da regressão.

Foram utilizadas 12 variáveis meteorológicas medidas: (1) temperatura máxima, (2) temperatura média, (3) temperatura mínima, (4) temperatura de orvalho, (5) umidade relativa máxima, (6) umidade relativa média, (7) umidade relativa mínima, (8) radiação solar, (9) percentual de horas do dia em função do ano, (10) temperatura média do ar diurna, (11) pressão atmosférica média; (12) velocidade média do vento. Além disso, foram empregadas duas variáveis auxiliares (que não foram medidas) o déficit de pressão de saturação e a radiação solar extraterrestre. Estas 14 variáveis foram utilizadas para efetuar a correlação com o consumo de água nos três tanques (TCA, CSV e CCV). Para os tanques TCA e CCV, foi

também considerada para correlacionar, a variável temperatura superficial da água medida. Nas Tabelas 4.6 a 4.8 são apresentados os resultados do modelo RLS para o tanque classe A (TCA), a caixa sem vegetação (CSV), e a caixa com vegetação (CCV) respectivamente; na mesma são fornecidos os valores de **a**, **b**, **RMSE**, **R²** e **F** para cada variável meteorológica.

Tabela 4.6. Regressão linear simples entre E_TCA e variáveis meteorológicas

Ordem	Variável meteorológica	a	B	RMSE	R ²	F ⁽¹⁾
1	Radiação solar [W.m ⁻²]	0,02	-1,57	1,06	0,61	145,6
2	Déficit de pressão de saturação [kPa]	2,97	-0,50	1,12	0,56	118,8
3	Temperatura média diurna [°C]	0,32	-4,26	1,18	0,51	98,2
4	Temperatura máxima [°C]	0,28	-4,37	1,19	0,50	93,5
5	Temperatura média [°C]	0,30	-2,93	1,21	0,48	88,9
6	Radiação extraterrestre [W.m ⁻²]	0,01	-2,01	1,34	0,37	55,0
7	Horas diurnas [% anual]	30,21	-5,66	1,39	0,32	44,3
8	Umidade média [%]	-0,15	14,36	1,39	0,31	43,5
9	Temperatura mínima [°C]	0,22	0,08	1,40	0,31	42,6
10	Umidade mínima [%]	-0,09	8,00	1,43	0,28	36,4
11	Pressão média [hPa]	-0,18	185,41	1,44	0,27	34,6
12	Temperatura de orvalho [°C]	0,15	1,68	1,56	0,14	15,6
13	Velocidade média do vento [m.s ⁻¹]	2,81	2,62	1,60	0,10	10,1
14	Umidade máxima [%]	-0,12	14,53	1,61	0,09	8,9
-	Temperatura média d'água [°C] ⁽²⁾	0,34	-4,55	1,22	0,35	39,0

(1) n = 97 , teste F(1,95,95%) = 3,9 ; (2) n = 73 , teste F(1,71,95%) = 4,0

Tabela 4.7. Regressão linear simples entre E_CSV e variáveis meteorológicas

Ordem	Variável meteorológica	a	b	RMSE	R ²	F ⁽¹⁾
1	Radiação solar [W.m ⁻²]	0,01	-0,81	1,08	0,45	83,1
2	Pressão média [hPa]	-0,18	178,80	1,13	0,39	66,4
3	Radiação extraterrestre [W.m ⁻²]	0,01	-1,72	1,13	0,39	64,7
4	Horas diurnas [% anual]	26,25	-5,08	1,18	0,34	53,2
5	Temperatura média [°C]	0,19	-1,04	1,18	0,33	51,5
6	Temperatura média diurna [°C]	0,19	-1,55	1,20	0,31	47,1
7	Déficit de pressão de saturação [kPa]	1,84	0,47	1,20	0,31	46,9
8	Temperatura máxima [°C]	0,16	-1,56	1,22	0,30	43,2
9	Temperatura mínima [°C]	0,17	0,32	1,22	0,29	42,5
10	Temperatura de orvalho [°C]	0,13	1,26	1,33	0,16	19,7
11	Velocidade média do vento [m.s ⁻¹]	2,98	1,86	1,33	0,16	19,5
12	Umidade média [%]	-0,09	9,80	1,34	0,15	17,7
13	Umidade mínima [%]	-0,06	5,67	1,36	0,12	13,7
14	Umidade máxima [%]	-0,04	6,33	1,44	0,01	1,0

(1) n = 105 , teste F(1,103,95%) = 3,9

Tabela 4.8. Regressão linear simples entre ET_CCV e variáveis meteorológicas

Ordem	Variável meteorológica	a	b	RMSE	R ²	F ⁽¹⁾
1	Radiação solar [W.m ⁻²]	0,02	-1,78	1,55	0,54	113,7
2	Radiação extraterrestre [W.m ⁻²]	0,02	-4,09	1,58	0,52	104,6
3	Horas diurnas [%]	48,31	-10,02	1,72	0,43	74,4
4	Umidade média [%]	-0,23	21,75	1,85	0,34	50,7
5	Temperatura média [°C]	0,33	-2,11	1,89	0,31	44,9
6	Déficit de pressão de saturação [kPa]	3,17	0,50	1,89	0,31	44,2
7	Temperatura média diurna [°C]	0,32	-2,94	1,93	0,28	28,7
8	Temperatura mínima [°C]	0,28	0,48	1,94	0,27	36,6
9	Pressão média [hPa]	-0,23	239,70	1,95	0,26	35,1
10	Temperatura máxima [°C]	0,26	-2,64	1,99	0,24	30,2
11	Umidade mínima [%]	-0,12	10,30	2,03	0,21	25,3
12	Velocidade média do vento [m.s ⁻¹]	4,77	3,07	2,10	0,15	16,7
13	Temperatura de orvalho [°C]	0,17	2,55	2,17	0,10	10,5
14	Umidade máxima [%]	-0,20	23,36	2,17	0,09	10,0
-	Temperatura média d'água [°C] ⁽²⁾	0,33	-2,75	1,33	0,20	24,4

(1) n = 100 , teste F(1,98,95%) = 3,9 ; (2) n = 66 , teste F(1,64,95%) = 4,0

Nas Figuras 4.23 a 4.25 são apresentadas, as primeiras seis variáveis meteorológicas que melhor descrevem o processo versus os consumos medidos no TCA na primeira figura, e os valores medidos na CSV e na CCV para as seguintes figuras. Além disso, em cada figura são apresentados os valores de **a**, **b**, **RMSE**, **R²** e **F**. A regressão das variáveis meteorológicas, para cada grandeza medida, é estatisticamente significativa para um nível de significância de 0,05 (Fcrit = 3,9), sendo que os valores do teste F são maiores que este valor crítico, para todas as variáveis consideradas, exceto a umidade máxima para a CSV (F = 1,0).

Analisando as Tabelas 4.6 e 4.8, pode-se estabelecer que a variável meteorológica que apresenta a maior correlação com as taxas medidas, tanto de evaporação no TCA e na CSV, como de evapotranspiração na CCV, é a radiação solar recebida, coincidindo com as observações expressadas por diferentes pesquisadores (Timmer e Weldon, 1967; DeBusk et al., 1983; Abtew 1996; de Bruin e Stricker, 2000). Estes resultados indicam que a radiação solar é a variável meteorológica com maior influência nos processos de evaporação e evapotranspiração.

No caso da evapotranspiração, a radiação solar extraterrestre apresenta o segundo melhor resultado (com estatísticas muito próximas a da radiação solar) constitui uma variável muito prática e econômica, sendo que para ser calculada é necessário somente a latitude do local e a época do ano. Nos indicando sua importância na estimativa da taxa de ET quando não existem

medições da radiação solar recebida, situação que acontece em muitos casos. O terceiro melhor resultado foi com o uso da percentagem de horas diurnas, por definição relacionada com a radiação solar, evidenciando que a radiação solar (ou uma variável dependente da mesma) é a que contribue fortemente para o processo evapotranspirativo. A velocidade horizontal média do vento, a temperatura de orvalho, e a umidade relativa máxima e mínima apresentam-se na parte inferior da tabela, mostrando que sua contribuição ao fenómeno da evapotranspiração é muito baixa.

Com relação às taxas de evaporação medidas no TCA e na CSV, em geral se observa que as variáveis que conseguem explicar este processo, após a radiação solar, são as variáveis relacionadas com a radiação solar (radiação extraterrestre e horas diurnas), além das variáveis relacionadas com a temperatura do ar (déficit de pressão de saturação, temperatura média diurna, temperatura máxima, temperatura média). Em forma coincidente com a análise da evapotranspiração, a velocidade horizontal média do vento, a temperatura de orvalho, e as umidades relativas máxima e mínima do ar, se apresentam na parte inferior da tabela, indicando que estas variáveis não conseguem explicar o fenómeno evaporativo.

Em geral, se observa que valores médios das variáveis (por exemplo temperatura e umidade relativa) proporcionam uma melhor correlação que os valores extremos (temperatura e umidade relativa máximas e mínimas).

Enfatiza-se que uma forma de minimizar a incerteza no registro das variáveis climáticas, especialmente com relação à velocidade do vento e da umidade, por estarem fortemente influenciadas pelas condições particulares onde se encontra a estação meteorológica, é instalar um aparelho no local da pesquisa.

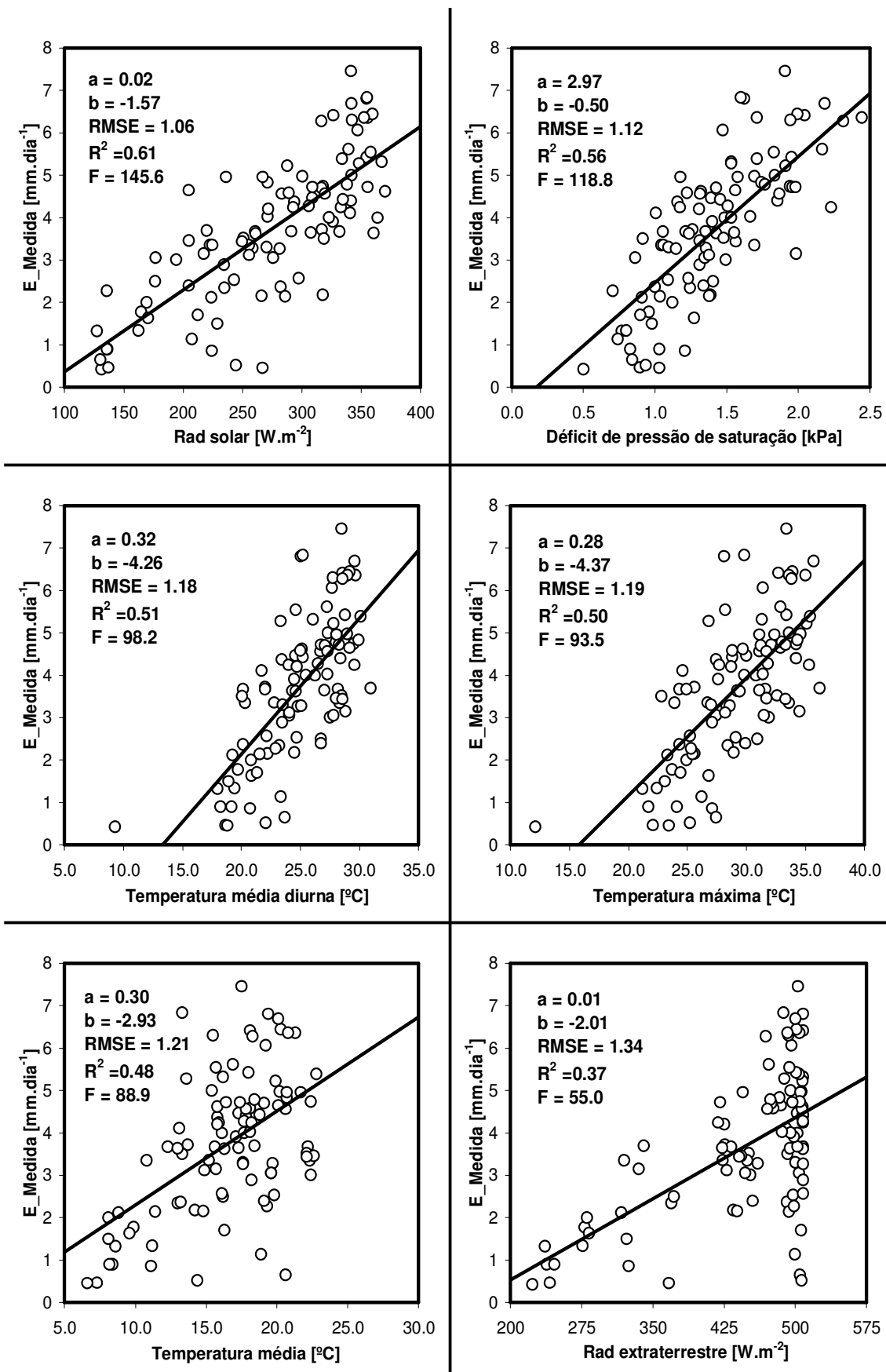


Figura 4.23. Taxas de E_{TCA} medidas “versus” variáveis meteorológicas

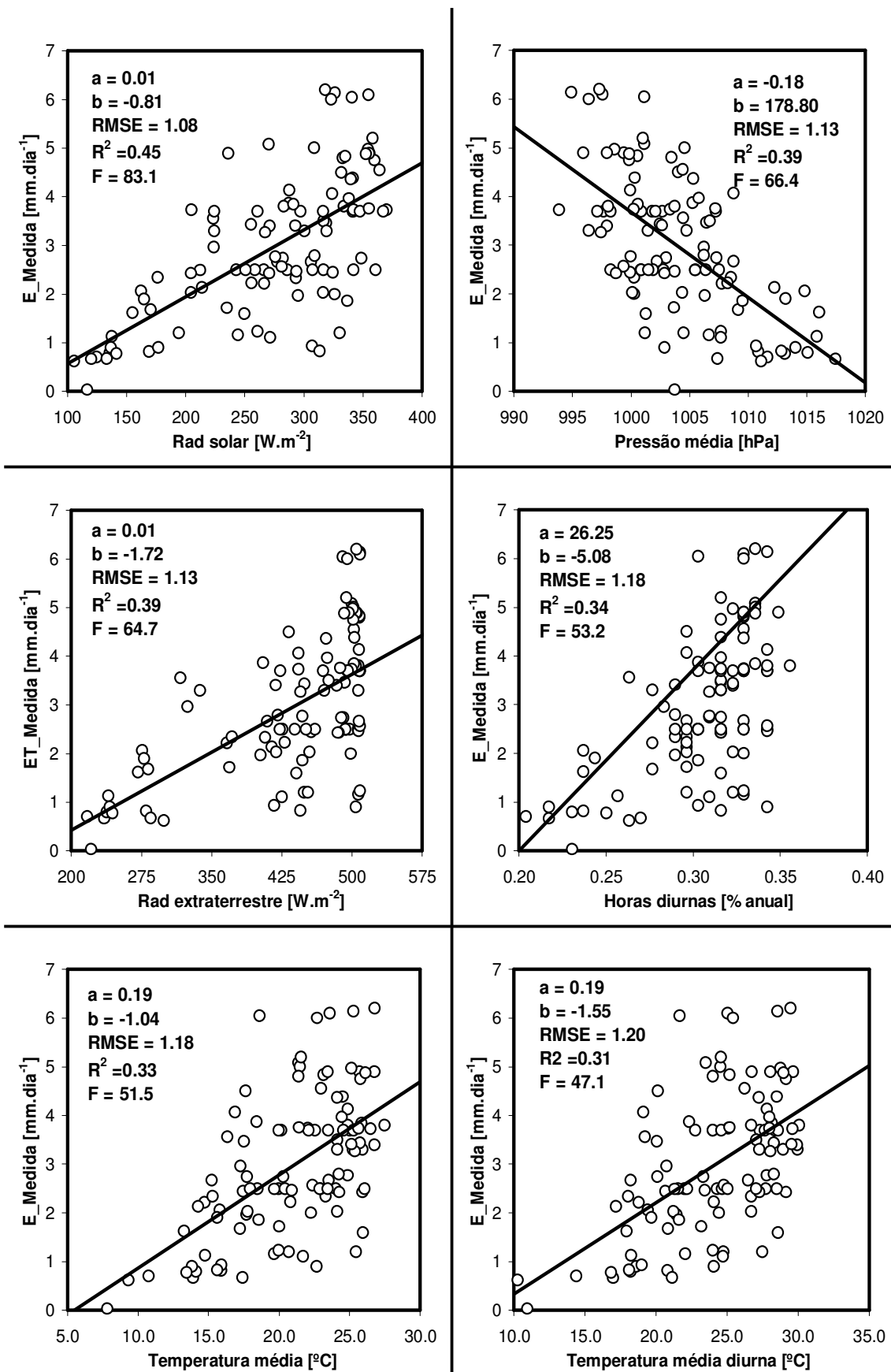


Figura 4.24. Taxas de E_CSV medidas “versus” variáveis meteorológicas

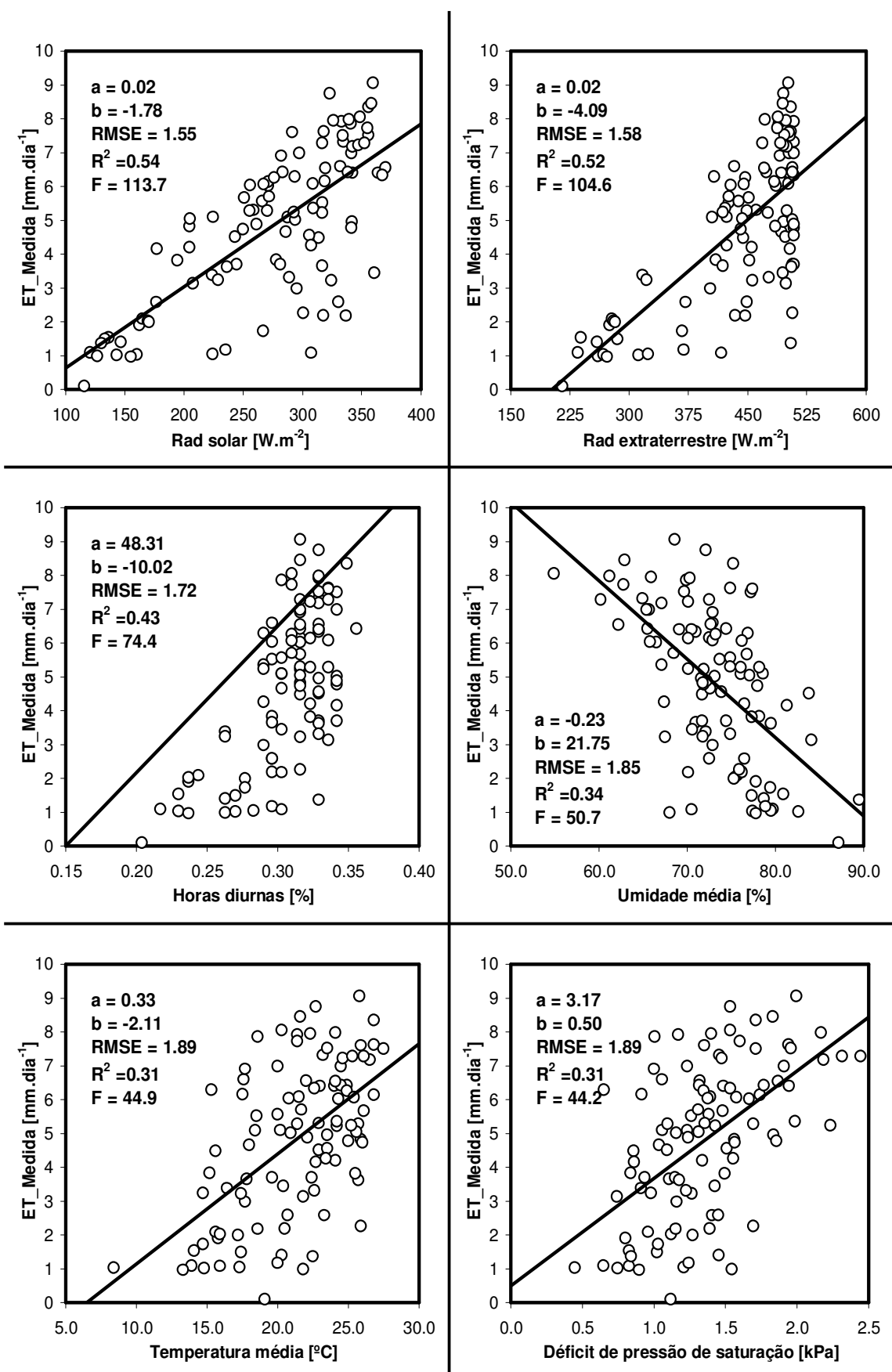


Figura 4.25. Taxas de ET medidas “versus” variáveis meteorológicas

4.2.3. Correlação linear múltipla entre taxas medidas e variáveis meteorológicas

A seguir, são apresentados os resultados produto da aplicação do modelo de regressão linear múltipla (RLM) aos dados medidos de evapotranspiração na CCV, de evaporação na CSV e no TCA, e aos dados meteorológicos registrados com período de amostragem diário. Para este trabalho, foram consideradas séries de diferentes tamanhos, $n = 97$ para o tanque classe A (TCA), $n = 105$ para a caixa sem vegetação (CSV), e $n = 100$ para a caixa com vegetação (CCV).

A partir dos resultados obtidos na regressão linear simples, para cada tanque, foram introduzidos um a um, na equação de regressão, as treze variáveis meteorológicas restantes. A variável que, juntamente a radiação solar recebida minimiza o ajuste por mínimos quadrados, é escolhida para formar parte da equação de regressão com duas variáveis. No caso de utilizar três variáveis, se começa com as duas variáveis achadas pelo procedimento anterior e se repete a metodologia citada em procura de uma terceira variável dentre as doze restantes. Nesta pesquisa foram utilizadas até quatro variáveis em forma simultânea, pois a introdução de uma quarta variável não forneceu melhorias substanciais nos resultados encontrados, como será verificado posteriormente. Este procedimento foi praticado para cada recipiente, obtendo-se três grupos de regressões.

O modelo de RLM, aplicado para 2, 3 e 4 variáveis, fornece os resultados apresentados nas Tabelas 4.9 a 4.11 para evaporação no TCA, evaporação na CSV e evapotranspiração na CCV, respectivamente. Na mesma são mostradas, além das equações obtidas, a raiz do erro quadrático médio (RMSE) e o coeficiente de determinação (R^2). O valor de F para cada equação não é indicado pois o valor mínimo de todas as equações é de 34,9 e seu correspondente valor crítico do teste F (para $\alpha = 95\%$) é de 5,12, portanto, todas as regressões são estatisticamente significativas.

Tabela 4.9. Regressão linear múltipla entre E_TCA e variáveis meteorológicas

Variáveis	Equação de regressão	RMSE	R^2
2 v	$0,014 RS + 0,194 TMd - 4,931$	0,85	0,74
3 v	$0,011 RS + 0,200 TMd - 0,057 URm - 0,066$	0,79	0,78
4 v	$0,011 RS + 0,149 TMd - 0,065 URm + 0,050 TMi + 0,916$	0,79	0,78

RS: radiação solar [$W.m^{-2}$], **TMd:** temperatura média diurna do ar [$^{\circ}C$], **TMi:** temperatura mínima do ar [$^{\circ}C$], **URm:** umidade relativa média do ar [%]

Tabela 4.10. Regressão linear múltipla entre E_CSV e variáveis meteorológicas

Variáveis	Equação de regressão	RMSE	R ²
2 v	0,010 RS - 0,109 Pm + 110,143	0,96	0,56
3 v	0,008 RS - 0,112 Pm + 1,283 Vm + 112,297	0,94	0,59
4 v	0,007 RS - 0,116 Pm + 1,446 Vm - 0,020 URm + 117,566	0,93	0,60

Pm: pressão média do ar [hPa], **RS:** radiação solar [W.m⁻²], **URm:** umidade relativa mínima do ar [%], **Vm:** velocidade horizontal média do vento [m.s⁻¹]

Tabela 4.11. Regressão linear múltipla entre ET_CCV e variáveis meteorológicas

Variáveis	Equação de regressão	RMSE	R ²
2 v	0,021 RS + 0,186 TMi - 3,867	1,35	0,65
3 v	0,018 RS + 0,523 TMi - 0,365 TO - 3,501	1,24	0,71
4 v	0,020 RS + 0,580 TMi - 0,342 TO - 0,104 TMa - 2,161	1,22	0,72

RS: radiação solar [W.m⁻²], **TMa:** temperatura máxima do ar [°C], **TMi:** temperatura mínima do ar [°C], **TO:** temperatura de orvalho [°C]

Pode-se observar que, com relação à taxa de evapotranspiração da CCV, as variáveis que aprimoram os resultados (incrementando o coeficiente de determinação de 0,54 para RLS até 0,72 para RLM, ou seja 33%) são a temperatura mínima do ar, a temperatura de orvalho e, em quarto lugar, a temperatura máxima do ar. Por esta razão, as variáveis que melhor reproduzem o fenômeno da ET, envolvem a radiação solar recebida, seguida de alguma variável associada à temperatura do ar (temperatura mínima, temperatura de orvalho e temperatura máxima). A pressão atmosférica, a velocidade horizontal média do vento e, a umidade relativa média do ar, não aparecem como variáveis que aprimorem a correlação entre ET e variáveis meteorológicas.

No caso da taxa de evaporação medida no TCA, as variáveis que conseguem explicar o modelo após a radiação solar, são a temperatura média diurna do ar, a umidade relativa média do ar e a temperatura mínima do ar. A aplicação da técnica de RLM, com relação à RLS, consegue incrementar o coeficiente de determinação de 0,61 até 0,78 (28%). Quanto à taxa de evaporação medida na CSV, as variáveis que acompanham à radiação solar, são a pressão atmosférica, a velocidade horizontal média do vento e, a umidade relativa mínima do ar, incrementando a estatística R² desde 0,45 até 0,60 (33%).

A melhora na evolução das estatísticas, para os três recipientes resulta evidente ao utilizar duas variáveis meteorológicas em vez de uma, o fato de agregar-se uma terceira e uma quarta variável não aprimorar de forma significativa os valores das estatísticas analisadas, fez com que fosse fixado em quatro o número máximo de variáveis a considerar de forma simultânea na RLM.

Ambos os modelos (RLS e RLM) permitem concluir que a variável mais representativa do processo físico da evapotranspiração (e da evaporação), como foi indicado no capítulo 2 de revisão bibliográfica, é a radiação solar recebida (ou a radiação solar extraterrestre). Além disso, fica demonstrado que a temperatura do ar (ou alguma variável associada com ela) é a segunda variável em importância, que fornece a energia para os processos analisados.

4.3. ESTIMATIVA DAS TAXAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E EVAPORAÇÃO MEDIDAS ATRAVÉS DE FÓRMULAS CLÁSSICAS

São aqui denominadas fórmulas *clássicas* as fórmulas que permitem avaliar as taxas de evaporação e de evapotranspiração, e que são amplamente utilizadas através do tempo e em todo mundo. A seguir, são apresentados os resultados obtidos com a aplicação das 39 fórmulas encontradas na bibliografia, apresentadas na seção 3.8.1, e suas diferentes variantes (600 equações no total). A grande quantidade de equações utilizadas é devido ao fato de ser consideradas, além das fórmulas originais, a calibração das constantes de algumas delas com os valores medidos e, o emprego de diferentes combinações de parâmetros consultados na bibliografia, como foi enunciado no item 3.8.2.

Nas Tabelas 4.12 a 4.14 são fornecidos os resultados obtidos da aplicação do critério de avaliação de fórmulas proposto e enunciado no parágrafo 3.8.4, para as taxas de evaporação no TCA, de evaporação na CSV e de evapotranspiração na CCV, respectivamente. Os parâmetros estatísticos apresentados nas tabelas correspondem ao valor médio (\bar{x}), desvio padrão (σ_x), declividade (a) e ordenada à origem (b) da reta de regressão, erro absoluto médio (MAE), índice de concordância (d), raiz do erro quadrático médio, sistemático e não sistemático (RMSE), (RMSEs) e (RMSEns), e o coeficiente de determinação (R^2).

Conjuntamente, nas Figuras 4.26 a 4.28 são plotadas, por questões de espaço, somente as seis primeiras equações do listado mencionado anteriormente. Nelas são representados no eixo y os valores medidos de consumo de água, ao passo que no eixo x são plotados os valores obtidos através das diferentes equações aplicadas. Em linha cheia é representada a linha 1:1, ou seja, a reta $x = y$ que corresponderia a uma correlação perfeita (Duru, 1984; Koerselman e Beltman, 1988; Jensen et al., 1997); e com linha tracejada é representada a reta de regressão entre os valores medidos e os valores calculados com a equação considerada.

Tabela 4.12. Classificação de fórmulas de evaporação no TCA

Fórmula	Ordem	\bar{X}	σX	a	b	MAE	d	RMSE	RMSEs	RMSEns	R ²
Makkink	1	3.77	1.36	1.03	-0.17	0.71	0.90	0.92	0.07	0.92	0.70
DeBruin Keijman	2	3.74	1.31	1.04	-0.20	0.74	0.89	0.98	0.07	0.97	0.67
Transferência de massa URSS	3	3.70	1.29	1.00	0.01	0.85	0.86	1.07	0.02	1.07	0.60
Jensen Haise	4	3.75	1.35	1.09	-0.37	0.62	0.93	0.81	0.13	0.80	0.77
Hicks Hess	5	3.77	1.29	1.04	-0.20	0.77	0.87	1.01	0.07	1.01	0.64
Stephens Stewart	6	3.77	1.36	1.08	-0.38	0.62	0.93	0.81	0.13	0.80	0.77
Blaney Criddle RAD	7	3.73	1.32	1.11	-0.43	0.62	0.92	0.81	0.15	0.80	0.77
Tanner Pelton	8	3.78	1.28	1.02	-0.15	0.79	0.86	1.05	0.07	1.05	0.61
Radiação medida	9	3.81	1.32	0.99	-0.04	0.81	0.86	1.06	0.10	1.06	0.60
Meyer	10	3.78	1.27	1.02	-0.13	0.86	0.86	1.07	0.07	1.07	0.59
Radiação líquida	11	3.81	1.21	1.09	-0.44	0.79	0.86	1.04	0.15	1.03	0.62
McGuinness Bordne	12	3.72	1.26	0.98	0.06	0.86	0.84	1.14	0.03	1.14	0.54
Thorntwaite	13	3.63	1.40	0.92	0.39	0.83	0.87	1.09	0.15	1.08	0.59
Radiação Temperatura	14	3.72	1.25	0.98	0.06	0.86	0.83	1.14	0.02	1.14	0.54
Lungeon	15	3.67	1.17	1.10	-0.32	0.85	0.84	1.08	0.13	1.07	0.59
Hamon	16	3.81	1.20	1.07	-0.36	0.82	0.85	1.08	0.13	1.08	0.59
Blaney Criddle	17	3.73	1.19	0.99	0.01	0.91	0.81	1.19	0.01	1.19	0.50
Camargo	18	3.74	1.18	1.04	-0.19	0.87	0.82	1.14	0.06	1.14	0.54
Papadakis	19	3.67	1.04	1.01	0.01	1.04	0.74	1.31	0.04	1.31	0.39
Ivanov	20	3.85	1.14	1.12	-0.60	0.90	0.83	1.10	0.20	1.08	0.58
McCloud	21	3.83	1.10	1.04	-0.28	0.98	0.78	1.23	0.13	1.22	0.47
Romanenko	22	3.67	1.00	1.21	-0.71	0.93	0.79	1.18	0.21	1.16	0.52

Tabela 4.13. Classificação de fórmulas de evaporação na CSV

Fórmula	Ordem	\bar{X}	σX	a	b	MAE	d	RMSE	RMSEs	RMSEns	R ²
Jensen Haise	1	2.97	1.07	0.98	0.08	0.77	0.83	1.00	0.03	1.00	0.52
Blaney Criddle RAD	2	2.96	1.08	0.96	0.13	0.77	0.83	1.00	0.04	1.00	0.52
Radiação Temperatura	3	2.98	1.02	0.99	0.04	0.79	0.81	1.03	0.01	1.03	0.49
Stephens Stewart	4	3.00	1.10	0.95	0.13	0.78	0.83	1.00	0.06	1.00	0.52
Makkink	5	3.05	1.07	0.96	0.05	0.79	0.82	1.02	0.09	1.02	0.51
DeBruin Keijman	6	3.00	0.99	1.02	-0.09	0.80	0.80	1.04	0.03	1.04	0.49
Radiação líquida	7	2.96	1.00	0.98	0.08	0.82	0.79	1.06	0.03	1.06	0.46
Tanner Pelton	8	2.94	1.01	0.97	0.12	0.82	0.79	1.06	0.05	1.06	0.46
Radiação medida	9	2.96	1.02	0.94	0.19	0.82	0.79	1.08	0.06	1.08	0.45
Hicks Hess	10	2.93	1.07	0.93	0.26	0.82	0.81	1.05	0.09	1.05	0.47
Hargreaves	11	3.02	0.92	1.13	-0.43	0.78	0.80	1.01	0.13	1.00	0.52
McGuinness Bordne	12	3.02	0.96	0.97	0.05	0.85	0.77	1.10	0.05	1.10	0.42
Hamon	13	2.96	1.00	0.93	0.22	0.86	0.78	1.11	0.07	1.10	0.42
Thorntwaite	14	2.89	1.08	0.87	0.45	0.86	0.79	1.11	0.16	1.10	0.42
Transferência de massa URSS	15	2.87	1.09	0.87	0.49	0.87	0.79	1.11	0.18	1.10	0.43
Turc	16	3.03	0.85	1.22	-0.72	0.80	0.78	1.03	0.19	1.01	0.51
Blaney Criddle	17	3.01	0.91	0.96	0.08	0.89	0.74	1.15	0.05	1.15	0.37
Meyer	18	2.96	1.14	0.80	0.61	0.91	0.78	1.14	0.23	1.12	0.40
Abtew	19	3.04	0.78	1.24	-0.80	0.85	0.74	1.09	0.20	1.07	0.45
Blaney Morin	20	3.08	0.81	1.12	-0.48	0.89	0.72	1.13	0.15	1.12	0.40
McCloud	21	3.03	0.88	0.91	0.22	0.96	0.70	1.21	0.09	1.21	0.31
Romanenko	22	2.86	0.83	0.98	0.19	0.99	0.69	1.21	0.12	1.20	0.31
Lungeon	23	2.86	0.99	0.86	0.53	0.96	0.74	1.19	0.19	1.17	0.35
Ivanov	24	2.95	0.93	0.84	0.49	0.98	0.70	1.22	0.15	1.22	0.29

Tabela 4.14. Classificação de fórmulas de evapotranspiração na CCV

Fórmula	Ordem	\bar{X}	σX	a	b	MAE	d	RMSE	RMSEs	RMSEns	R ²
Priestley Taylor	1	4.79	1.88	0.99	0.08	1.00	0.89	1.31	0.03	1.31	0.67
Penman Monteith	2	4.78	1.79	1.05	-0.23	0.94	0.90	1.27	0.10	1.26	0.69
Hicks Hess	3	4.78	1.88	0.99	0.09	1.00	0.90	1.31	0.04	1.31	0.67
DeBruin Keijman	4	4.81	1.81	1.02	-0.11	0.99	0.89	1.31	0.04	1.31	0.67
Tanner Pelton	5	4.80	1.78	1.03	-0.13	1.03	0.88	1.35	0.05	1.35	0.65
Penman 1966	6	4.70	1.86	0.99	0.14	0.99	0.89	1.32	0.11	1.31	0.67
Radiação líquida	7	4.81	1.73	1.04	-0.22	1.05	0.88	1.38	0.08	1.37	0.64
Makkink	8	4.77	1.78	0.99	0.07	1.07	0.87	1.42	0.04	1.42	0.61
Brutsaert Stricker	9	4.82	2.05	0.89	0.50	1.05	0.90	1.35	0.22	1.34	0.66
Razão de Bowen	10	4.72	1.73	1.07	-0.25	1.01	0.89	1.31	0.15	1.31	0.67
Transferência de massa URSS	11	4.81	1.62	1.00	0.00	1.28	0.82	1.59	0.00	1.59	0.51
Radiação medida	12	4.78	1.68	0.99	0.08	1.19	0.84	1.55	0.03	1.55	0.54
Jensen Haise	13	4.77	1.69	1.06	-0.23	1.07	0.87	1.41	-0.10	1.40	0.62
Blaney Criddle RAD	14	4.84	1.68	1.07	-0.36	1.07	0.87	1.41	0.12	1.40	0.62
Slatyer McIlroy	15	4.60	1.71	1.08	-0.17	1.03	0.88	1.34	0.25	1.31	0.67
Blaney Criddle	16	4.81	1.92	0.91	0.42	1.12	0.87	1.46	0.17	1.45	0.59
Meyer	17	4.77	1.59	1.00	0.03	1.31	0.81	1.63	0.03	1.63	0.49
Radiação temperatura	18	4.83	1.58	1.07	-0.36	1.17	0.83	1.52	0.11	1.51	0.56
Thorntwaite	19	4.88	1.64	1.04	-0.28	1.18	0.84	1.51	0.11	1.50	0.57
Stephens Stewart	20	4.86	1.60	1.13	-0.67	1.07	0.86	1.40	0.21	1.39	0.63
Lungeon	21	4.76	1.53	0.95	0.27	1.43	0.76	1.75	0.09	1.75	0.41
McCloud	22	4.77	1.30	0.95	0.26	1.56	0.68	1.91	0.07	1.91	0.30
Ivanov	23	4.75	1.39	1.15	-0.65	1.33	0.78	1.63	0.21	1.61	0.50
Hamon	24	4.78	1.29	1.08	-0.34	1.47	0.72	1.81	0.10	1.80	0.37

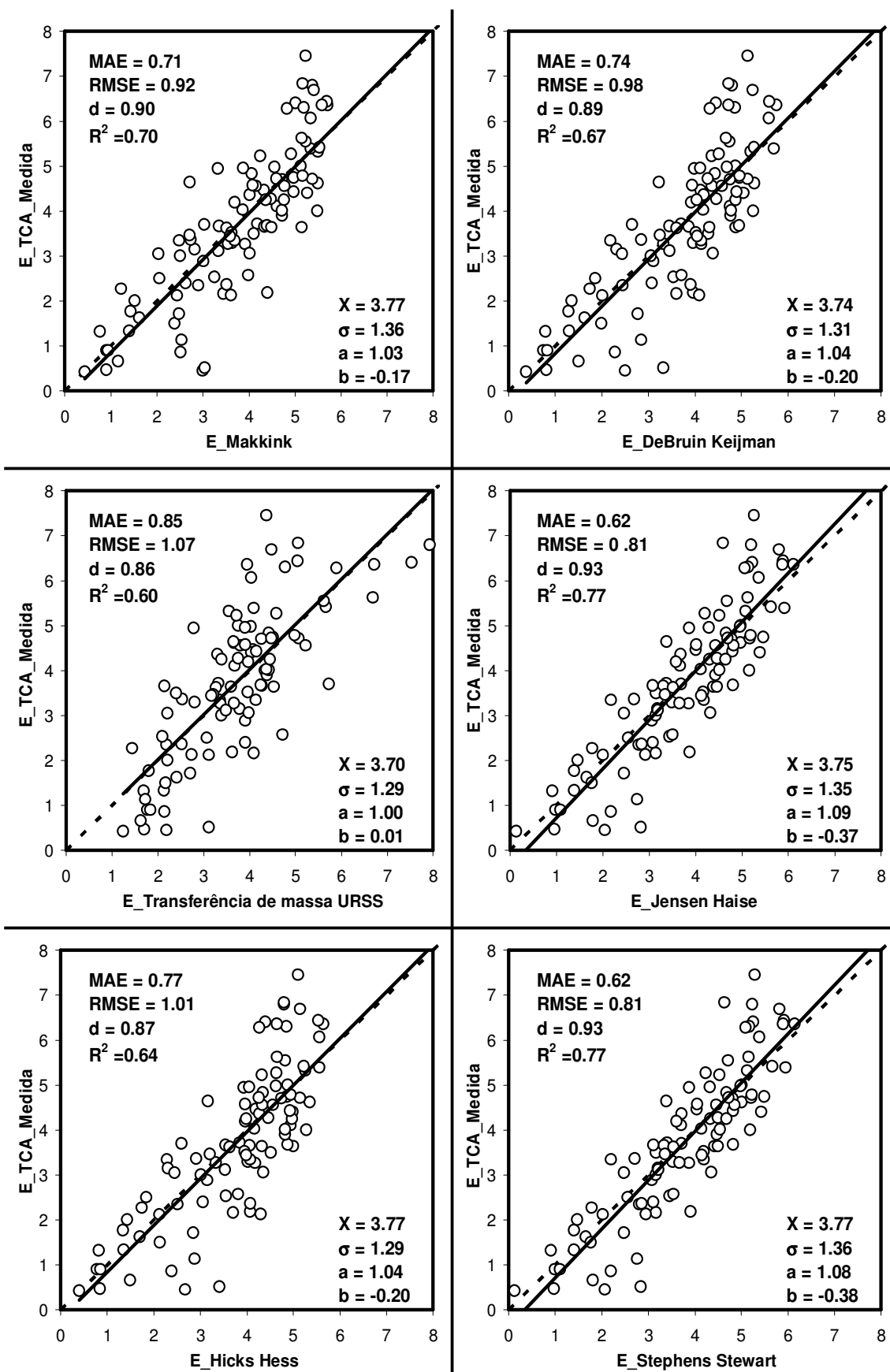


Figura 4.26. Taxas de E_TCA medidas “versus” fórmulas analisadas

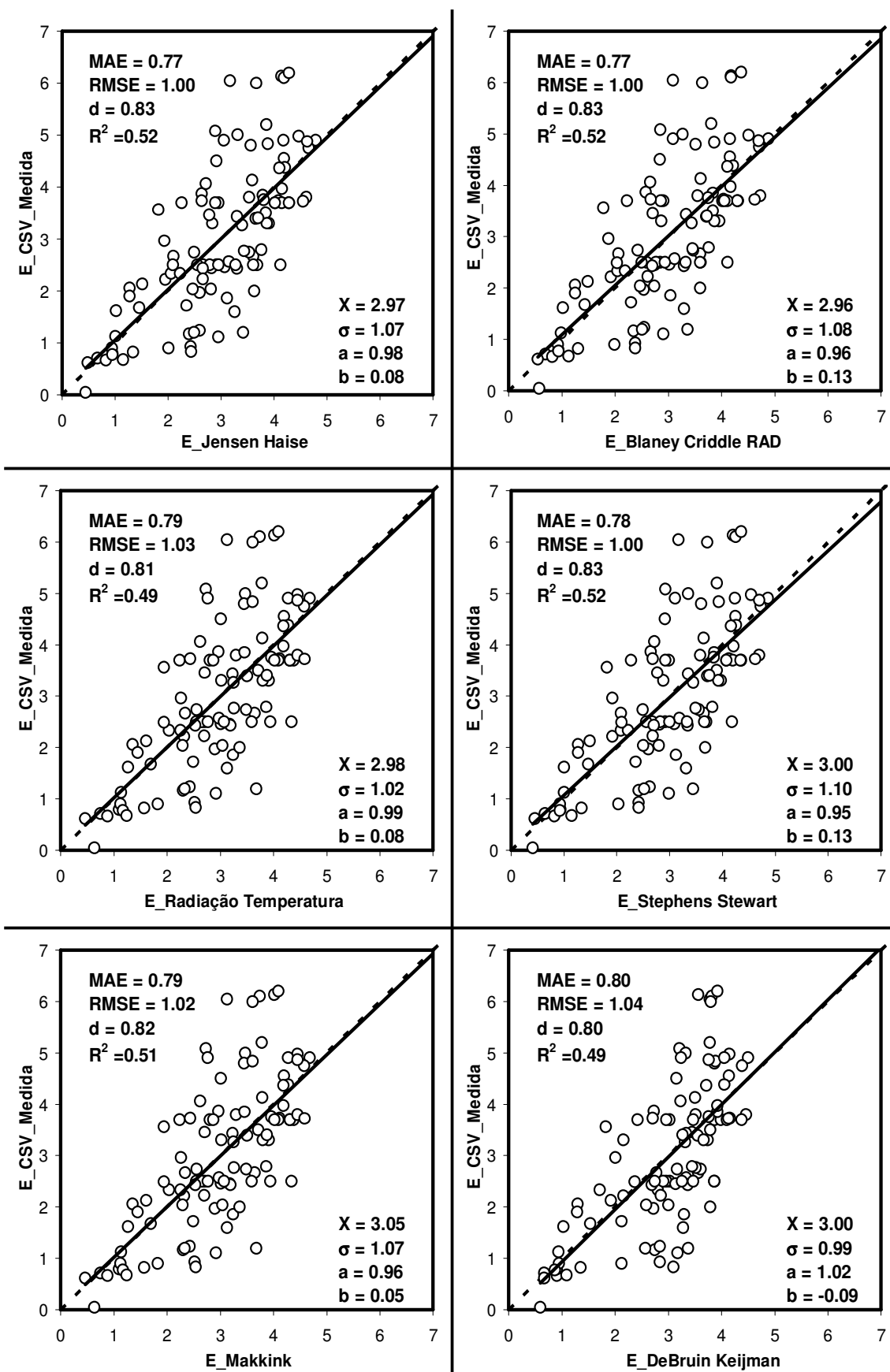


Figura 4.27. Taxas de E_CSV medidas “versus” fórmulas analisadas

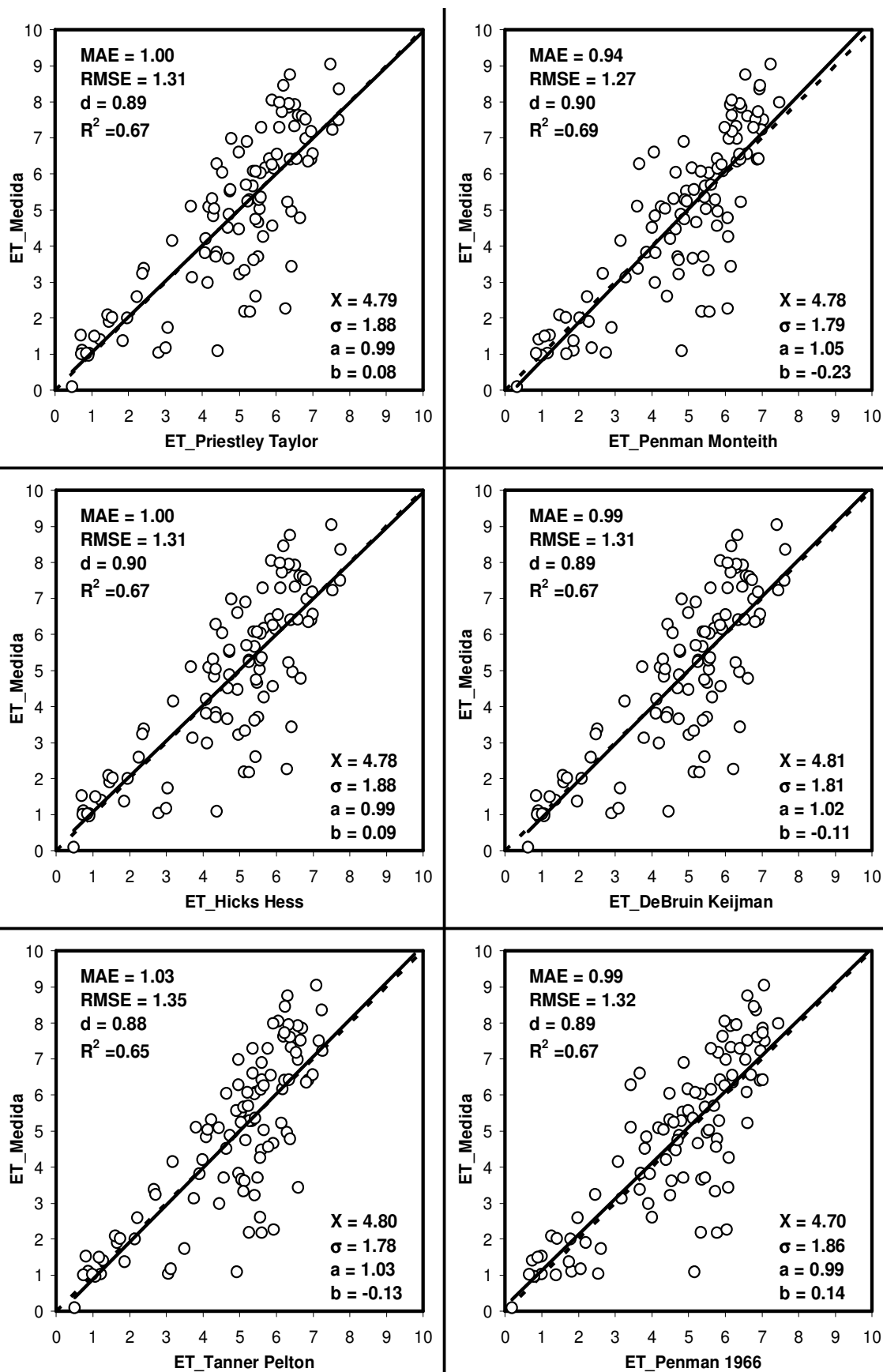


Figura 4.28. Taxas de ET_CCV medidas “versus” fórmulas analisadas

Com referência às taxas de evapotranspiração medidas na CCV, a equação que apresentou o melhor ajuste, para o método de classificação escolhido, foi a fórmula de Priestley – Taylor (baseada na radiação), seguida da expressão de Penman – Monteith (baseada no método de combinação). Até a oitava posição, as equações estão baseadas na radiação solar e no enfoque de combinação. Apenas na nona posição aparece a equação de Brutsaert – Stricker, baseada na relação complementar. Com relação às taxas de evaporação medidas, as equações que fornecem o melhor ajuste foram as baseadas no método da radiação: entre elas podem ser enunciadas Makkink, DeBruin – Keijman, Jensen – Haise e Stepens – Stewart, para ambos recipientes.

No que diz respeito do processamento das taxas de ET, as seis equações que se acham no topo da Tabela 4.14, foram aplicadas considerando as seguintes particularidades: a equação de Priestley – Taylor foi aplicada para um albedo $\alpha = 0,17$ e um coeficiente de Priestley – Taylor $\alpha = 1,26$. A expressão de Penman – Monteith foi aplicada utilizando os seguintes parâmetros: albedo $\alpha = 0,17$; plano do deslocamento do zero $d = 0,67.hc$; comprimento da rugosidade que governa a transferência de momento $z_{0m} = 0,123.hc$; comprimento da rugosidade que governa a transferência de calor e vapor $z_{0h} = 0,1.z_{0m}$; e resistência do dossel $r_c = 45 s.m^{-1}$. A fórmula de Hicks – Hess foi computada com um valor de albedo $\alpha = 0,17$ e as constantes $a = 0,77$ e $b = 0,87$. Por outro lado, a expressão de DeBruin – Keijman foi calculada considerando as seguintes particularidades: albedo $\alpha = 0,17$; e constantes $\alpha = 1,21$ e $\beta = 4,95$. Ao passo que a fórmula de Tanner – Pelton foi avaliada com albedo $\alpha = 0,17$, e constantes $c_1 = 0,89$ e $c_2 = -0,04$. Por último, a equação de Penman que forneceu o maior ajuste, foi calculada com os seguintes parâmetros: albedo $\alpha = 0,23$; plano de deslocamento do zero $d = 0,3.hc$; comprimento da rugosidade $z_0 = 8$ cm; e a função de vento número seis apresentada na Tabela 3.2 (Van Bavel, 1966 apud Stigter, 1980).

Analisando, finalmente, a totalidade das equações propostas para o cálculo da taxa de evapotranspiração, as fórmulas que não passaram nos testes estatísticos t aplicado ao erro médio (MBE) e F aplicado aos coeficientes da reta de regressão (a , b) foram: Abteu, Camargo, Ceres – Wheat, Granger – Gray, Hargreaves, Linacre, Morton, Radiação_FAO24, Transferência de Massa, e Turc.

4.4. DISCUSSÃO

4.4.1. Sobre o experimento

Conseguiu-se registrar dados durante as estações de primavera e verão, sendo esse o período de interesse, já que é onde se produz o maior consumo de água. Por outro lado, destaca-se a importância do procedimento utilizado para depurar a série original de dados medidos, eliminando os dias com chuva, de falha elétrica, de limpeza dos tanques, com condições de advecção e, com valores que se afastam significativamente dos valores registrados (outliers). O uso de um tanque classe A (TCA), permitiu estimar a razão entre a taxa de E produzida nele e o consumo de água da espécie vegetal em estudo. Devido à utilização rotineira do TCA, a razão obtida é de importância prática, porque permite estimar a taxa de ET desta macrófita, a partir de um valor de evaporação de tanque classe A. É importante enfatizar que isso é possível considerando a representatividade das características meteorológicas presentes no local, onde se pretende extrapolar o valor da taxa de ET.

Para todo o período de medição (23/06/2004 a 12/03/2005) se obteve para a caixa com vegetação um consumo de $5,2 \text{ mm.dia}^{-1}$, sendo que se obtiveram taxas de 1,7, 5,7 e $6,2 \text{ mm.dia}^{-1}$ para as estações de inverno, primavera e verão respectivamente. A instalação conjunta de um tanque classe A permitiu medir suas taxas de evaporação e possibilitou estabelecer razões de ET/E para esta macrófita. As taxas de evaporação medidas no tanque classe A foram de 3,8, 1,8, 3,7 e $4,6 \text{ mm.dia}^{-1}$, para o período completo, inverno, primavera e verão, respectivamente. A razão de ET/E obtida para o período completo foi de 1,4, enquanto para as estações de inverno, primavera e verão foram de 0,9, 1,5 e 1,3 respectivamente.

4.4.2. Sobre a estimativa das taxas medidas através de dados meteorológicos

As variáveis climáticas registradas foram consistidas para, posteriormente, serem correlacionadas com os valores das taxas medidas, através dos modelos de regressão linear simples (RLS) e de regressão linear múltipla (RLM). Foram utilizados os parâmetros estatísticos raiz do erro quadrático médio (RMSE), coeficiente de determinação (R^2), e teste F de Fisher, para poder estabelecer uma ordem de mérito das variáveis analisadas.

A aplicação do modelo de RLS indica que a radiação solar recebida é a variável que consegue explicar em maior medida os fenômenos de evaporação e de evapotranspiração, fato coincidente com as conclusões expressas por diferentes pesquisadores (Timmer e Weldon,

1967; DeBusk et al., 1983; Abteu 1996; de Bruin e Stricker, 2000). A segunda variável que melhor descreve o processo de ET é a radiação solar extraterrestre, com estatísticas semelhantes às anteriores. Do ponto de vista prático, esta variável apresenta resultados equivalentes à radiação solar recebida e, visto que seu cálculo precisa apenas conhecer a latitude do local e o dia do ano, pode-se concluir que a radiação solar extraterrestre, para as condições de realização do experimento, é uma variável de uso muito prático e econômico.

A aplicação do modelo de RLM às taxas de ET medidas com duas variáveis indica que a radiação solar recebida e a temperatura mínima do ar foram as variáveis que melhor correlação apresentam. Considerando o mesmo modelo, mas agora com três variáveis, os resultados demonstram que a terceira variável que fornece o melhor ajuste é a temperatura de orvalho. Uma maior quantidade de variáveis consideradas na RLM não aprimora significativamente a regressão.

Observa-se que as variáveis que melhor explicam o processo de ET foram a radiação solar recebida (ou a radiação solar extraterrestre) seguida de alguma variável associada à temperatura do ar (temperatura mínima, temperatura de orvalho, e temperatura máxima). Por outro lado, as variáveis que apresentam menor correlação com a taxa de ET medida são, para as condições de realização da pesquisa, a velocidade horizontal média do vento, a umidade relativa do ar e a pressão atmosférica. Em geral, se observa que valores médios das variáveis (por exemplo, temperatura e umidade relativa) fornecem uma maior correlação do que valores extremos (temperatura e umidade relativa máximas e mínimas).

Finalmente, deve ficar claro que a disponibilidade de registros meteorológicos para longos períodos em forma consistente é geralmente muito difícil de se encontrar. Assim as equações obtidas por RLS, e ainda mais, o emprego da radiação solar extraterrestre como variável representativa do processo de ET, apesar de conseguir um ajuste de menor qualidade, é de utilização mais prática que as equações achadas por RLM (de maior grau de correlação) para as condições de realização da pesquisa.

4.4.3. Sobre a estimativa da ET através de formulas *clássicas*

As fórmulas para cálculo de ET devem ser empregadas cuidadosamente, sendo sumamente importante conhecer as condições climáticas onde foram criadas, as aplicações para as que foram constituídas, e as simplificações consideradas no seu desenvolvimento.

Segundo o método de classificação proposto nesta pesquisa, para escolha das fórmulas empregadas no cálculo da taxa de ET, a equação que apresentou o melhor ajuste é a fórmula de Priestley – Taylor (MAE = 1,00, $d = 0,89$, RMSE = 1,31, $R^2 = 0,67$), seguida das expressões de Penman – Monteith (MAE = 1,94, $d = 0,90$, RMSE = 1,27, $R^2 = 0,69$) e de Hicks – Hess (MAE = 1,00, $d = 0,90$, RMSE = 1,31, $R^2 = 0,67$). Até a oitava posição, as equações são baseadas na radiação solar e no enfoque de combinação. Apenas na nona posição aparece a equação de Brutsaert – Stricker, baseada na relação complementar. Em forma oposta, as fórmulas que não fornecem resultados satisfatórios na estimativa da taxa de ET, foram as seguintes: Abtew, Camargo, Ceres – Wheat, Granger – Gray, Hargreaves, Linacre, Morton, Radiação_FAO24, Transferência de Massa, e Turc.

O método de Priestley – Taylor, desenvolvido no ano 1972, é uma simplificação do método de Penman; no qual é somente utilizado o termo radiativo corrigido por um coeficiente empírico de ajuste α chamado de “parâmetro de Priestley – Taylor” (Pereira et al., 1997). Priestley e Taylor (1972), analisaram diferentes dados a partir de observações em lisímetros sob condições não advectivas, obtendo uma variação do parâmetro α entre 1,08 e 1,34, com valor médio de 1,26. Gunston e Batchelor (1983) e Utset et al. (2004) indicam como a principal debilidade desta metodologia que a mesma pode falhar em condições de seca ou em locais com velocidades de vento relativamente altas. Por outro lado, é bom destacar o desempenho e a praticidade da equação de Priestley-Taylor, que somente precisa do valor da radiação solar líquida para seu cálculo, perante equações mais complexas como a de Penman – Monteith que, apesar de ter melhores fundamentos físicos, precisa de um número muito maior de variáveis para sua estimativa.

Com relação ao cálculo das equações mencionadas no parágrafo superior desta página, as fórmulas que obtiveram melhor correlação foram calculadas com os seguintes parâmetros: (a) Priestley – Taylor, com um coeficiente de Priestley – Taylor $\alpha = 1,26$; (b) Penman – Monteith, com um valor de albedo $\alpha = 0,17$, plano do deslocamento do zero $d = 0,67.hc$, comprimento da rugosidade que governa a transferência de momento $z_{0m} = 0,123.hc$, comprimento da rugosidade que governa a transferência de calor e vapor $z_{0h} = 0,1.z_{0m}$, e resistência do dossel $r_c = 45 s.m^{-1}$ e, (c) Hicks – Hess, com constantes $a = 0,77$ e $b = 0,87$.

No que diz respeito das taxas de evaporação, as equações que se ajustaram melhor aos dados medidos foram as baseadas no método da radiação, entre elas podem ser enunciadas Makkink, DeBruin Keijman, Jensen Haise e Stepensh Stewart para ambos recipientes. Estas

fórmulas foram calculadas com os seguintes parâmetros: (a) Makkink, coeficiente $a = 0,73$ (original 0,61) e coeficiente $b = 1,22$ (original 0,12), (b) DeBruin – Keijman, $\alpha' = 0,78$ (original $0,65 < \alpha' < 0,95$) e $\beta' = 1 \text{ W.m}^{-2}$ (original $\beta' = 20 \text{ W.m}^{-2}$), (c) Jensen – Haise, $a = 45$ (original $a = 40$) e $b = -0,104$ (original $b = 0,078$) e, (d) Stephens – Stewart, $\text{cte1} = 0,0226$ (original $\text{cte1} = 0,0082$) e $\text{cte 2} = 0,11$ (original $\text{cte2} = 0,19$).

4.5. SIMULAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA NO BANHADO DO TAIM

4.5.1. Dados utilizados na simulação

Precipitação e evaporação

Os dados de precipitação e de evaporação do tanque classe A foram obtidos a partir de Villanueva (1997) e do Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (HidroWeb). As estações consultadas se acham descritas na Tabela 4.15. Por outro lado, nas Figuras 4.29 e 4.30 são plotados os valores mensais de precipitação e evaporação do tanque classe A, respectivamente, para o período janeiro/1960 até julho/2006.

Irrigação

As lavouras de arroz, principal atividade econômica da região (Villanueva et al., 2000), que se acham nos arredores da lagoa Mangueira, precisam de uma grande quantidade de água, devido ao sistema de cultivo de tipo convencional utilizado. Este sistema de cultivo implica a manutenção de uma lâmina constante de água, o que determina vazões contínuas (24 hs) da ordem de 1,5 a 2,0 $\text{L.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$, ao longo de um período médio de irrigação de 80 a 100 dias por ano (EMBRAPA, 1999 apud Marcolin e Macedo, 2007).

Por causa da impossibilidade de contar com dados certos do consumo de água para irrigação, se utiliza o procedimento sugerido por Villanueva (1997), que basicamente consiste em multiplicar a área plantada pelo consumo médio de água para irrigação de arroz. Visto que também não se conta com o valor da área plantada, o mesmo autor coloca que a lagoa Mangueira fornece água para irrigação para uma superfície igual ao 40 % da superfície plantada em Santa Vitória do Palmar.

Tabela 4.15. Estações empregadas

Código	Nome	Uso	Latitude	Longitude	Período
03252004	Granja Aimoré	P	32° 52' 00" S	52° 42' 00" O	1967 a 1981
03252025	Curral Alto	P	32° 56' 32" S	52° 45' 56" O	2001 a 2008
03253003	Granja Osório	P	32° 57' 09" S	53° 07' 08" O	1966 a 2008
03352001	Santa Vitória – Mangueira	P	33° 02' 00" S	52° 46' 00" O	1967 a 1980
03353007	Santa Vitória do Palmar	P	33° 31' 57" S	53° 20' 58" O	1960 a 1996
03252008	Granja Santa Maria	E	32° 24' 16" S	52° 33' 21" O	1988 a 2004
03252011	Santa Izabel	E	32° 07' 00" S	52° 36' 00" O	1968 a 1989
03353007	Santa Vitória do Palmar	E	33° 31' 57" S	53° 20' 58" O	1968 a 1989
	ESEC Taim	P			2005 a 2008

(*) P: precipitação, E: evaporação do tanque classe A

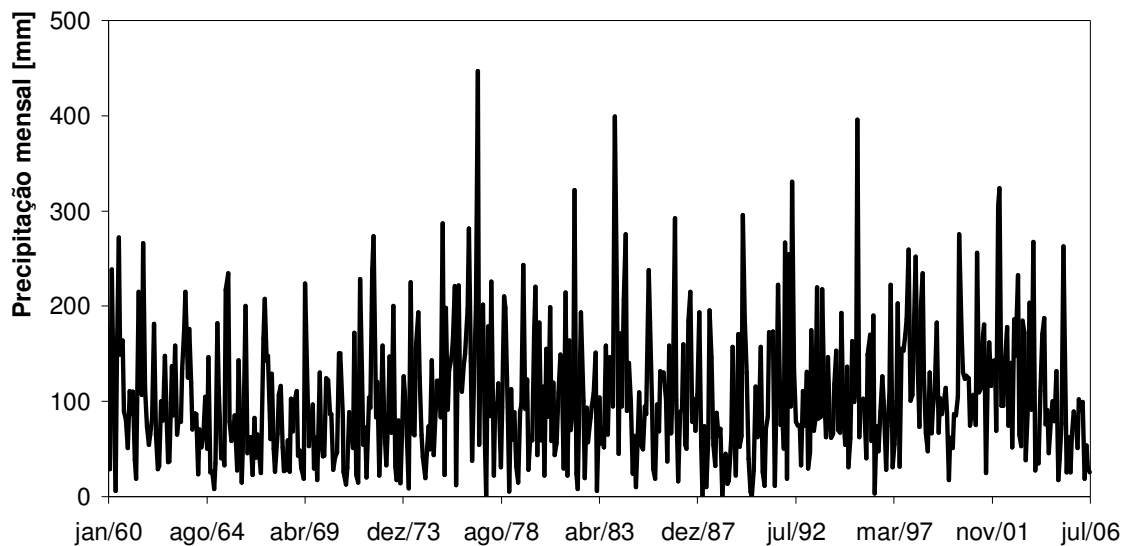


Figura 4.29. Precipitação mensal – série jan/1960 até jul/2006

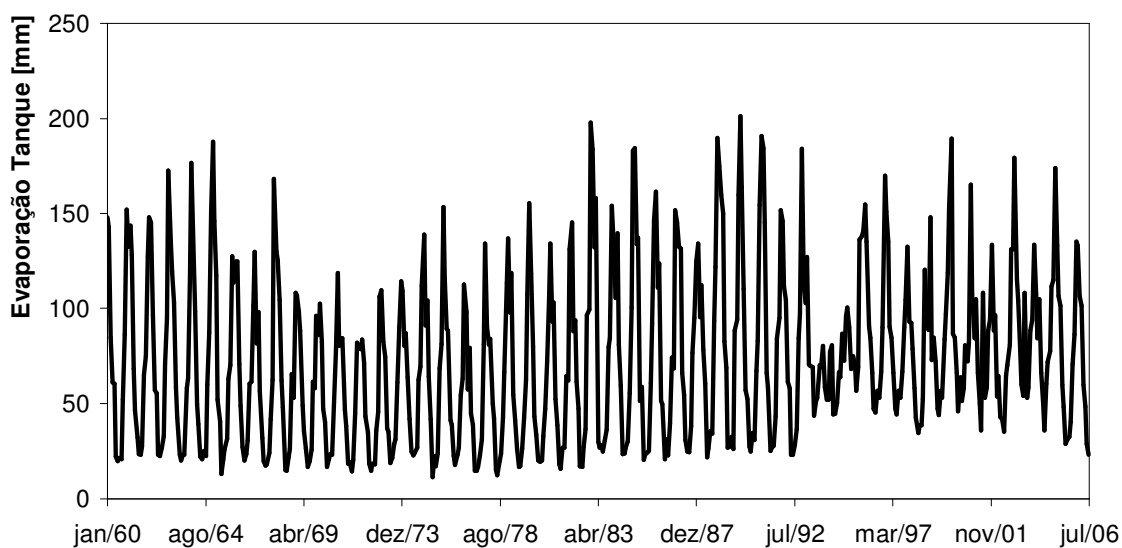


Figura 4.30. Dados de tanque classe A mensais – série jan/1960 até jul/2006

A taxa de irrigação utilizada neste trabalho foi de $2,0 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}$ ao longo de um período de 90 dias. O consumo de água obtido como o produto da superfície plantada pela taxa de irrigação foi distribuído de acordo com: dezembro 1/6 do total, janeiro 1/3 do total, fevereiro 1/3 do total e março 1/6 do total (Villanueva, op cit.). Os dados da superfície plantada foram coletados do Instituto Rio Grandense do Arroz (IRGA) através da internet. Os resultados obtidos de consumo de água para irrigação são apresentados na Figura 4.31.

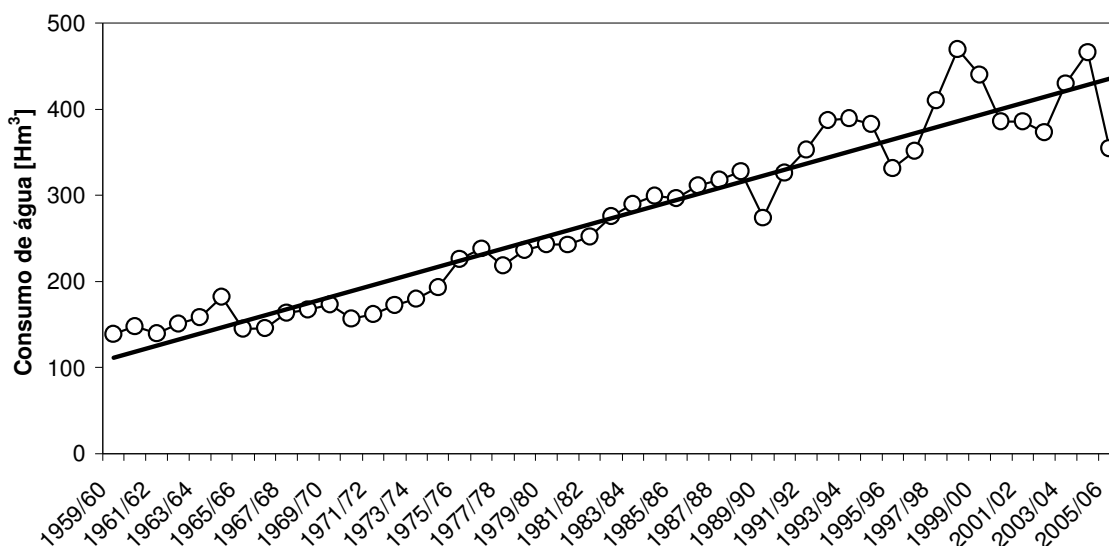


Figura 4.31. Consumo de água para irrigação de arroz – série jan/1960 até jul/2006

Analisando as Figuras 4.29 até 4.31, pode ser observado que, embora a precipitação (variável de entrada ao sistema) e a evaporação (variável de saída do sistema) apresentem tendências crescentes e sejam semelhantes ao longo do tempo, a variável irrigação oferece um comportamento muito diferente, já que praticamente aumentou duas vezes e meia em 46 anos. O consumo por irrigação apresenta uma forte tendência ascendente que faz pensar que, se continuarem as mesmas condições, é provável que a manutenção de níveis baixos na lagoa Mangueira (a fonte de alimentação do banhado do Taim) afete o hidroperíodo do banhado; sendo necessário implementar uma política de regulação para poder controlar a extração de água para irrigação da lagoa. Com relação a esse fato, Villanueva (1997) e Villanueva et al (2000) fornecem algumas pautas para começar a contornar este problema.

4.5.2. Condições de contorno e coeficientes de evaporação e evapotranspiração

Lagoa Mirim

A lagoa Mirim, a jusante da estrutura de saída, constitui uma condição de contorno que controla a saída dos orifícios. Geralmente o sentido do fluxo é do banhado para a lagoa,

contudo, às vezes, os níveis da lagoa são maiores que o banhado, invertendo a tendência no fluxo da água. A série de níveis mensais foi construída com base na série de Villanueva (1997) até o ano 1996 e da Agência da Lagoa Mirim (Universidade Federal de Pelotas) desde 1997 até 2006, sendo plotada na Figura 4.32 (valores médios entre pontos sul e norte).

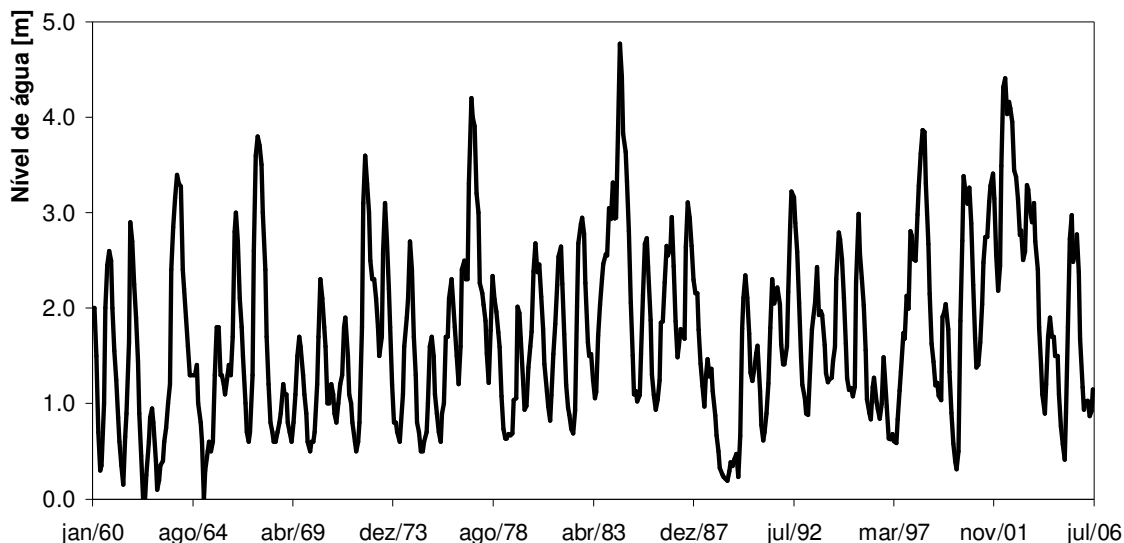


Figura 4.32. Níveis médios mensais da lagoa Mirim – série 1960 a 2006

Estrutura de Saída

Localizada nas coordenadas 32° 32' 23,8" latitude S e 52° 32' 21,9" longitude O está constituída por um conjunto de 8 orifícios de seção quadrada (1,52 m de largura x 1,52 m de altura). Na Figura 4.33 é apresentado um desenho com as suas características geométricas. O coeficiente de vazão desta estrutura é de difícil determinação pela impossibilidade de conhecer a seção efetiva por estar fechada por tapumes. Villanueva (1997) indica que sua capacidade de descarga é muito reduzida, da ordem de 10%. A maneira que este autor escolheu para contornar o problema foi utilizar a área geométrica total, considerando a perda de seção efetiva dentro do coeficiente de vazão. Este coeficiente constituiu outra variável a definir na calibração do modelo.

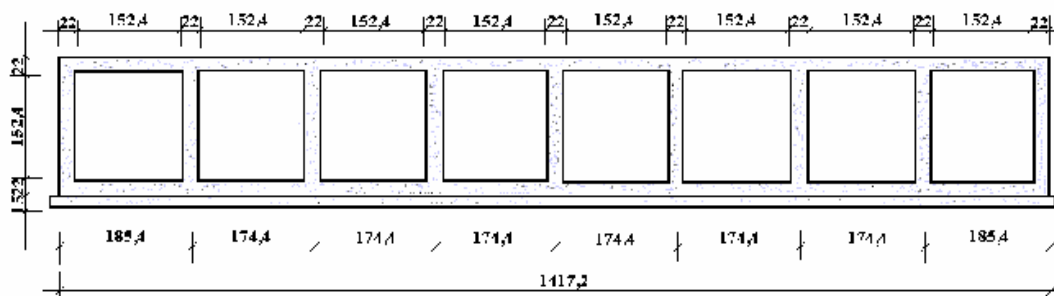


Figura 4.33. Esquema da estrutura de descarga

Coefficientes de E e ET

A série de dados de evaporação do tanque classe A desenvolvida por Villanueva (1997), que compreende os anos 1960 até 2001, foi completada até o ano 2006, utilizando os dados correspondentes à estação Granja Santa Maria. Esta série foi empregada para estimar as taxas de evaporação da lagoa Mangueira, propondo um valor do coeficiente K variável entre 0,6 e 0,8, aplicável a lagoas rasas (Doorenbos e Pruitt, 1977; Hounam, 1973 apud Snyder e Boyd, 1987; Allen, 1998), a ser ajustado no processo de calibração.

O coeficiente de evapotranspiração para banhados apresenta uma dispersão de valores muito maior que para lagoas. É de destacar que esta taxa depende em grande medida da metodologia de medição, das características meteorológicas do local, da espécie vegetal considerada e da configuração física e distribuição da mesma. A partir da revisão bibliográfica realizada para este trabalho (Tabela 2.3), foi identificada uma faixa de flutuação para o coeficiente de evapotranspiração em banhados entre 0,6 e 12,5.

4.5.3. Calibração do modelo

Os coeficientes que se ajustaram durante a calibração são: (a) o coeficiente de escoamento superficial da bacia de contribuição à lagoa Mangueira; (b) o coeficiente de evaporação da lagoa Mangueira; (c) o coeficiente de descarga correspondente à interface entre a lagoa Mangueira e o banhado; (d) a cota de fundo da interface anterior; e (e) o coeficiente de vazão da estrutura de orifícios do banhado.

O coeficiente de escoamento superficial da bacia de contribuição à lagoa Mangueira pode-se delimitar dentro do intervalo $0,30 < C_e < 0,52$ sugerido num estudo realizado pelo IPH sobre a lagoa Mirim (IPH, 1997). Contudo Villanueva (1997) calibrou o modelo hidrodinâmico com um valor de $C_e = 0,25$. Como resultado do processo de calibração o valor de C_e foi fixado em 0,25. Por outro lado, sobre a lagoa e o banhado, o coeficiente de escoamento é considerado como $C_e = 1,00$, já que toda precipitação que ocorre sobre estes corpos d'água contribui diretamente a seus volumes.

Por outro lado, o coeficiente de evaporação da lagoa Mangueira obtido da calibração foi $K = 0,80$. Enquanto para o banhado do Taim, foi utilizado o resultado achado nesta pesquisa, um valor do coeficiente $K = 1,36$; suposição baseada em que as condições

meteorológicas e físicas da vizinhança do local de experimentação podem ser consideradas representativas das condições físicas e climáticas presentes no banhado.

No que diz respeito ao coeficiente de descarga, entre a interface da lagoa Mangueira com o banhado, indicado como o fator C na equação (3.25), se achou um valor igual a 19,9. Esse valor considera simultaneamente o coeficiente de descarga junto, aos termos função da gravidade e da área de condução do fluxo. Quanto à cota de fundo desta interface, devido à dificuldade em conhecer um valor representativo, foi deixada como mais uma variável a ser calibrada, sendo que o valor obtido foi de $CF = 1,20$ m.

Finalmente, o coeficiente de vazão da estrutura de descarga, correspondente à constante C_d nas equações (3.26) e (3.27), ficou em 0,35. Uma particularidade diz respeito à saída do banhado para a lagoa Mirim que foi considerada no modelo: durante o período compreendido entre fevereiro e agosto de 1996 a saída foi fechada com um aterro (Villanueva, 1997), sendo este fato representado através da diminuição significativa do coeficiente de vazão da estrutura de descarga, até obter uma vazão de saída praticamente igual a zero.

As funções cota-área e cota-volume para o banhado foram definidas até a cota 2,83 m com a configuração feita por Villanueva (1997), e para cotas acima desse valor foram considerados valores que foram obtidos pela minimização da diferença entre valores medidos e simulados de níveis mensais para o banhado. É necessário observar que estas funções representam grande incerteza pelo desconhecimento da topografia do banhado.

Da comparação com o modelo hidrodinâmico desenvolvido por Villanueva (1997), surgiu uma diferença importante nos períodos em que o banhado apresentava níveis baixos. O modelo de balanço não conseguia reproduzir esses níveis, sendo que sempre se obtinha níveis inferiores aos representados pelo modelo hidrodinâmico. Para superar este problema, se impôs uma limitante ao coeficiente de vazão da estrutura de saída, quando o nível dentro do banhado atinge 2,3 m, o valor do coeficiente de vazão é diminuído num 70% de seu valor original, para assim atenuar a vazão de saída e, com isto, elevar os níveis dentro do banhado.

Nas Figuras 4.34 e 4.35 são apresentadas as calibrações para o banhado do Taim e a lagoa Mangueira no período citado. Os níveis utilizados ao longo deste trabalho estão referenciados ao Serviço Geográfico do Exército (SGE).

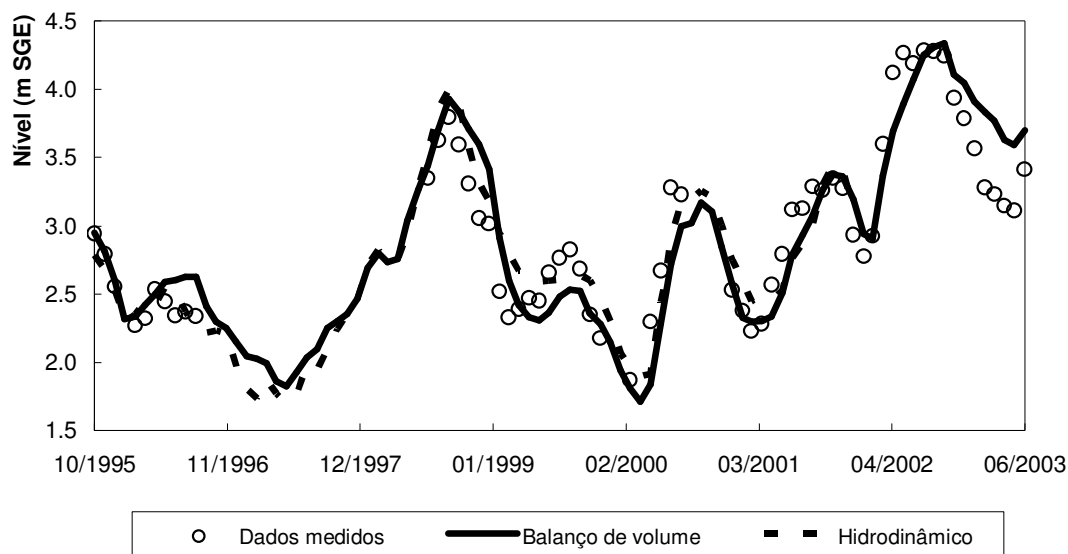


Figura 4.34. Calibração para o banhado do Taim

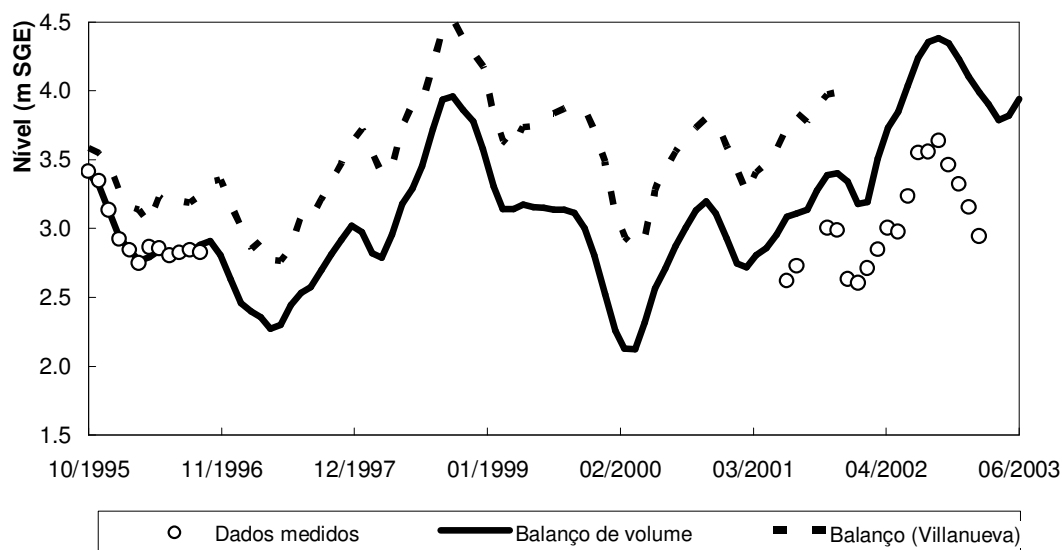


Figura 4.35. Calibração para a lagoa Mangueira

Analisando a Figura 4.34, correspondente ao banhado do Taim, pode observar-se como o modelo de balanço acompanha a tendência apresentada pelos dados medidos e pelo modelo hidrodinâmico. O modelo de balanço apresentou, com relação aos dados observados, um erro máximo mensal de $\pm 0,56$ m, com um coeficiente de determinação R^2 igual a 0,84 e um erro quadrático médio de 0,27 m. O erro médio mensal para o período foi de 0,22 m.

Na Figura 4.35, correspondente à lagoa Mangueira, se observa que ambos modelos apresentam uma tendência semelhante, enquanto na parte final do período analisado a reprodução dos níveis medidos é dificultosa para ambos modelos. Este erro pode ser por causa das flutuações nos níveis produzidas pela velocidade do vento (Paz, 2003) ou, mais provavelmente, por problemas na determinação do zero da régua correspondente.

4.5.4. Resultados

O período compreendido entre janeiro de 1960 e julho de 2006 foi simulado com os coeficientes produto da calibração, sendo os resultados posteriormente contrastados com o modelo hidrodinâmico desenvolvido por Villanueva (1997), utilizado como padrão de comparação. Nas Figuras 4.36 e 4.37 são apresentadas as simulações para o banhado do Taim e a lagoa Mangueira respectivamente, além disso é representado em linha de traço e ponto o nível de 4,5 m (SGE), correspondente à cota da estrada BR 471.

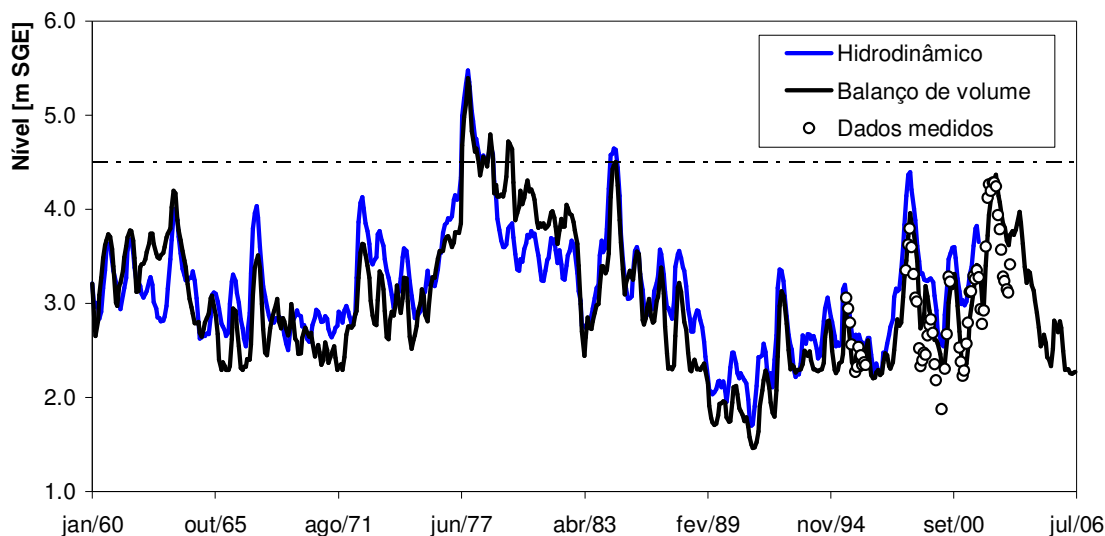


Figura 4.36. Níveis para o banhado do Taim – período jan/1960 até jul/2006

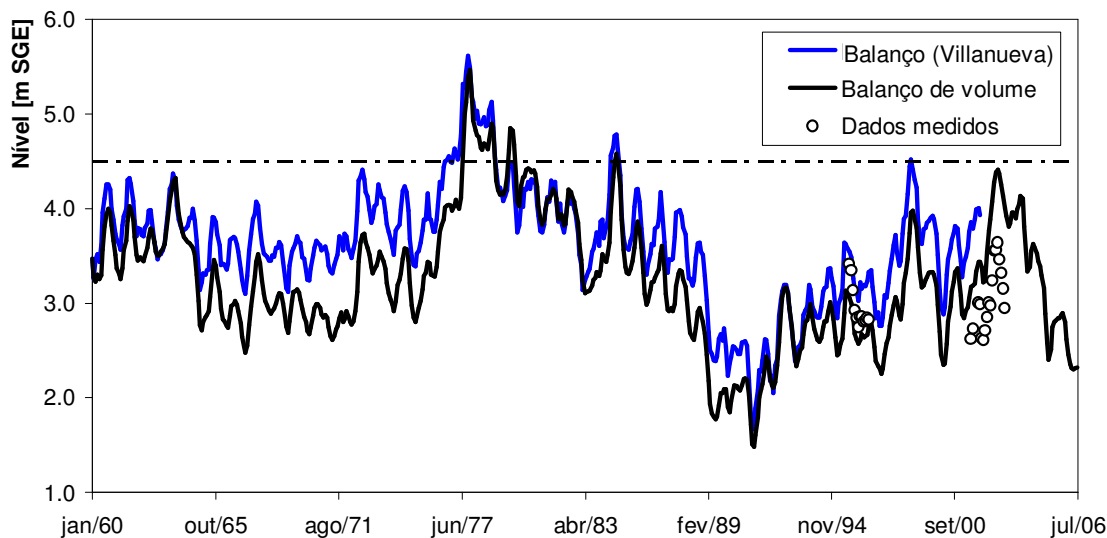


Figura 4.37. Níveis para a lagoa Mangueira – período jan/1960 até jul/2006

Quando ambos os modelos foram comparados ao longo do período de simulação, o modelo de balanço de volume não podia reproduzir os valores mínimos. A partir de uma análise detalhada se constatou que isto acontecia quando a cota da lagoa Mirim era muito

baixa. A solução adotada a este problema foi restringir a vazão de saída do banhado, praticamente até chegar a zero, quando a cota da lagoa Mirim fosse menor que 1,2 m.

A comparação entre ambos os modelos para o banhado do Taim (Figura 4.36) indica que o modelo simplificado de balanço de volume apresenta um comportamento semelhante no seguimento da tendência simulada pelo modelo hidrodinâmico. O valor médio atingido durante o período analisado, para o modelo hidrodinâmico foi de 3,15 m (correspondente à célula 25 na tese de Villanueva, 1997), enquanto o modelo simplificado apresentou um valor médio de 2,97 m, sendo que a diferença máxima entre eles foi de $\pm 0,80$ m. Com referência à lagoa Mangueira, a reprodução das tendências é conseguida pelo modelo, contudo a diferença entre ambos os modelos é maior que no caso do Taim.

A obtenção de melhores resultados através do modelo simplificado implica conhecer em forma detalhada a topografia do banhado para poder aprimorar suas funções de cota-área e cota-volume. Com relação a isso, Spieksma e Schouwenaars (1997) indicam a dificuldade em obter essas funções pelo grande armazenamento em depressões e pelas reservas por retenção previstas pelos locais inundados. Por outro lado, Walton et al. (1996) indicam como fatos indispensáveis o levantamento e análise de dados de campo em forma conjunta com a aplicação de modelos que permitam reproduzir os processos desenvolvidos nos banhados. Neste contexto, cientistas e tomadores de decisões podem utilizar esses modelos para avaliar o funcionamento dos banhados e prever o comportamento deles quando as condições são alteradas por alguma perturbação.

Um outro elemento a considerar é a seção livre da estrutura de orifícios conjuntamente com o coeficiente de vazão, para atingir uma maior precisão no cálculo da vazão que escorre. Além do mais, é necessário contar com maiores períodos de calibração, tarefa que exige um registro contínuo de níveis. Por outra parte, um fato que não foi considerado nesta pesquisa é a mudança da taxa de evapotranspiração em função da época do ano e, da razão existente entre superfície de água livre e superfície de vegetação no banhado (Sánchez Carrillo et al., 2004), tarefa que requer saber como variam estas superfícies em função dos níveis d'água.

Em relação à taxa de ET do banhado, é possível que devido às condições meteorológicas às que se acha submetido este corpo de água, os valores obtidos no experimento na cidade de Porto Alegre não sejam representativos do banhado. Para avaliar a incidência que a taxa de ET produz nos níveis do banhado foi efetuada uma análise de sensibilidade supondo uma

variação na taxa de ET em $\pm 25\%$ do valor medido no experimento. O resultado é apresentado na Figura 4.38, na qual são indicadas três simulações: a primeira para o valor medido de razão $ET_CCV/E_TCA = 1,36$ (em cor preto), a segunda para uma diferença em $+25\%$ ($K = 1,70$, cor azul) e a terceira para uma modificação em -25% ($K = 1,02$, cor verde).

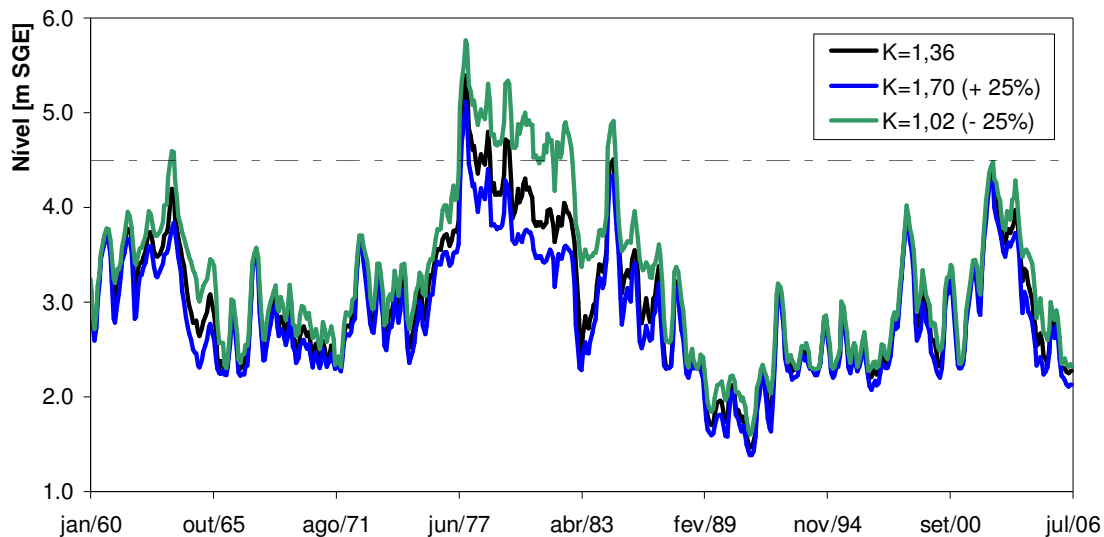


Figura 4.38. Variação de níveis no banhado do Taim em função da taxa de ET

Em média, um incremento de 25% na taxa de ET induz uma diminuição de 16 cm no nível do banhado, enquanto um decremento de 25% nela aumenta em 24 cm o nível do banhado. É importante observar que a partir do nível 4,5 m (nível da cota da estrada BR 471) os resultados do modelo são pouco representativos, é dizer, no modelo simplificado não foram contemplados os efeitos produzidos pela estrada. Estes resultados, indicam que a incidência da taxa de ET no balanço de volume para o banhado do Taim é de relativa importância.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A estimativa da taxa de evapotranspiração (ET) em macrófitas aquáticas constitui um trabalho complexo devido à grande quantidade de variáveis, tanto físicas, como biológicas, envolvidas no processo. Além disso, a interação entre elas dificulta ainda mais a compreensão do fenômeno. A utilização de tanques para avaliar esta grandeza é uma ferramenta prática, de relativamente fácil manutenção e com baixo custo, que permite medir, em forma diária, o consumo de água das plantas. Este trabalho estimou a taxa diária de ET, na escala de tanque, para a macrófita aquática *Zizaniopsis Bonariensis*, submetida às condições climáticas da região da cidade de Porto Alegre.

Para o período avaliado (23/06/2004 a 12/03/2005), a taxa média diária de ET para *Zizaniopsis Bonariensis* foi de 5,2 mm.dia⁻¹. Além disso, foram registradas para esta macrófita, taxas médias diárias de ET de 1,7, 5,7 e 6,2 mm.dia⁻¹ para as estações de inverno, primavera e verão, respectivamente. Por outro lado, a taxa média diária de evaporação (E) para a caixa sem vegetação (CSV) foi de 3,1 mm.dia⁻¹ para o período inteiro, enquanto foi de 1,8, 3,5 e 3,4 mm.dia⁻¹ para as estações de inverno, primavera e verão, respectivamente. Com relação a taxa média diária de E, registrada no tanque classe A (TCA), para o período da pesquisa, se obteve um valor de 3,8 mm.dia⁻¹. Para as estações de inverno, primavera e verão, foram obtidos valores de 1,8, 3,7 e 4,6 mm.dia⁻¹, respectivamente. Enquanto o TCA e a CSV consomem quantidades de água *semelhantes*, a CCV consome mais água.

A instalação conjunta de um tanque classe A permitiu estabelecer razões de ET/E para esta pesquisa. Para o período completo, a razão foi de 1,37, enquanto para as estações de inverno, primavera e verão foi de 0,95, 1,52 e 1,36, respectivamente. Desta forma, a pergunta que inicia este trabalho pode ser respondida afirmativamente, concluindo que a macrófita aquática *Zizaniopsis Bonariensis* consome mais água que uma superfície de água livre, submetida às condições meteorológicas presentes no sítio da pesquisa.

A importância prática da utilização de um tanque classe A na pesquisa é que este dispositivo é de uso comum no mundo, visto que a taxa obtida permite estimar, a partir de um valor de evaporação de tanque classe A, o valor de evapotranspiração desta macrófita. Isto é possível considerando a semelhança das características meteorológicas entre o local da pesquisa, e o local onde se pretende extrapolar o valor da taxa de ET encontrado. Contudo, deve ser analisada a recomendação efetuada por Koerselman e Beltman (1988), que indicam

que apesar de ser amplamente utilizado para medir evaporação, o tanque classe A não fornece resultados consistentes para comparação. Ainda mais, outros pesquisadores afirmam que a taxa de ET das macrófitas confinadas em pequenos tanques pode ser muito maior que em ambientes naturais, devido a efeitos de advecção, sugerindo a utilização de medições *in situ* ou tanques de grande superfície (Idso, 1979 citado por Snyder e Boyd, 1987; Pribán e Ondok, 1985 apud Sánchez-Carrillo, 2001; Idso, 1979 apud Idso e Anderson, 1988).

No que diz respeito ao tratamento dos níveis medidos, destaca-se a importância dos procedimentos utilizados para depurar a série original de registros, eliminando os dias com chuva, com falha elétrica, de limpeza dos tanques, com condições de advecção, e com valores que se afastam significativamente dos valores medidos (outliers). A obtenção de séries de E ou ET consistentes, implica o desenvolvimento de um programa de medições de longa duração. Este programa deve ter comprometido em forma permanente instrumental e pessoal adequados para chegar a resultados satisfatórios. Algumas recomendações a seguir sobre experimentos destas características são: (a) considerar um período de medição de pelo menos dois anos, para poder avaliar duas estações de crescimento; (b) utilizar tanques replicados, ou seja, dois tanques para medir cada grandeza; (c) efetuar a limpeza dos tanques em dias diferentes; (d) incorporar uma régua em cada tanque para controle ou substituição temporária do sensor; (e) implementar uma fonte alternativa de energia (como energia solar); e (f) instalar uma estação meteorológica no local do experimento.

Ao estudar o grau de correlação entre consumos de água e variáveis meteorológicas, os resultados obtidos indicam que a radiação solar recebida, seguida de alguma variável associada à temperatura do ar, são as que melhor conseguem explicar os processos de evaporação e de evapotranspiração analisados, resultado consistente com a literatura revisada. A regressão linear simples, efetuada entre consumos de água medidos e radiação solar recebida, forneceu os seguintes resultados: RMSE = 1,55 e $R^2 = 0,54$ para *Zizaniopsis Bonariensis* (CCV), RMSE = 1,08 e $R^2 = 0,45$ para CSV, e RMSE = 1,06 e $R^2 = 0,61$ para TCA. A regressão linear múltipla (com até quatro variáveis) forneceu os seguintes resultados: RMSE = 1,22 e $R^2 = 0,72$ para *Zizaniopsis Bonariensis* (CCV), RMSE = 0,93 e $R^2 = 0,60$ para CSV, e RMSE = 0,79 e $R^2 = 0,78$ para TCA. Por outro lado, se ressalta que, em geral, valores médios das variáveis (por exemplo, temperatura e umidade relativa) fornecem uma maior correlação com os consumos de água medidos nos tanques, que valores extremos (temperatura e umidade relativa máximas e mínimas).

O método de classificação proposto para o tratamento das fórmulas *clássicas*, avalia 10 parâmetros estatísticos: valor médio, desvio padrão, declividade e ordenada à origem da reta de regressão, erro absoluto médio, índice de concordância, raiz do erro quadrático médio, raiz do erro quadrático médio sistemático e não sistemático, e coeficiente de determinação. A partir da aplicação dele, a equação que apresentou o melhor ajuste para as taxas de evapotranspiração medidas na CCV é a fórmula de Priestley – Taylor (RMSE = 1,31 e $R^2 = 0,67$), seguida das expressões de Penman – Monteith (RMSE = 1,27 e $R^2 = 0,69$) e de Hicks – Hess (RMSE = 1,31 e $R^2 = 0,67$). A equação de Priestley – Taylor, além de ser a que melhor resultado apresentou, tem a vantagem de precisar de poucos dados, sendo de uso prático de mais, frente a equações mais complexas, como a de Penman – Monteith que, apesar de ter melhores fundamentos físicos, requer um maior número de variáveis climáticas e características da vegetação para sua estimativa.

Com relação as taxas de evaporação medidas na CSV, a equação que forneceu o melhor ajuste é a fórmula de Jensen – Haise (RMSE = 1,00 e $R^2 = 0,52$), seguida das equações de Blaney – Criddle RAD (RMSE = 1,00 e $R^2 = 0,52$) e de Radiação Temperatura (RMSE = 1,03 e $R^2 = 0,49$). Por outro lado, no que diz respeito das taxas de evaporação medidas no TCA, a expressão que conseguiu o melhor ajuste foi a de Makkink (RMSE = 0,92 e $R^2 = 0,70$), seguida das fórmulas de DeBruin – Keijman (RMSE = 0,98 e $R^2 = 0,67$) e de Transferência de massa (RMSE = 1,07 e $R^2 = 0,60$).

De forma geral, as equações que apresentaram melhores resultados foram as que estiveram baseadas na radiação solar recebida e no enfoque de combinação. Por outro lado, as fórmulas *clássicas*, utilizadas amplamente em todo o mundo, devem ser utilizadas cuidadosamente, sendo muito importante conhecer as condições climáticas onde foram criadas, as aplicações para as que foram constituídas, e as simplificações consideradas no seu desenvolvimento.

Comparando as diferentes metodologias, regressão linear simples, regressão linear múltipla e fórmulas “clássicas”, empregadas para estimar o consumo de água da *Zizaniopsis Bonariensis*, temos que a regressão linear múltipla (RLM), com quatro variáveis, é o procedimento que melhor ajusta à taxa de evapotranspiração medida, nas condições meteorológicas do sitio da pesquisa. Contudo, a equação de Priestley – Taylor, apesar de ter um coeficiente de ajuste menor que a RLM, tem a vantagem de precisar uma menor

quantidade de dados, daí a recomendação de utiliza-la para a estimativa da taxa de evapotranspiração para esta macrófita.

A modelação simplificada do banhado visa fornecer aos pesquisadores, e tomadores de decisões, uma ferramenta de utilização simples e flexível para simular respostas de longo período, habitualmente necessárias para avaliar as funções do banhado. Os resultados obtidos demonstram que o modelo simples de balanço de volumes desenvolvido nesta pesquisa, consegue representar as tendências de longo prazo dos níveis no banhado, quando comparado com o modelo hidrodinâmico.

Com relação à variação no coeficiente de evapotranspiração (ET), utilizado na simulação de níveis, os resultados indicam que variações na taxa de ET em $\pm 25\%$ não produzem alterações consideráveis nos níveis (diferenças da ordem de 25 cm). Contudo, um dato que deve ser considerado é a razão entre superfície coberta por macrófitas e de água livre, neste sentido, Sánchez-Carrillo et al. (2004) sugerem que a taxa de ET num banhado, depende das flutuações no nível de água que modificam a razão entre superfície de água livre e macrófitas. Por outro lado, a falta de topografia detalhada e a insuficiente quantidade de dados de nível no banhado são questões que devem ser aprimoradas; contudo as tendências nos níveis de água foram estimadas razoavelmente através do modelo.

5.1. LINHAS DE PESQUISA SUGERIDAS

As taxas de ET da macrófita aquática *Zizaniopsis Bonariensis* estimadas nas condições meteorológicas da cidade de Porto Alegre não são necessariamente representativas da mesma espécie nas condições meteorológicas presentes no banhado do Taim. Assim, se recomenda iniciar um programa de medições no próprio banhado. Propõe-se a instalação de um esquema de recipientes, como o utilizado nesta pesquisa, em forma duplicada nas margens do banhado e outra instalação semelhante num estrado flutuante para avaliar as diferenças nas taxas de ET medidas entre a margem e o interior do banhado.

Outra linha de pesquisa a continuar, seria avaliar o grau de correlação existente entre os valores medidos de evapotranspiração com as diferentes variáveis meteorológicas observadas, para diferentes períodos de medição maiores que um dia. Além disso, é possível aplicar as fórmulas clássicas de evapotranspiração a esses períodos de medição.

Finalmente, para aprofundar o estudo, e poder obter uma melhor representação da topografia do banhado, é recomendável realizar tarefas de levantamento do fundo dele. Além disso, é necessário dispor de maiores períodos de níveis para calibração do modelo, tarefa que precisa de um registro contínuo dos níveis na lagoa Mangueira e no banhado do Taim. Em forma conjunta, se aconselha medir em forma sistemática a vazão da estrutura de saída.

6. REFERÊNCIAS

- ABTEW, W. (1996). Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Flórida. *Water Resources Bulletin*, 32 (3): 465-473.
- ACREMAN, M. C., HARDING, R. J., LLOYD, C. R., McNEIL, D. D. (2003). Evaporation characteristics of wetlands: experience from a wet grassland and a reedbed using eddy correlation measurement. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(1): 11-21.
- AGENCIA DA LAGOA MIRIM. Universidade Federal de Pelotas. Níveis médios mensais da Lagoa Mirim de 1978 a 2005. Disponível em: <<http://alm.ufpel.edu.br/rhadm.htm>>. Acesso em: nov/2008.
- ALLEN, R. G. (1998). Predicting evapotranspiration demands for wetlands. *ASCE Wetlands Engineering and River Restoration Conference*, Denver, Colorado, March 20-29, 15 pp.
- ALLEN, R. G. (2001). REF-ET: Reference Evapotranspiration Calculation Software for FAO and ASCE Standardized Equations. University of Idaho, Idaho, 76 pp.
- ALLEN, R. G., JENSEN, M. E., WRIGHT, J. L., BURMAN, R. D. (1989). Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81: 650-662.
- ALLEN, R. G., PRUEGER, J. H., HILL, R. W. (1992). Evapotranspiration from Isolated Stands of Hydrophytes: Cattail and Bulrush. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 35 (4): 1191-1198.
- ALLEN, R. G., HILL, R. W., SRIKANTH, V. (1994). Evapotranspiration parameters for variably-sized wetlands. Presented at the 1994 International Summer Meeting, Kansas city, Missouri. Paper No. 942132. ASAE, 2950 Niles Rd., St. Joseph, MI 49085-9659 USA, 24 pp.
- ALLEN, R.G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. (1998). Guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 56*. Roma, FAO, 300 pp.
- ANYADIKE, R. N. (1987). The Linacre evaporation formula tested and compared to others in various climates over West Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39: 111-119.
- BERLATO, M. A., MOLION, L. C. B. (1981). Evaporação e evapotranspiração. *Boletim Técnico 7*. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Agronômicas (IPAGRO), 95 pp.
- BIDLAKE, W. R. (2000). Evapotranspiration from a bulrush-dominated wetland in the Klamath basin, Oregon. *Journal of the American Water Resources Association*, 36 (6): 1309-1320.
- BIDLAKE, W. R. (2002). Evapotranspiration and canopy resistance at an undeveloped prairie in a humid subtropical climate. *Journal of the American Water Resources Association*, 38 (1): 197-211.
- BLAD, B. L., BAUER, A., HATFIELD, J. L., KANEMASU, E. T., MAJOR, D. J., REGINATO, R. J., HUBBARD, K. G. (1988). Influence of water and nitrogen levels on canopy temperatures of winter wheat grown in the North American Great Plains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44: 159-173.
- BOUCHET, R. J. (1963). Évapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Proc. Berkeley, Calif. Symp., Publ. 62*: 134-142.
- BOYD, C. E. (1987). Evapotranspiration/Evaporation (E/Eo) ratios for aquatic plants. *Journal of Aquatic Plant Management*, 25: 1-3.

- BRISSON, N., ITIER, B., L'HOTEL, J. C., LORENDEAU, J. Y. (1998). Parameterisation of the Shuttleworth-Wallace model to estimate daily maximum transpiration for use in crop models. *Ecological Modelling*, 107: 159-169.
- BRUTSAERT, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere. Theory, History, and Applications*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Co., 299 pp.
- BURBA, G. G., VERMA, S. B., KIM, J. (1999). Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94: 31-51.
- BUSCH, J. (2000). Canopy Transpiration Rates in Eutrophic Wetlands Dominated by Sedges (*Carex* spp.) Differ in a Species Specific Way. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 25 (7-8): 605-610.
- CAMARGO, A. P., CAMARGO, M. B. (2000). Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, Campinas, 59 (2): 125-137.
- CAMPBELL, D. I., WILLIAMSON, J. L. (1997). Evaporation from a raised peat bog. *Journal of Hydrology*, 193: 142-160.
- CHIEW, F. H., McMAHON, T. A. (1991). The applicability of Morton's and Penman's evapotranspiration estimates in rainfall-runoff modeling. *Water Resources Bulletin*, v27 (4): 611-620.
- COMPAQ VISUAL FORTRAN Standard Edition 6.6. (2000). Compaq Computer Corporation.
- COOK, C. D. K. (1974). *Water Plants of the World. A manual for the identification of the genera of freshwater macrophytes*. The Hague, Dr. W. Junk b. v., Publishers, 561 pp.
- CRAGO, R. D., BRUTSAERT, W. (1992). A Comparison of Several Evaporation Equations. *Water Resources Research*, 28 (3): 951-954.
- DA MOTA, F. S., GOEDERT, C. O. (1966). Evapotranspiração potencial no Rio Grande do Sul. *Boletim Técnico* 44. Pelotas, Instituto de Pesquisas e Experimentação Agropecuárias do Sul (IPEAS), 8 pp.
- DA MOTA, F. S., DE OLIVEIRA AGENDES, M. O., PEREIRA ALVES, E. G., BECKER, C. T. (1993). Estimativa da evaporação do tanque classe "A" no Brasil. *Pesq. Agropec. Bras.*, Brasília, 28 (2): 263-268.
- DAVIES, J. A., ALLEN, C. D. (1973). Equilibrium, Potential and Actual Evaporation from Cropped Surfaces in Southern Ontario. *Journal of Applied Meteorology*, 12: 649-657.
- de BRUIN, H. A. (1978). A Simple Model for Shallow Lake Evaporation. *Journal of Applied Meteorology*, 17:1132-1134.
- de BRUIN, H. A., KEIJMAN, J. Q. (1979). The Priestley-Taylor Evaporation Model Applied to a Large, Shallow Lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology*, 18: 898-903.
- de BRUIN, H. A., HOLTSLAG, A. A. (1982). A simple Parameterization of the Surface Fluxes of Sensible and Latent Heat During Daytime Compared with the Penman-Monteith Concept. *Journal of Applied Meteorology*, 21: 1610-1621.
- de BRUIN, H. A., STRICKER, J. N. (2000). Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Hydrological Sciences*, 45 (3): 391-406.

- DeBUSK, T. A., RYTHER, J. H., WILLIAMS, L. D. (1983). Evapotranspiration of *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms and *Lemna minor* L. in central Flórida: relation to canopy structure and season. *Aquatic Botany*, 16: 31-39.
- DOLAN, T. J., HERMANN, A. J., BAYLEY, S. E., ZOLTEK Jr., J. (1984). Evapotranspiration of a Flórida, U.S.A., freshwater wetland. *Journal of Hydrology*, 74: 355-371.
- DOORENBOS, J., KASSAM, A. H. (1980). Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos. *Irrigation and Drainage Paper 33*. Roma, FAO, 212pp.
- DOORENBOS, J., PRUITT, W. O. (1977). Las necesidades de agua de los cultivos. *Irrigation and Drainage Paper 24*. Roma, FAO, 179 pp.
- DORFMAN, R. (1977). Critérios de avaliação de alguns métodos de cálculo da evapotranspiração potencial. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Dissertação de Mestrado, 210 pp.
- DUGAS, W. A., BLAND, W. L. (1989). Effect of bordering soil surface moisture conditions on evaporation from soybean. *Field Crops Research*, 21: 161-166.
- DURU, J. O. (1984). Blaney-Morin-Nigeria evapotranspiration model. *Journal of Hydrology*, 70: 71-83.
- EICHINGER, W. E., PARLANGE, M. B., STRICKER, H. (1996). On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley-Taylor coefficient. *Water Resources Research*, 32 (1): 161-164.
- ENVIRONMENTAL LABORATORY (1987). WETLANDS DELINEATION MANUAL. Wetlands Research Program Technical Report Y-87-1 (on-line edition). Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers, January 1987, Final Report, 143 pp.
- ESDI. Earth Science Data Interface, Global Land Cover Facility. Disponível em: <<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/glcf/esdi?command=searchMap>>. Acesso em nov/2008.
- ESTEVEES, F. A. (1998). Fundamentos de Limnologia. 2da. edição, Rio de Janeiro, Interciência, 602 pp.
- EVETT, S. R., HOWELL, T. A., TODD, R. W., SCHNEIDER, A. D., TOLK, J. A. (1998). Evapotranspiration of irrigated alfalfa in a semi-arid environment. Presented at July 12-16. ASAE Annual International Meeting, Orlando, Flórida. Paper No. 982123 ASAE, 2950 Niles Road, St. Joseph, MI 49085-9659 USA, 14 pp.
- FEDERER, C. A., VOROSMARTY, C., FEKETE, B. (1996). Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. *Water Resources Research*, 32 (7): 2315-2321.
- FENG, K., MOLZ, F. J. (1997). A 2-D, diffusion-based, wetland flow model. *Journal of Hydrology*, 196: 230-250.
- FINKLER FERREIRA, T. (2005). Ecologia e aplicabilidade de métodos para avaliação da produção primária de *Zizaniopsis Bonariensis*: uma macrófita aquática emergente, no Sistema Hidrológico do Taim, RS. Porto Alegre, Instituto de Biociências, Programa de Pós-Graduação em Ecologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Dissertação de Mestrado, 142 pp.

- FLERCHINGER, G. N., HANSON, C. L., WIGHT, J. R. (1996). Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed. *Water Resources Research*, 32 (8): 2539-2548.
- FOX, D. G. (1980). Judging air quality model performance. AMS Workshop on Dispersion Model Performance, Woods Hole, Mass., 8-11 September. *Bulletin American Meteorological Society*, 62 (5): 599-609.
- GANGOPADHYAYA, M., HARBECK Jr, G. E., NORDENSON, T. J., OMAR, M. H., URYVAEV, V. A. (1966). Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. Technical Note 83. Geneva, WMO, 121 pp.
- GARDIOL, J. M., SERIO, L. A., DELLA MAGGIORA, A. I. (2003). Modelling evapotranspiration of corn (*Zea mays*) under different plant densities. *Journal of Hydrology*, 271: 188-196.
- GASCA-TUCKER, D. L., ACREMAN, M. C., AGNEW, C. T., THOMPSON, J. R. (2007). Estimating evaporation from a wet grassland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11 (1): 270-282.
- GAVIN, H., AGNEW, C. T. (2003). Evaluating the reliability of point estimates of wetland reference evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7 (1): 3-10.
- GERMAN, E. R. (1999). Regional evaluation of evapotranspiration in the Everglades. *In Proc. Int. Symp. Ecohydraulics*, 3rd, 13–16 July, Salt Lake City, UT [CD-ROM], 14 pp.
- GILMAN, K. (1994). *Hydrology and Wetland Conservation*. Chichester, John Wiley & Sons, 101 pp.
- GIOVANNINI, S. G. T. (1997). Estabelecimento e desenvolvimento das macrófitas aquáticas *Scirpus californicus*, *Typha subulata* e *Zizaniopsis bonariensis* sob condições experimentais de regimes hídricos diferenciados. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Dissertação de Mestrado, 153 pp.
- GOLDENFUM, J. A. (2000). Hidrologia Estatística II. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Volume do curso de Recursos Hídricos e Meio Ambiente, 27 pp.
- GOYAL, R. K. (2004). Sensitivity of evapotranspiration to global warming: a case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agricultural Water Management*, 69: 1-11.
- GRANGER, R. J. (1989). An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology*, 111: 9-19.
- GUNSTON, H., BATCHELOR, C. H. (1983). A comparison of the Priestley-Taylor and Penman methods for estimating reference crop evapotranspiration in tropical countries. *Agricultural Water Management*, 6: 65-77.
- HALD, A. (1954). *Statistical tables and formulas*. Wiley, New York, 1 ed., 4to. English. Early book on statistics. Index. Ornam. paperb. Ex-Alterra libr, 97 pp.
- HERBST, M., KAPPEN, L. (1999). The ratio of transpiration versus evaporation in a reed belt as influenced by weather conditions. *Aquatic Botany*, 63: 113-125.
- HIDROWEB. Sistema de Informações Hidrológicas. Agência Nacional de Águas (ANA). Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/>> Acesso em dic/2008.
- HORNE, A. J., GOLDMAN, C. R. (1994). *Limnology*. 2nd ed. McGraw-Hill. 576 pp.

- HOWARD, G. W., HARLEY, K. L. (1998). How do floating aquatic weeds affect wetland conservation and development? How can these effects be minimised?. *Wetlands Ecology and Management*, 5: 215-225.
- HOWELL, T. A., STEINER, J. L., SCHNEIDER, A. D., EVETT, S. R.. (1995). Evapotranspiration of Irrigated Winter Wheat – Southern High Plains. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 38 (3): 745-759.
- HOWELL, T. A., EVETT, S. R., SCHNEIDER, A. D., TODD, R. W., TOLK, J. A. (1998). Evapotranspiration of irrigated fescue grass in a semi-arid environment. Presented at the ASAE Annual International Meeting, Orlando, Flórida. Paper No. 982117. ASAE, 2950 Niles Rd., St. Joseph, MI 49085-9659 USA.
- IDSO, S. B. (1990). Stomatal response to humidity as inferred by porometry and infrared thermometry. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49, 169-172.
- IDSO, S. B., ANDERSON, M. G. (1988). A comparison of two recent studies of transpirational water loss from emergent aquatic macrophytes. *Aquatic Botany*, 31: 191-195.
- INMET (1992). Instituto Nacional de Meteorología. Normais Climatológicas do Brasil (1961-1990). Brasília, 1992. Arquivo digital.
- INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS (1996). Convênio 05-096-SOPSH-DRH-CHR-FRH / RS-UFRGS-IPH-SB / CLM. Batimetria da Lagoa Mangueira.
- INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS (1997). Proposta para Estudos do Balanço de Oferta de Demanda no Sistema Hidrográfico da Lagoa Mirim.
- INSTITUTO RIO GRANDENSE DO ARROZ. IRGA. Série Histórica da Área Plantada, Produção e Rendimento. Disponível em: <<http://www.irga.rs.gov.br/arquivos/20081013131548.pdf>>
- INSTITUTO RIO GRANDENSE DO ARROZ. IRGA. Dados de Safra. Área cultivada, Produção, Nº Engenhos e Beneficiamento. Disponível em: <<http://www.irga.rs.gov.br/arquivos/engenho.pdf>>
- IRGANG, B. E., GASTAL JR., C. V. S. (1996). *Macrófitas Aquáticas da Planície Costeira do RS*. Porto Alegre, Ed. dos Autores, 1º edição, 290 pp.
- JACOBS, J. M., SATTI, S. R. (2001). Evaluation of Reference Evapotranspiration Methodologies and AFSIRS Crop Water Use Simulation Model (Final Report). Department of Civil and Coastal Engineering, University of Flórida, Gainesville, Flórida, 114 pp.
- JACOBS, J. M., MERGELSBERG, S. L., LOPERA, A. F., MYERS, D. A. (2002). Evapotranspiration from a wet prairie wetland under drought conditions: Paynes Prairie Preserve, Flórida, USA. *Wetlands*, 22 (2): 374-385.
- JACOVIDES, C. P., KONTOYIANNIS, H. (1995). Statistical procedures for the evaluation of evapotranspiration computing models. *Agricultural Water Management*, 27: 365-371.
- JENSEN, D. T., HARGREAVES, G. H., TEMESGEN, B., ALLEN, R. G. (1997). Computation of Eto under Nonideal Conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123 (5): 394-400.
- KOERSELMAN, W., BELTMAN, B. (1988). Evapotranspiration from fens in relation to Penman's potential free water evaporation (E_0) and pan evaporation. *Aquatic Botany*, 31: 307-320.

- KOWALIK, P., BORGHETTI, M., BORSELLI, L., MAGNANI, F., SANESI, G., TOGNETTI, R. (1997). Diurnal water relations of beech (*Fagus Sylvatica* L.) trees in the mountains of Italy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 84: 11-23.
- KRÓLIKOWSKA, J. (1987). Water relations of wetlands plants. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, 27: 231-237.
- LAFLEUR, P. M. (1990). Evapotranspiration from sedge-dominated wetland surfaces. *Aquatic Botany*, 37: 341-353.
- LAFLEUR, P. M., ROULET, N. T. (1992). A comparison of evaporation rates from two fens of the Hudson Bay Lowland. *Aquatic Botany*, 44: 59-69.
- LALLANA, V. H., SABATTINI, R. A., LALLANA, M. C. (1987). Evapotranspiration from *Eichhornia Crassipes*, *Pistia Stratiotes*, *Salvinia Herzogii* and *Azolla Caroliniana* during summer in Argentina. *Journal of Aquatic Plant Management*, 25: 48-50.
- LARCHER, W. (1986). *Ecofisiologia Vegetal*. São Paulo, Editora Pedagógica e Universitária Ltda. (EPU), 319 pp.
- LHOMME, J. P., ELGUERO, E., CHEHBOUNI, A., BOULET, G. (1998). Stomatal control of transpiration: Examination of Monteith's formulation of canopy resistance. *Water Resources Research*, 34 (9): 2301-2308.
- LIU, J., KOTODA, K. (1998). Estimation of regional Evapotranspiration from arid and semi-arid surfaces. *Journal of the American Water Resources Association*, 34 (1): 27-41.
- LIU, H., SHAH, S., JIANG, W. (2004). On-line outlier detection and data cleaning. *Computers and Chemical Engineering*, 28: 1635-1647.
- LOTT, R. B., HUNT, R. J. (2001). Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands. *WETLANDS*, 21 (4): 614-628.
- LU, J., SUN, G., McNULTY, S. G., AMATYA, D. M. (2005). A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 41 (3): 621-633.
- MacQUARRIE, P., NKEMDIRIM, L. C. (1991). Potential, actual, and equilibrium evapotranspiration in a wheat field. *Water Resources Bulletin*, 27 (1): 73-82.
- MALEK, E. (1994). Calibration of the Penman wind function using the Bowen ratio energy balance method. *Journal of Hydrology*, 163: 289-298.
- MAO, L. M., BERGMAN, M. J., TAI, C. C. (2002). Evapotranspiration measurement and estimation of three wetland environments in the Upper St. Johns River Basin, Flórida. *Journal of the American Water Resources Association*, 38 (5): 1271-1285.
- MARCOLIN, E., MACEDO, V. R. (2007). Volume de água usada em três sistemas de cultivo de arroz irrigado (*Oryza sativa* L.). Disponível em: <www.irga.rs.gov.br/arquivos/20071107161536.pdf>
- McARTHUR, A. J. (1990). An accurate solution to the Penman equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51: 87-92.

- McKENNEY, M. S., ROSENBERG, N. J. (1993). Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64: 81-110.
- METSUL METEOROLOGIA. Dados de precipitação da estação São Leopoldo. Disponível em: <http://www.metsul.com/secoes/visualiza.php?cod_subsecao=29&cod_texto=345>.
- MICROSOFT Excel. (2002). Microsoft Corporation 1985-2001.
- MITSCH, W. J., GOSSELINK, J. G. (1986). *Wetlands*. New York, Van Nostrand Reinhold, 539 pp.
- MITSCH, W. J., GOSSELINK, J. G. (2000). The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. *Ecological Economics*, 35: 25-33.
- MOHAN, S. (1991). Intercomparison of evapotranspiration estimates. *Hydrological Sciences*, 36 (5): 447-460.
- MONTGOMERY, D. C., RUNGER, G. C. (2003). *Applied Statistics and Probability for Engineers*. 3rd edition, New York, John Wiley & Sons, Inc., 706 pp.
- MORTON, F. I. (1975). Estimating Evaporation and Transpiration from Climatological Observations. *Journal of Applied Meteorology*, 14: 488-497.
- MORTON, F. I. (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66: 1-76.
- MOTTA MARQUES, D. M., TUCCI, C. E., CALAZANS, D., CALLEGARO, V. L., VILLANUEVA, A. O. (2002) O Sistema Hidrológico do Taim - Site 7. Pp. 125-144. In: Seeliger, U., C. V. Cordazzo & F. Barbosa (Eds.) Os sites e o programa Brasileiro de pesquisas ecológicas de longa duração. Belo Horizonte, MCT-CNPq, 184p.
- NASH, J. E. (1989). Potential evaporation and “The complementary relationship”. *Journal of Hydrology*, 111: 1-7.
- NRCS. NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE. Disponível em: <<http://soils.usda.gov/use/hydric/intro.html>>. Acesso em nov/2008.
- NEIFF, J. J. (2004). *El Iberá...¿En Peligro?*. 1ra. Edición, Buenos Aires, Fundación Vida Silvestre Argentina, 100 pp.
- NOVÁK, V. (1998). A canopy resistance estimation method to calculate transpiration. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23 (4): 449-452.
- ODIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F., LOUMAGNE, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2-Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303: 290-306.
- PARKHURST, R. S., WINTER, T. C., ROSENBERRY, D. O., STURROCK, A. M. (1998). Evaporation from a small prairie wetland in the Cottonwood Lake area, North Dakota - an energy budget study. *Wetlands*, 18 (2): 272-287.
- PAULIUKONIS, N., SCHNEIDER, R. (2001). Temporal patterns in evapotranspiration from lysimeters with three common wetland plant species in the eastern United States. *Aquatic Botany*, 71: 35-46.

- PAW U, K. T., GAO, W. (1988). Applications of solutions to non-linear energy budget equations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43: 121-145.
- PAZ, A. R. (2003). Análise dos principais fatores intervenientes no comportamento hidrodinâmico do banhado do Taim (RS). Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Dissertação de Mestrado, 176 pp.
- PENMAN, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Soc., Série A*, 193: 120-145.
- PEREIRA, A. R., VILLA NOVA, N. A., PEREIRA, A. S., BARBIERI, V. (1995). A model for the class A pan coefficient. *Agricultural and Forest Meteorology*, 76: 75-82.
- PEREIRA, A. R., VILLA NOVA, N. A., SEDIYAMA, G. C. (1997). Evapo(transpi)ração. Piracicaba, Fundação de Estudos Agrários Luiz de Queiroz (FEALQ), 183 pp.
- PEREIRA, A. R., PRUITT, W. O. (2004). Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management*, 66: 251-257.
- PEZESHKI, S. R. (2001). Wetland plant responses to soil flooding. *Environmental and Experimental Botany*, 46: 299-312.
- PRICE, J. S. (1994). Evapotranspiration from a lakeshore *Typha* marsh on Lake Ontario. *Aquatic Botany*, 48: 261-272.
- PRIESTLEY, C. H., TAYLOR, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100 (2): 81-92.
- RANA, G., KATERJI, N., PERNIOLA, M. (2001). Evapotranspiration of sweet sorghum: A general model and multilocal validity in semiarid environment conditions. *Water Resources Research*, 37 (12): 3237-3246.
- RUNDEL, P. W., JARRELL, W. M. (1991). Water in the environment em Pearcy, R. W., Ehleringer, J., Mooney, H. A., Rundel, P. W. *Plant Physiological Ecology: Field Methods and Instrumentation*, 29-56. London, Chapman & Hall, 432 pp.
- RUSHTON, B. (1996). Hydrologic budget for a freshwater marsh in Flórida. *Water Resources Bulletin*, 32 (1): 13-21.
- RUSSELL, G. (1980). Crop evaporation, surface resistance and soil water status. *Agricultural Meteorology*, 21: 213-226.
- SAMBASIVA RAO, A. (1988). Evapotranspiration rates of *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms, *Salvinia Molesta* D.S. Mitchell and *Nymphaea lotus* (L) Willd. Linn. in a humid tropical climate. *Aquatic Botany*, 30: 215-222.
- SÁNCHEZ-CARRILLO, S., ALVAREZ-COBELAS, M., BENÍTEZ, M. (2001). A simple method for estimating water loss by transpiration in wetlands. *Hydrological Sciences*, 46 (4): 537-552.
- SÁNCHEZ-CARRILLO, S., ANGELER, D. G., SÁNCHEZ-ANDRÉS, R., ALVAREZ-COBELAS, M., GARATUZA-PAYÁN, J. (2004). Evapotranspiration in semi-arid wetlands: relationships between inundation and the macrophyte-cover: open-water ratio. *Advances in Water Resources*, 27: 643-655.

- SANIJ, H. D., YAMAMOTO, T., RASIAH, V. (2004). Assessment of evapotranspiration estimation models for use in semi-arid environments. *Agricultural Water Management*, 64: 91-106.
- SAUGIER, B., KATERJI, N. (1991). Some plant factors controlling evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54: 263-277.
- SEDIYAMA, G. C. (1996). Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, 4 (1): i-xii.
- SELLERS, W. D. (1965). *Physical Climatology*. University of Chicago, 272pp.
- SMITH, M., ALLEN, R., PEREIRA, L. (1996). Revised FAO methodology for crop water requirements. *Proceedings of the ASAE International Conference on Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, Nov. 3-6, San Antonio, TX, 10 pp.
- SNYDER, R. L., BOYD, C. E. (1987). Evapotranspiration by *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms and *Typha latifolia* L.. *Aquatic Botany*, 27: 217-227.
- SOUCH, C., WOLFE, C. P., GRIMMOND, C. S. (1996). Wetland evaporation and energy partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore. *Journal of Hydrology*, 184: 189-208.
- SOUCH, C., GRIMMOND, C. S., WOLFE, C. P. (1998). Evapotranspiration rates from wetlands with different disturbance histories: Indiana Dunes National Lakeshore. *Wetlands*, 18 (2): 216-229.
- SOUSA LIMA, J. R., ANTONINO, A. C., OLIVEIRA LIRA, C. A., SILVA, I. (2003). Estimativa da evapotranspiração em uma cultura de feijão. In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba, PR, 9 pp.
- SPIEKSMAN, J. F., SCHOUWENAARS, J. M. (1997). A simple procedure to model water level fluctuations in partially inundated wetlands. *Journal of Hydrology*, 196: 324-335.
- STANNARD, D. I. (1993). Comparison of Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, and Modified Priestley-Taylor Evapotranspiration Models for Wildland Vegetation in Semiarid Rangeland. *Water Resources Research*, 29 (5): 1379-1392.
- STIGTER, C. J. (1980). Assessment of the quality of generalized wind functions in Penman's equations. *Journal of Hydrology*, 45: 321-331.
- SUTCLIFFE, J. F. (1980). *As plantas e a água*. São Paulo, Editora Pedagógica e Universitária Ltda. (EPU), 126 pp.
- TEDESCHI, L. O. (2004). Assessment of the Adequacy of Mathematical Models. Department of Animal Science, Texas A&M University, College Station, TX 77843, 29 pp.
- THOMPSON, N. (1982). A comparison of formulae for the calculation of water loss from vegetated surfaces. *Agricultural Meteorology*, 26: 265-272.
- THOMPSON, M. A., CAMPBELL, D. I., SPRONKEN-SMITH, R. A. (1999). Evaporation from natural and modified raised peat bogs in New Zealand. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95: 85-98.
- THORNTHWAITE, C. W., HOLZMAN, B. (1939). The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weather Review*, January 1939: 4-10.
- TIMMER, C. E., WELDON, L. W. (1967). Evapotranspiration and Pollution of water by Water Hyacinth. *Hyacinth Control Journal*, 6: 34-37.

- TOMAR, V. S., O'TOOLE, J. C. (1980) Water use in lowland rice cultivation in Asia: a review of evapotranspiration. *Agricultural Water Management*, 3: 83-106.
- TUCCI, C. E. M., BELTRAME, L. F. S. (2002). Evaporação e Evapotranspiração em Tucci, C. E. M. (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. 3ra. edição, 253-287. Porto Alegre, Editora da UFRGS/ABRH, 943 pp.
- UTSET, A., FARRÉ, I., MARTÍNEZ-COB, A., CAVERO, J. (2004). Comparing Penman-Monteith and Priestley-Taylor approaches as reference-evapotranspiration inputs for modeling maize water-use under Mediterranean conditions. *Agricultural Water Management*, 66: 205-219.
- van der MOLEN, W. H. (1988). Hydrology of natural wetlands and wet nature reserves. *Agricultural Water Management*, 14: 357-364.
- VILLANUEVA, A. O. N. (1997). Simulação de áreas de inundação dinâmicas: canais compostos e wetlands. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Tese de Doutorado, 125 pp.
- VILLANUEVA, A. O. N., MOTTA MARQUES, D., TUCCI, C. E. (2000). The Taim wetland conflict: a compromise between environment conservation and irrigation. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, IPH, Brazil, 13 pp.
- VOROSMARTY, C. J., FEDERER, C. A., SCHLOSS, A. L. (1998). Potential evaporation functions compared on US watersheds: Possible implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. *Journal of Hydrology*, 207: 147-169.
- WALLACE, J. S. (1995). Calculating evaporation: resistance to factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73: 353-366.
- WALTON, R., CHAPMAN, R. S., DAVIS, J. E. (1996). Development and application of the wetlands dynamic water budget model. *Wetlands*, 16 (3): 347-357.
- WARD, A. L., WHITE, M. D., FREEMAN, E. J., ZHANG, Z. F. (2005). STOMP: Subsurface Transport Over Multiple Phases. Version 1.0. Addendum: Sparse Vegetation Evapotranspiration Model for the Water-Air-Energy Operational Mode. Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Prepared for the U.S. Department of Energy, September 2005.
- WATERLOO, M. J., BRUIJNZEEL, L. A., VUGTS, H. F., RAWAQA, T. T. (1999). Evaporation from *Pinus caribaea* plantations on former grassland soils under maritime tropical conditions. *Water Resources Research*, 35 (7): 2133-2144.
- WETZEL, R. G. (1993). *Limnología*. Lisboa, Portugal, Fundação Calouste Gulbenkian, 919 pp.
- WILLMOTT, C. J. (1982). Some Comments on the Evaluation on Model Performance. *Bulletin American Meteorological Society*, 63 (11): 1309-1313.
- WILSON, K. B., BALDOCCHI, D. D., AUBINET, M. (2002). Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. *Water Resources Research*, 38 (12): 1294-1304.

- WINTER, T. C., ROSENBERRY, D. O., STURROCK, A. M. (1995). Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research*, 31 (4): 983-993.
- XIAOYING, L., ERDA, L. (2005). Performance of the Priestley-Taylor equation in the semiarid climate of North China. *Agricultural Water Management*, 71: 1-17.
- XU, C. Y., CHEN, D. (2005). Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrological Processes*, 19: 3717-3734.
- YIN, Z. Y., BROOK, G. A. (1992). Evapotranspiration in the Okefenokee Swamp watershed: a comparison of temperature-based and water balance methods. *Journal of Hydrology*, 131: 293-312.
- ZIEMER, R. R. (1979). Evaporation and Transpiration. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 17 (6): 1175-1186.
- ZIMMERMANN, E. D. (2000). Evaporación, Transpiración y Evapotranspiración em Orsolini, H. E., Zimmermann, E. D., Basile, P. A. *Hidrologia: Procesos y Métodos*, 65-89. Rosario, UNR Editora, 319 pp.

ANEXO 1: Unidades e parâmetros físicos

A.1.1. Equivalências entre unidades

Radiação: $1 \text{ W.m}^{-2} = 0,0864 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1} = 2,0636 \text{ cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1} = 0,035 \text{ mm.dia}^{-1}$

Pressão: $1 \text{ kPa} = 10 \text{ mbar} = 7,5 \text{ mmHg}$

Velocidade do vento: $1 \text{ m.s}^{-1} = 3,6 \text{ km.hora}^{-1} = 86,4 \text{ km.dia}^{-1} = 2,2369 \text{ MPH} = 53,6865 \text{ MPD}$

Temperatura: $^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} \cdot (^{\circ}\text{F} - 32)$; $\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273,16$

A.1.2. Parâmetros físicos utilizados

Calor latente de vaporização (λ):

$$\lambda = 2,501 - (0,002361 \cdot T_w) \quad (\text{A1.1})$$

na qual λ é o calor latente de vaporização [MJ.kg^{-1}], e T_w é a temperatura da água [$^{\circ}\text{C}$]. Para fins práticos pode ser considerado constante, e igual a $2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$.

Constante psicrométrica (γ):

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{1000 \cdot \epsilon \cdot \lambda} = 0,00163 \cdot \frac{P}{\lambda} \quad (\text{A1.2})$$

sendo γ a constante psicrométrica [$\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$]; c_p o calor específico do ar úmido igual a $1,013 \text{ [kJ.kg}^{-1}.\text{}^{\circ}\text{C}^{-1}]$; P a pressão atmosférica [kPa]; ϵ a razão de peso molecular entre o vapor de água e o ar seco igual a $0,622$.

Pressão de saturação do vapor (e_s):

$$e_s = 0,6108 \cdot \text{EXP} \left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3} \right) \quad (\text{A1.3})$$

em que e_s é a pressão de saturação do vapor [kPa] à temperatura do ar T .

Declividade da curva de pressão de vapor (Δ): representa o coeficiente angular da curva que relaciona pressão de saturação do vapor e temperatura:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot es}{(T + 237,3)^2} = \frac{4098 \cdot \left[0,6108 \cdot \text{EXP} \left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3} \right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{A1.4})$$

onde Δ é a declividade da curva pressão de vapor [$\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$] à temperatura do ar T.

Densidade atmosférica (ρ):

$$\rho = \frac{1000 \cdot P}{T_{Kv} \cdot R} = 3,486 \cdot \frac{P}{T_{Kv}} \quad (\text{A1.5})$$

$$T_{Kv} = T \cdot \left(1 - 0,378 \cdot \frac{ea}{P} \right)^{-1} \quad (\text{A1.6})$$

em que ρ é a densidade atmosférica [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]; T_{Kv} é a temperatura virtual [K]; R é a constante específica do gás [$287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]; T é a temperatura absoluta do ar [K]; ea é a pressão de vapor [kPa] á temperatura de orvalho Td.

Radiação solar extraterrestre (Ra): é a radiação solar recebida no topo da atmosfera sobre uma superfície horizontal.

$$Ra = \frac{1440}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \text{sen}(\varphi) \cdot \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \text{sen}(\omega_s)] \quad (\text{A1.7})$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos \left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J \right) \quad (\text{A1.8})$$

$$\delta = 0,409 \cdot \text{sen} \left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J - 1,39 \right) \quad (\text{A1.9})$$

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \quad (\text{A1.10})$$

sendo Ra a radiação solar extraterrestre [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$]; G_{sc} a constante solar [$0,082 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$]; d_r a inversa da distância relativa entre o Sol e a Terra [adimensional]; ω_s o ângulo na hora do pôr do sol [rad]; φ a latitude do local [rad]; δ o ângulo de declinação solar [rad]; e J o número do dia do ano [entre 1 e 365 ou 366].

Radiação solar de onda curta (Rs): é a quantidade de radiação que chega a um plano horizontal. Também é conhecida como radiação global, sendo a soma da radiação solar de onda curta mais a radiação difusa do céu. A relação entre a radiação solar extraterrestre e a radiação solar de onda curta pode ser expressa mediante a fórmula de Angstrom (Doorenbos e Pruitt, 1977; Allen et al., 1998):

$$R_s = \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a \quad (\text{A1.11})$$

em que R_s é a radiação solar ou radiação de onda curta [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$]; n são as horas diárias de luz solar [hs]; N é o máximo diário possível de horas de luz [hs]; a_s e b_s são parâmetros que variam em função das condições atmosféricas, da latitude e da época do ano [adimensionais]. Allen et al. (op cit.) sugerem $a_s = 0,25$ e $b_s = 0,50$, enquanto para o caso de Rio Grande do Sul, Tucci e Beltrame (2002) recomendam $a_s = 0,23$ e $b_s = 0,48$.

Radiação solar líquida de onda curta (Rns): é a porção da radiação solar R_s que não é refletida a partir da superfície. A parcela de radiação que é refletida é representada pelo albedo α , função da declividade do terreno e da superfície.

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (\text{A1.12})$$

Radiação terrestre líquida de onda longa (Rnl): a superfície da terra emite e recebe radiação de ondas longas, e a diferença entre elas é chamada de radiação líquida de onda longa R_{nl} . Como a radiação de onda longa que sai é quase sempre maior que a radiação de onda longa entrante, R_{nl} representa uma perda de energia. No cálculo dessa energia, utiliza-se a lei de Stefan-Boltzmann aplicada tanto à superfície evaporante como à atmosfera (Brutsaert, 1982):

$$R_{nl} = R_{lu} - R_{ld} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 - \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 = (1 - \epsilon_a) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (\text{A1.13})$$

onde ϵ_s é a emissividade da superfície [assume-se $\epsilon_s = 1$]; σ é a constante de Stefan-Boltzmann [$5,72 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$]; T_s é a temperatura absoluta da superfície [K]; ϵ_a é a emissividade da atmosfera [adimensional]; T_a é a temperatura absoluta do ar [K]. Brunt, em 1939, desenvolveu uma expressão para o cálculo da ϵ_a em condições de céu sem nuvens (De Bruin e Stricker, 2000):

$$\epsilon_a = a + b \cdot \sqrt{ea} \quad (\text{A1.14})$$

sendo **ea** a pressão de vapor a 2 m de altura [mbar], e **a** e **b** parâmetros que devem ser ajustados ao local de interesse. Brunt obteve **a** = 0,52 e **b** = 0,065; enquanto a FAO fornece **a** = 0,66 e **b** = 0,0443 para e_a em mbar. Para considerar a presença de nuvens, Penman introduziu um outro termo função da relação n/N , obtendo:

$$Rnl = \left[1 - (a + b \cdot \sqrt{ea})\right] \cdot \sigma \cdot T^4 \cdot \left[c + d \cdot \left(\frac{n}{N}\right)\right] \quad (\text{A1.15})$$

em que **c** = 0,1 e **d** = 0,9.

Radiação líquida (Rn): é o saldo entre a radiação líquida de onda curta Rns e a radiação líquida de onda longa Rnl . Considerando as equações A1.11. a A1.15, a equação da radiação líquida fica:

$$Rn = Rns - Rnl = (1 - \alpha) \cdot Rs - \left[1 - (a + b \cdot \sqrt{ea})\right] \cdot \left[c + d \cdot \left(\frac{n}{N}\right)\right] \sigma T^4 \quad (\text{A1.16})$$

ANEXO 2: Fórmulas clássicas de ET empregadas

Este anexo foi elaborado com o objetivo de unificar os diferentes critérios e fórmulas encontradas no processo da revisão bibliográfica. Seu uso não está limitado à vegetação de banhados, mas sua implementação deve ser desenvolvida com cuidado e em função do que se precisa calcular. Por outro lado, não se procura fazer um desenvolvimento teórico completo sobre os diferentes cálculos, pelo que só serão apresentados os cálculos necessários em função dos dados meteorológicos disponíveis. As fórmulas foram classificadas segundo o requerimento de dados para sua utilização, definindo cinco grupos função de: (a) temperatura; (b) déficit de saturação do ar; (c) radiação solar; (d) método de combinação; (e) relação complementar.

A.2.1. Métodos baseados na temperatura

Os métodos baseados na temperatura são equações empíricas que substituem a quantidade de energia disponível pela temperatura, com o fim de calcular a evapotranspiração de referência. Não obstante, não existe uma relação unívoca entre a energia e a temperatura. Isto limita a generalidade dos seguintes métodos baseados na temperatura. A calibração local dos métodos pode prover alguma medida de exatidão (Jacobs e Satti, 2001).

Blaney-Criddle versão FAO-24 (Doorenbos e Pruitt, 1977)

O método original foi desenvolvido em 1950 por Blaney e Criddle, mas aqui é analisada uma adaptação proposta pelo documento conhecido como FAO-24. A pesar de este método ser baseado na temperatura, a modificação introduzida pela FAO requer medições ou estimativas de umidade relativa mínima, horas de luz e velocidade diurna do vento. A fórmula de Blaney Criddle original é:

$$ET = K_c \cdot ET_o \quad (\text{A2.1})$$

$$ET_o = K \cdot f = K \cdot p \cdot [(0,4572 \cdot T) + 8,128] \quad (\text{A2.2})$$

onde **ET** é a taxa de evapotranspiração real [mm.dia⁻¹]; **K_c** é o coeficiente da cultura [adimensional]; **ET_o** é a taxa de evapotranspiração de referência [mm.dia⁻¹]; **K** é o coeficiente de uso consuntivo da cultura, determinado empíricamente [adimensional]; **f** é o fator de uso consuntivo [adimensional]; **p** é a percentagem diária de horas de luz respeito do total de horas de luz anuais [%]; **T** é a temperatura do ar [°C].

A metodologia da FAO fornece o valor de ETo em função do fator f e das variáveis umidade relativa mínima, horas de luz e velocidade diurna do vento através de várias gráficas (Doorenbos e Pruitt, 1977, pág. 16). Após determinar o valor de ETo, pode-se prever a taxa de ET segundo um coeficiente K_c adequado dependendo da cultura em estudo (Doorenbos e Pruitt, op cit., pág. 86). Para evitar o uso de nomogramas e permitir a sistematização dos cálculos, Frevert et al. (1983) apud Pereira et al. (1997) fornecem uma modificação do método proposto pela FAO:

$$ET_o = a + b \cdot f = a + b \cdot p \cdot (0,4572 \cdot T + 8,128) \quad (\text{A2.3})$$

Respeito da expressão do coeficiente a , existem discrepâncias na bibliografia consultada. A seguir são apresentadas as três equações achadas para esse fator:

$$a = (0,0043 \cdot UR_{\min}) - \frac{n}{N} - 1,41 \quad , \quad (\text{Pereira et al., 1997}) \quad (\text{A2.4})$$

$$a = \left(0,0043 \cdot UR_{\min} \cdot \frac{n}{N} \right) - 1,41 \quad , \quad (\text{Mohan, 1991}) \quad (\text{A2.5})$$

$$a = \left(0,043 \cdot UR_{\min} \cdot \frac{n}{N} \right) - 1,41 \quad , \quad (\text{Sanij et al., 2004}) \quad (\text{A2.6})$$

$$b = a_0 + a_1 \cdot UR_{\min} + a_2 \cdot \frac{n}{N} + a_3 \cdot Ud + a_4 \cdot UR_{\min} \cdot \frac{n}{N} + a_5 \cdot UR_{\min} \cdot Ud \quad (\text{A2.7})$$

$$a_0 = 0,81917 \quad , \quad a_1 = -0,0040922 \quad , \quad a_2 = 1,0705 \quad (\text{A2.8})$$

$$a_3 = 0,065649 \quad , \quad a_4 = -0,0059684 \quad , \quad a_5 = -0,0005967$$

em que UR_{\min} é a umidade relativa mínima diária do ar [%]; Ud é a velocidade média diurna do vento [$m \cdot s^{-1}$].

Blaney-Morin (Duru, 1984)

Em 1942, esses autores propuseram um modelo de evapotranspiração relativamente simples:

$$ET_p = \frac{p}{100} \cdot [(0,4572 \cdot T) + 8,128] \cdot (H - UR^m) \quad (\text{A2.9})$$

onde **ETp** é a evapotranspiração potencial [mm.dia⁻¹]; **H** é uma constante empírica [520 no modelo original]; **UR** é a umidade relativa média diária [%]; e **m** é uma constante empírica [1,31 no modelo original].

Camargo (Camargo e Camargo, 2000)

Sugerida por Camargo em 1971, extremamente simples, estima a evapotranspiração potencial em função da temperatura média do ar e da radiação solar extraterrestre:

$$ETp = K \cdot Ra \cdot T \quad (\text{A2.10})$$

sendo **K** um fator de ajuste função da temperatura, que varia entre 0,010 para T < 23,5 °C e 0,013 para T > 27,5 °C.

Hamon (Lu et al., 2005; Oudin et al., 2005)

Desenvolvida por Hamon no ano 1963, utiliza como variáveis a temperatura média do ar e a quantidade de horas diurnas. Na bibliografia consultada foram achadas duas expressões para a mesma equação:

$$ETp = K \cdot 35,78 \cdot \left(\frac{n}{12}\right) \cdot \frac{es}{(T + 273,3)} \quad , \quad (\text{Lu et al., 2005}) \quad (\text{A2.11})$$

$$ETp = \left(\frac{n}{12}\right)^2 \cdot EXP\left(\frac{T}{16}\right) \quad , \quad (\text{Oudin et al., 2005}) \quad (\text{A2.12})$$

em que **K** é um coeficiente de calibração, Lu et al. (2005) sugeriram K=1,2.

Hargreaves e Samani (Pereira et al., 1997)

Estes autores desenvolveram esta fórmula no ano 1985, simplificando a fórmula original de Hargreaves baseada na radiação global que consistiu em considerar só como uma função das temperaturas máxima e mínima:

$$ETo = 0,0023 \cdot \frac{Ra}{\lambda} \cdot (T + 17,8) \cdot \sqrt{T_{\max} - T_{\min}} \quad (\text{A2.13})$$

em que **Tmax** é a temperatura máxima diária do ar [°C]; e **Tmin** é a temperatura mínima diária do ar [°C].

Ivanov (Dorfman, 1977)

Método desenvolvido em 1954, sendo função da temperatura média do ar e da umidade relativa:

$$ETp = \frac{0,0018}{Fm} \cdot (25 + T)^2 \cdot (100 - UR) \quad (\text{A2.14})$$

na qual **ETp** é a evapotranspiração potencial [mm.mês⁻¹]; e **Fm** é um fator que indica a quantidade de dias do mês analisado para obter a taxa de evapotranspiração diária.

Linacre (Berlato e Molion, 1981; Dolan et al., 1984)

Linacre em 1977, baseado em correlações achadas entre os diversos fatores meteorológicos, simplificou a equação de Penman estimando a evaporação e a evapotranspiração potencial apenas com base em dados geográficos (Latitude e Altitude) e a temperatura do ar.

$$ETp = \frac{\frac{500 \cdot Tm}{100 - lat} + 15 \cdot (T - Td)}{80 - T} \quad (\text{A2.15})$$

$$Tm = T + 0,006 \cdot alt \quad (\text{A2.16})$$

onde **Tm** é o equivalente ao nível do mar da temperatura do ar [°C]; **lat** é a latitude do local [graus decimais]; **Td** é a temperatura do ponto de orvalho [°C], e **alt** é a altitude do local [m].

McCloud (Jacobs e Satti, 2001)

Desenvolvida por McCloud em 1955, para prever a evapotranspiração potencial de hipódromos e de campos de golfe, sendo ainda utilizada. A equação, baseada em valores médios diários de temperatura pode ser calculada da seguinte maneira:

$$ETp = 25,4 \cdot K \cdot W^{(1,8 \cdot T)} \quad (\text{A2.17})$$

onde **K** é uma constante igual a 0,01; e **W** é uma constante igual a 1,07.

McGuinness-Bordne (Oudin et al., 2005)

Desenvolvida em 1972, sendo função da temperatura média do ar e da radiação solar extraterrestre que atinge a Terra:

$$ETp = \left(\frac{Ra}{\lambda} \right) \cdot \left(\frac{T + 5}{68} \right) \quad (\text{A2.18})$$

Romanenko (Oudin et al., 2005)

Criada em 1961, utiliza só dados de temperatura e pressão de vapor de saturação do ar:

$$ETp = 4,5 \cdot \left(1 + \frac{T}{25} \right)^2 \cdot \left(1 - \frac{ea}{es} \right) \quad (\text{A2.19})$$

Thornthwaite (Pereira e Pruitt, 2004)

A seguir é apresentada a fórmula de Thornthwaite modificada para ser utilizada em períodos diários. O conjunto de equações desenvolvido por Thornthwaite em 1948 é o seguinte:

$$ETp = 16 \cdot \left(10 \cdot \frac{T_{men}}{I} \right)^a \quad (\text{A2.20})$$

$$I = \sum_{n=1}^{12} \left(\frac{T_n}{5} \right)^{1,514} \quad (\text{A2.21})$$

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239 \quad (\text{A2.22})$$

em que **ETp** é a evapotranspiração potencial mensal para um mês padrão com 30 dias e 12 hs de fotoperíodo [mm.mês^{-1}]; **Tmen** é a temperatura média mensal [$^{\circ}\text{C}$]; **I** é um índice térmico função do regime de temperatura de longo período (normal); **Tn** é a temperatura média mensal de longo período [$^{\circ}\text{C}$]; e **a** é um coeficiente função do índice I.

Uma primeira modificação para poder utilizar esta formulação com base diária, é a introdução de um coeficiente **C** que leva em conta o fotoperíodo, quer dizer, a quantidade de horas de sol diária, ficando então a evapotranspiração potencial diária como:

$$ETp = C \cdot 16 \cdot \left(10 \cdot \frac{T}{I}\right)^a = \frac{n}{360} \cdot 16 \cdot \left(10 \cdot \frac{T}{I}\right)^a \quad (\text{A2.23})$$

Camargo et al. (1999) apud Pereira e Pruitt (2004) observaram que a efetividade da equação de Thornthwaite, para período mensal, aumentava ao mudar a temperatura média diária **T** pela temperatura efetiva **Tef**, sendo esta igual a:

$$Tef = k \cdot (T + A) \quad , \quad A = T_{\max} - T_{\min} \quad (\text{A2.24})$$

sendo **k** uma constante a ajustar no local (0,69 a 0,72); e **A** a amplitude térmica igual à diferença das temperaturas máxima e mínima.

Não entanto, os autores afirmam que para dois dias quaisquer com a mesma temperatura, mas com diferente fotoperíodo **N** é correto pensar que a taxa de evapotranspiração seja diferente. Eles propõem corrigir a temperatura efetiva **Tef**, introduzindo a razão dia-noite:

$$Tef^* = Tef \cdot \frac{n}{24 - n} \quad , \quad T \leq Tef^* \leq T_{\max} \quad (\text{A2.25})$$

A.2.2. Métodos baseados no déficit de saturação do ar

Segundo Tanner (1972) apud Berlato e Molion (1981) a fórmula mais antiga para estimativa da evaporação foi proposta por Dalton em 1793. Essa fórmula postula que a taxa de evaporação é proporcional à diferença entre a pressão de vapor na superfície evaporante (água, solo ou vegetação) e a pressão de vapor na camada vizinha de ar (Thornthwaite e Holzman, 1939):

$$E = f(u) \cdot (e_0 - e_2) \quad (\text{A2.26})$$

onde **E** é a taxa de evaporação; **f(u)** é uma função de ajuste que geralmente inclui a velocidade média horizontal do vento; **e₀** é a pressão parcial de vapor à temperatura da superfície da água; e **e₂** é a pressão parcial de vapor no ar a 2 m sobre o nível do solo.

O termo **f(u)** considera diferentes parâmetros que afetam o processo de evaporação como as características físicas dos arredores e do clima, o tamanho da superfície evaporante e a sazonalidade (Parkhurst et al., 1998); ao passo que Brutsaert (1982) aconselha obter a função **f(u)** para cada local em particular.

de Bruin (de Bruin, 1978)

A evaporação de uma superfície de água pode ser estimada, assumindo que o valor de α (coeficiente de Priestley e Taylor) permanece constante e igual a 1,26; conhecendo além disso a temperatura, o déficit de saturação do ar e a velocidade do vento:

$$E = \frac{1}{\lambda} \cdot \left(\frac{\alpha}{\alpha - 1} \right) \cdot \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \cdot Ea \quad (\text{A2.27})$$

$$Ea = f(u) \cdot (es - ea) \quad (\text{A2.28})$$

$$f(u) = 2,9 + (2,1 \cdot u_2) \quad (\text{A2.29})$$

sendo **E** a taxa de evaporação efetiva [mm.dia⁻¹]; **α** o coeficiente de Priestley e Taylor [adimensional e igual a 1,26]; **Ea** o poder evaporante do ar [W.m⁻²]; **es** a pressão de saturação do vapor à temperatura do ar [mbar]; **ea** a pressão de saturação do vapor à temperatura Td [mbar]; **f(u)** uma função que depende da velocidade do vento [W.m⁻².mbar⁻¹]; e **u₂** a velocidade horizontal do vento medida a 2 m por cima da superfície [m.s⁻¹].

Lungeon (Zimmermann, 2000)

Esta equação, desenvolvida no ano 1928, é função do déficit de saturação do ar, da temperatura média e da pressão média do ar:

$$ETp = 0,398 \cdot (es - ea) \cdot \left(\frac{273 + T}{273} \right) \cdot \left(\frac{760}{P - es} \right) \quad (\text{A2.30})$$

as unidades das pressões **P**, **es** e **ea** são mmHg.

Meyer (Zimmermann, 2000)

Equação desenvolvida por Meyer em 1915, frequentemente empregada pelos anglo-saxões, que mede a evaporação média mensal de um tanque evaporimétrico ou de uma camada de água livre em função do déficit higrométrico médio e a velocidade média do vento:

$$ETp = C \cdot (es - ea) \cdot (1 + 0,06 \cdot u_2) \quad (\text{A2.31})$$

onde **C** é um coeficiente empírico igual a 15 para tanques evaporimétricos ou lagos rasos e igual a 11 para depósitos e lagos profundos [adimensional]. As unidades das pressões **es** e **ea** são mmHg.

Papadakis (Winter et al., 1995)

Em 1961, Papadakis publica um conjunto de tabelas climatológicas incluindo valores estimados de evapotranspiração potencial mensal para 2400 locais de todo o mundo:

$$ETp = 5,625 \cdot [e_{o_{max}} - (e_{o_{min}} - 2)] \quad (\text{A2.32})$$

em que **e_{o_{max}}** é a pressão de saturação do vapor [mbar] calculada para Tmax; e **e_{o_{min}}** é a pressão de saturação do vapor [mbar] calculada para Tmin.

Transporte de massa (Berlato e Molion, 1981; Winter et al., 1995)

A mais antiga fórmula para estimar a evaporação foi proposta por Dalton, publicada em 1793. A fórmula de Dalton prediz a evaporação como função da pressão do vapor e da velocidade do vento:

$$E = C \cdot u_2 \cdot (es - ea) \quad (\text{A2.33})$$

onde **C** é o coeficiente de transferência de massa [adimensional]. As unidades das pressões **es** e **ea** são mbar.

Fórmula dos serviços hidrológicos da URSS (Zimmermann, 2000)

Resultante de observações efetuadas em tanques evaporimétricos de superfície compreendida entre 20 e 100 m²:

$$ETp = 0,2 \cdot (es - ea) \cdot (1 + 0,072 \cdot u_2) \quad (\text{A2.34})$$

na qual as unidades das pressões **es** e **ea** são mmHg.

A.2.3. Métodos baseados na radiação solar

O processo de evapotranspiração é controlado pela energia disponível e a habilidade da água evaporada de ser transferida desde a superfície evaporante. O processo de transferência é uma função da velocidade do vento e da quantidade de vapor d'água no ar

perto da superfície. Priestley e Taylor em 1972 demonstraram que para uma superfície bem suprida de água e de grande extensão, o processo de evapotranspiração é bem descrito pela radiação líquida, a temperatura e a pressão. Os métodos de radiação utilizam uma medida da radiação solar acoplada com a temperatura do ar para prever a evapotranspiração. A radiação solar pode ser utilizada diretamente para estimar a evapotranspiração ou indiretamente para prover uma estimativa da radiação líquida disponível.

Abtew (Oudin et al., 2005)

Abtew obteve em 1996 esta fórmula baseada basicamente na radiação solar recebida:

$$ETp = \frac{0,53}{\lambda} \cdot R_s \cdot (1 - \alpha) \quad (\text{A2.35})$$

sendo R_s a radiação solar recebida que atinge a terra [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$]; α o albedo da superfície evaporante [adimensional]; e $0,53$ a constante ajustada no local de desenvolvimento.

Blaney-Criddle, modelo AGMOD (Jacobs e Satti, 2001)

O modelo de AGMOD Blaney-Criddle estima a evapotranspiração pela correlação entre a temperatura média mensal e a percentagem de luz diária. Shih em 1977 demonstrou que o método modificado de Blaney-Criddle fornecia resultados mais acurados na Flórida usando a radiação solar e coeficientes de cultura modificados. O método aqui descrito substitui a percentagem de horas diurnas mensais p , pela percentagem mensal da radiação solar anual recebida. Os coeficientes de cultura para este método encontram-se perto do 85% dos coeficientes originais do método de Blaney-Criddle. A fórmula da evapotranspiração potencial para culturas é dada por:

$$ETp = \frac{K_c \cdot (0,791 \cdot T + 6,086) \cdot (1,8 \cdot T + 32) \cdot R_p}{100} \quad (\text{A2.36})$$

onde K_c é o coeficiente da cultura dependente do estágio de crescimento [adimensional]; e R_p é a razão entre a radiação solar diária recebida e a radiação total anual [%].

Razão de Bowen (Berlato e Molion, 1981)

O método do balanço de energia pode ser expresso em função da razão de Bowen segundo:

$$E = \frac{1}{\lambda} \cdot \left(\frac{Rn}{1 + \beta} \right) \quad (\text{A2.37})$$

$$\beta = \gamma \cdot \left(\frac{T_0 - T_1}{e_0 - e_1} \right) \quad (\text{A2.38})$$

onde β é a relação de Bowen [adimensional]; T_0 é a temperatura média diária da superfície evaporante a uma altura z_0 [°C]; T_1 é a temperatura média diária do ar a uma altura z_1 [°C]; e_0 é a pressão de vapor da superfície evaporante a uma altura z_0 [kPa]; e e_1 é a pressão de vapor do ar a uma altura z_1 [kPa].

CERES-Wheat (Howell et al., 1995)

Desenvolvido por Jones e Kiniry em 1986, este modelo calcula a evapotranspiração potencial em função das temperaturas diárias máxima e mínima, da radiação solar recebida e do albedo da superfície evaporante:

$$ETeq = Rs \cdot (0,004872 + 0,004371 \cdot \alpha) \cdot (Tc + 29) \quad (\text{A2.39})$$

$$Tc = (0,6 \cdot T \text{ max}) + (0,4 \cdot T \text{ min}) \quad (\text{A2.40})$$

$$ET = [0,05 \cdot (T \text{ max} - 24) + 1,1] \cdot ETeq \quad , \quad \text{para } T \text{ max} > 24 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (\text{A2.41})$$

$$ET = 1,1 \cdot ETeq \quad , \quad \text{para } 5 \text{ } ^\circ\text{C} \leq T \text{ max} \leq 24 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (\text{A2.42})$$

onde $E\mathbf{T}eq$ é a evapotranspiração de equilíbrio [mm.dia⁻¹]; Tc é a temperatura do ar no período de horas de luz [°C]; $T\mathbf{máx}$ é a temperatura máxima diária [°C]; $T\mathbf{mín}$ é a temperatura mínima diária [°C].

de Bruin e Keijman (de Bruin e Holtslag, 1982)

Esta equação, desenvolvida em 1982, pode ser apresentada da seguinte forma:

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \left[\alpha' \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot Rn + \beta' \right] \quad (\text{A2.43})$$

onde α' e β' são constantes empíricas, os autores recomendam $\beta' = 20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; e $\alpha' = 0,95$ para período úmido e $0,65$ para período seco.

Hargreaves (Jacobs e Satti, 2001)

Computa a evapotranspiração de referência diária para grama, onde a disponibilidade de dados climatológicos é limitada. Desenvolvido em Davis, Califórnia com base num estudo de grama em lisímetro:

$$ET_o = 0,0135 \cdot \frac{R_s}{\lambda} \cdot (T + 17,8) \quad (\text{A2.44})$$

Hicks e Hess (de Bruin e Keijman, 1979)

Introduzida no ano 1977, Hicks e Hess propuseram a seguinte equação:

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \left(\frac{\Delta}{a \cdot \Delta + b \cdot \gamma} \right) \cdot R_n \quad (\text{A2.45})$$

na qual **a** e **b** são constantes empíricas, os autores citam $0,85 \leq a \leq 0,95$; e $b = 0,63$.

Jensen-Haise (Winter et al., 1995; Federer et al., 1996)

Estes autores apresentaram um método baseado na temperatura e a radiação solar. A relação proposta é dada por:

$$ET = \frac{R_s}{\lambda} \cdot \left(\frac{T}{40} + 0,078 \right) \quad (\text{A2.46})$$

Makkink (Berlato e Molion, 1981)

Utilizando a radiação global R_s , Makkink expressou a ETp como:

$$ET_p = \left[0,61 \cdot \frac{R_s}{\lambda} \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \right] - 0,12 \quad (\text{A2.47})$$

Priestley e Taylor (Berlato e Molion, 1981)

Conforme demonstraram Priestley e Taylor em 1972, a evaporação de superfícies saturadas em uma atmosfera não saturada, que é a condição normal na natureza, pode ser expressa mediante a seguinte fórmula:

$$E = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot \frac{Rn}{\lambda} \quad (\text{A2.48})$$

onde α é uma constante empírica, Priestley e Taylor adotaram $\alpha = 1,26$ [adimensional].

Radiação Solar, FAO 24 (Doorenbos e Pruitt, 1977)

Doorenbos e Pruitt (1977) adaptaram o método de Makkink substituindo os coeficientes 0,61 e 0,12 por um parâmetro c , função da umidade relativa do ar e da velocidade do vento. A relação sugerida por eles para calcular a evapotranspiração da cultura de referencia ET_o é a seguinte:

$$ET_o = c \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot \frac{R_s}{\lambda} \quad (\text{A2.49})$$

onde ET_o é a evapotranspiração da cultura de referencia [mm.dia⁻¹]; e c é o coeficiente que representa a inclinação da reta de regressão. Para automatizar os cálculos, Frevert et al. (1983) apud Pereira et al. (1997) desenvolveram um sistema de equações de regressão múltipla:

$$ET_o = \left[c_1 \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot \frac{R_s}{\lambda} \right] - 0,3 \quad (\text{A2.50})$$

$$c_1 = a_0 + a_1 \cdot UR + a_2 \cdot Ud + a_3 \cdot UR \cdot Ud + a_4 \cdot UR^2 + a_5 \cdot Ud^2 \quad (\text{A2.51})$$

$$a_0 = 1,0656, a_1 = -0,0012795, a_2 = 0,044953, a_3 = -0,00020033 \quad (\text{A2.52})$$

$$a_4 = -0,000031508, a_5 = -0,0011026$$

em que UR é a umidade relativa média do ar [%], e Ud é a velocidade média do vento no período diurno medida a 2 m de altura [m.s⁻¹].

Radiação global R_s medida (Tomar e O'Toole, 1980)

Estes autores desenvolveram uma equação que utiliza uma combinação linear da radiação global recebida:

$$ET = K_1 + (K_2 \cdot R_s) \quad (\text{A2.53})$$

sendo K_1 e K_2 são duas constantes empíricas, estes pesquisadores fornecem diferentes pares de valores, por exemplo $K_1 = 0,9$ y $K_2 = 0,0115$.

Radiação líquida (de Bruin e Stricker, 2000)

Posto que a radiação é a principal variável que influi sobre a evapotranspiração, é lógico pensar como uma primeira aproximação para o cálculo da taxa de evapotranspiração uma função que seja o valor da radiação líquida multiplicado por uma constante:

$$ET = K_1 \cdot \frac{Rn}{\lambda} \quad (\text{A2.54})$$

sendo K_1 uma constante empírica a ajustar, os autores obtiveram $K_1 = 0,86$.

Radiação e temperatura (Abtew, 1996; Oudin et al., 2005)

A seguir são apresentadas duas equações que fornecem uma estimativa da taxa de evapotranspiração, em função da temperatura máxima diária e da radiação solar de onda curta a primeira, e em função da temperatura média diária e da radiação solar extraterrestre diária a segunda:

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \left(\frac{R_s \cdot T_{\max}}{K_1} \right) \quad (\text{A2.55})$$

$$ETp = \frac{Ra}{\lambda} \cdot \left(\frac{T + 5}{100} \right) \quad (\text{A2.56})$$

onde K_1 é uma constante empírica a ajustar, o autor obteve $K_1 = 56 \text{ }^\circ\text{C}$.

Slatyer e McIlroy (Crago e Brutsaert, 1992)

A evaporação de equilíbrio (Eeq) definida por eles, é idealmente a evaporação de uma superfície úmida sem advecção; sendo isto uma situação não real, às vezes é utilizada:

$$Eeq = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot Rn \quad (\text{A2.57})$$

Stephens-Stewart (Winter et al., 1995)

Esta equação é função da radiação solar e da temperatura:

$$ETp = [(0,01476 \cdot T) + 0,0724] \cdot \left(\frac{R_s}{1500} \right) \cdot 25,4 \quad (\text{A2.58})$$

em que **ET_p** é a evapotranspiração potencial [mm.dia⁻¹]; e **Rs** é a radiação solar recebida que atinge a terra [cal.cm⁻².dia⁻¹].

Tanner e Pelton (Berlato e Molion, 1981)

Eles derivaram uma equação para a estimativa da ET_p baseada apenas no saldo de radiação, para as condições de Wisconsin usando uma consorciação de alfafa e bromo. A relação é dada por:

$$ET_p = 1,12 \cdot R_n - 0,11 \quad (\text{A2.59})$$

em que **R_n** é o saldo de radiação [mm.dia⁻¹].

Turc (Jacobs e Satti, 2001; Abtew, 1996)

Desenvolvido por este pesquisador no ano 1961 no oeste da Europa para regiões onde a umidade relativa é maior do que 50%, a evapotranspiração potencial é expressa como:

$$ET_o = a_r \cdot 0,013 \cdot \frac{T}{T + 15} \cdot (0,0239 \cdot R_s + 50) \quad (\text{A2.60})$$

$$a_r = 1 + \left(\frac{50 - UR}{70} \right) , \quad \text{para } Ur < 50 \% \quad (\text{A2.61})$$

onde **a_r** é um coeficiente dependente da umidade relativa do ar [adimensional]; e **UR** é a umidade relativa média diária do ar [%].

A.2.4. Métodos combinados

Os métodos combinados estão baseados na equação de combinação original que Penman desenvolveu em 1948, consistente em dois termos; o termo de radiação e o termo aerodinâmico. Os métodos de combinação requerem mais dados que os métodos anteriores incluindo radiação líquida, temperatura do ar, velocidade do vento e umidade relativa. As equações do tipo de combinação fornecem os melhores resultados para uma variedade de superfícies vegetadas e climas; e suas aplicações são apropriadas para aqueles locais onde dados medidos de temperatura, vento e horas do sol ou radiação estão disponíveis.

Penman 1948 (Penman, 1948; Jacobs e Satti, 2001)

A clássica equação de Penman é uma equação de combinação que considera os aspectos de energia e aerodinâmicos no processo de evapotranspiração. No entanto, ela contém uma função de vento empírica.

$$E_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(u) \cdot (e_s - e_a) \quad (\text{A2.62})$$

sendo **E_o** a taxa de evaporação para uma superfície de água livre [mm.dia⁻¹]; **Δ** a declividade da curva pressão de saturação de vapor-temperatura [KPa.°C⁻¹]; **γ** a constante psicrométrica [KPa.°C⁻¹]; **R_n** a radiação líquida [MJ.m⁻².d⁻¹]; **G** o fluxo de calor absorvido pelo solo [MJ.m⁻².d⁻¹]; **f(u)** uma função do vento; **e_s** a pressão de saturação do vapor do ar [mmHg]; **e_a** a pressão atual do vapor do ar [mmHg]; e **u** a velocidade do vento [mpd]. A função de vento dada por Penman em 1948 é:

$$f(u) = 0,35 \cdot (1 + 0,0098 \cdot u_2) \quad (\text{A2.63})$$

onde **u₂** é a velocidade do vento a uma altura de 2 m [mpd]. Para conhecer outras funções de vento consultar Stigter (1980), Koerselman e Beltman (1988), Chiew e McMahon (1991), Howell et al. (1995), de Bruin e Stricker (2000), Lott e Hunt (2001) e Oudin et al. (2005). Van Bavel (1966) apud Stigter (1980) fornece uma expressão “mais física” para avaliar a função de vento:

$$f(u) = \frac{\beta \cdot \rho \cdot \epsilon \cdot K^2 \cdot u_2}{P \cdot \left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_0} \right) \right]^2} \quad (\text{A2.64})$$

em que **f(u)** é a função de vento [mm.dia⁻¹.mbar⁻¹]; **β** é o volume específico da água igual a 1 [mm.m².kg⁻¹]; **ρ** é densidade do ar [kg.m⁻³]; **ε** é a razão da massa molar entre a água e o ar seco, igual a 0,622 [adimensional]; **K** é a “constante” de Von Karman, igual a 0,37 [adimensional]; **u₂** é a velocidade do vento medida à altura **z₂** [km.dia⁻¹]; **P** é a pressão do ar [mbar]; **z₂** é a altura de medição do vento [cm]; **d** é a altura do plano de deslocamento zero [cm]; **z₀** é a altura da rugosidade [cm], Tanner e Pelton (1960) apud Stigter (1980) fornecem um valor de **z₀** = 8 cm para grama muito alta, enquanto Fichtl e McVehil (1970) apud Brutsaert (1982) aconselham um valor de **z₀** = 20 cm para vegetação entre 1 e 2 m de altura.

Por outra parte Thom e Oliver (1977) citados por Pereira et al. (1997) propuseram a seguinte fórmula de vento:

$$f(u) = 13,8 \cdot \frac{\left(1 + \frac{u_2}{160}\right)}{\left(\ln \frac{z}{z_0}\right)^2} \quad (\text{A2.65})$$

Stigter (1980), baseado na equação anterior, propôs a seguinte equação:

$$f(u) = 8 \cdot \frac{\left(1 + \frac{u_2}{100}\right)}{\left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_0}\right)\right]^2} \quad (\text{A2.66})$$

Penman 1952 (Da Mota e Goedert, 1966; Berlato e Molion, 1981)

Penman e Schofield avaliaram a resistência da difusão do vapor d'água de dentro para fora da folha, como função da geometria do estômato e da população; o que produziu um termo de estômato denominado de S. Baseados no fato de que geralmente a abertura dos estômatos é função da luz, sendo então a possibilidade de transpiração função do comprimento do dia, os autores incluíram um outro fator D chamado de fator de comprimento do dia. A fórmula de Penman assim adaptada para estimar a ETp é:

$$ETp = \frac{\Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot Ea}{\Delta + \left(\frac{\gamma}{S \cdot D}\right)} \quad (\text{A2.67})$$

$$Ea = 0,35 \cdot (1 + 0,54 \cdot u_2) \cdot (es - ea) \quad (\text{A2.68})$$

$$S = \frac{La}{La + Ls} \quad (\text{A2.69})$$

$$La = 0,65 \cdot (1 - 0,54 \cdot u_2) \quad (\text{A2.70})$$

$$D = \frac{N}{24} + \left[\frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{(T \max - T \min)}{(T - Td)} \cdot \text{sen} \left(\frac{n \cdot \pi}{24} \right) \right] \quad (\text{A2.71})$$

onde **S** é um fator que denota a influência de resistência de difusão [adimensional]; **La** é o comprimento de difusão efetiva no ar [cm]; **Ls** é o comprimento de difusão na planta para o qual Penman deu o valor 0,1 como o mais provável [cm]; **n** é o comprimento do dia [hs].

Kimberly Penman 1972 (Allen et al., 1989; Allen, 2001)

Esta fórmula, desenvolvida por Wright e Jensen em 1972, utiliza a forma original da equação de Penman fixando os valores dos coeficientes da função de vento. Estes termos podem ser determinados em forma empírica, sendo também calibrados localmente.

$$ET_o = \frac{1}{\lambda} \cdot \left[\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (Rn - G) + Kw \cdot \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (a_w + b_w \cdot u_2) \cdot (es - ea) \right] \quad (\text{A2.72})$$

em que **Kw** é uma constante que considera a troca de unidades, igual a 6,43 [adimensional]; **aw** e **bw** são os coeficientes da função de vento, sendo $a_w = 0,75$ e $b_w = 0,993$ [adimensionais]; as unidades de **es** e **ea** são kPa.

Penman modificado 1977 – FAO 24 (Doorenbos e Pruitt, 1977)

A Food and Agricultural Organization (FAO) modificou a equação original de Penman no ano 1977. As modificações incluíram uma função revisada do vento, um fator de ajuste para levar em conta as condições locais e fazer zero o fluxo médio diário em direção ao solo. Este método utiliza dados climáticos médios diários, com ajuste para as condições climáticas de dia e noite; ficando a equação modificada da seguinte forma:

$$ET_o = c \cdot \left[\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot Rn + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \cdot f(u) \cdot (es - ea) \right] \quad (\text{A2.73})$$

onde as unidades de **es** e **ea** são mbar; e **c** é um fator de ajuste para considerar as condições climáticas de dia e noite. A nova função de vento é definida como:

$$f(u) = 0,27 \cdot \left(1 + \frac{u_2}{100} \right) \quad (\text{A2.74})$$

onde u_2 é a “corrida do vento” a 2 m de altura [$\text{Km} \cdot \text{dia}^{-1}$].

A radiação líquida **Rn** pode ser medida, mas na verdade é raramente disponível; ela resulta da diferença entre a radiação de onda curta (**Rns**) que atinge o solo e a radiação de

onda longa (**R_n**) que sai da superfície da Terra. A radiação de onda curta se calcula segundo a equação A1.12, entanto a radiação de onda longa se calcula como:

$$Rn_l = f(Tk) \cdot f(ea) \cdot f\left(\frac{n}{N}\right) \quad (\text{A2.75})$$

$$f(Tk) = \sigma \cdot Tk^4 \quad (\text{A2.76})$$

$$f(ea) = (0,34 - 0,044 \cdot \sqrt{ea}) \quad (\text{A2.77})$$

$$f\left(\frac{n}{N}\right) = 0,1 + \left(0,9 \cdot \frac{n}{N}\right) \quad (\text{A2.78})$$

Utilizando as equações A2.75 a A2.78, a radiação líquida R_n fica:

$$Rn = Rn_s - Rn_l \quad (\text{A2.79})$$

$$Rn = Rs \cdot (1 - \alpha) - \left[\sigma \cdot Tk^4 \cdot (0,34 - 0,044 \cdot \sqrt{ea}) \cdot \left(0,1 + 0,9 \cdot \frac{n}{N}\right) \right] \quad (\text{A2.80})$$

onde σ é a constante de Stephan-Boltzmann igual a $2,01 \cdot 10^{-9}$ [mm.K⁴.dia⁻¹]; e **Tk** é a temperatura absoluta do ar [K].

A equação de Penman deve ser corrigida nas situações que se afastam das condições médias, utilizando um fator de ajuste *c*. A publicação de Doorenbos e Pruitt (1977) proporciona tabelas para o cálculo deste fator de ajuste baseadas em diferentes variáveis meteorológicas. Para possibilitar a utilização deste coeficiente *c* em cálculos automáticos, Jensen et al. (1990) apud Jacobs e Satti (2001) fornecem a seguinte equação:

$$\begin{aligned} c = & 0,892 - 0,0781.Ud + 0,00219.Ud.Rs + 0,000402.Ur_{\max}.Rs + \\ & + 0,000196 \cdot \frac{Ud}{Un} \cdot Ud.Ur_{\max} + 0,0000198 \cdot \frac{Ud}{Un} \cdot Ud.Ur_{\max}.Rs + \\ & + 0,00000236.Ud^2.Ur_{\max}.Rs - 0,0000086 \cdot \left(\frac{Ud}{Un}\right)^2 \cdot Ud.Ur_{\max} - \\ & - 0,0000000292 \cdot \left(\frac{Ud}{Un}\right) \cdot Ud^2.Ur_{\max}^2.Rs - 0,0000161.Ur_{\max}.Rs^2 \end{aligned} \quad (\text{A2.81})$$

Contudo, Sedyama (1996) fornece uma segunda equação, mais simples para *c*:

$$c = 0,68 + 0,0028 \cdot Ur_{\max} + 0,018 \cdot Rs - 0,068 \cdot Ud + 0,013 \cdot \left(\frac{Ud}{Un}\right) +$$

$$+ 0,0097 \cdot Ud \cdot \left(\frac{Ud}{Un}\right) + 0,000043 \cdot Ur_{\max} \cdot Rs \cdot \left(\frac{Ud}{Un}\right)$$

(A2.82)

onde **Ud** é a velocidade média diurna do vento [m.s⁻¹]; **Ur_{max}** é a umidade relativa máxima diária [%]; e **Un** é a velocidade média noturna do vento [m.s⁻¹].

Kimberly Penman 1982 (Allen, 2001)

Esta equação, modificada por Wright em 1982, é semelhante à fórmula de Kimberly Penman de 1972. A diferença é o cálculo do albedo α , da radiação líquida de onda longa **Rn_l**, e dos coeficientes da função de vento **a_w** e **b_w**:

$$\alpha = 0,29 + 0,06 \cdot \text{sen} \left(\frac{J + 96}{57,3} \right)$$

(A2.83)

sendo **J** o dia do ano [adimensional]; ou seja no hemisfério norte, para o primeiro de janeiro corresponde J = 1, ao passo que para o 31 de dezembro corresponde J = 365. Para o hemisfério sul deve-se trocar o valor de J através de (Allen, 2001):

$$J' = J + 182 \quad , \quad J < 182$$

(A2.84)

$$J' = J - 182 \quad , \quad J \geq 182$$

(A2.85)

$$Rn_l = \sigma \cdot \left(\frac{Tk_{\max}^4 + Tk_{\min}^4}{2} \right) \cdot \left[a_1 - (0,139 \cdot \sqrt{ea}) \right] \cdot \left(a_c \cdot \frac{Rs}{Rs_0} + b_c \right)$$

(A2.86)

$$a_1 = 0,26 + 0,1 \cdot \text{EXP} \left\{ - [0,0154 \cdot (J' - 180)]^2 \right\}$$

(A2.87)

$$Rs_0 = 0,75 \cdot Ra$$

(A2.88)

$$a_c = 1,126 \quad , \quad b_c = -0,07 \quad \text{para} \quad \frac{Rs}{Rs_0} > 0,7$$

(A2.89)

$$a_c = 1,017 \quad , \quad b_c = -0,06 \quad \text{para} \quad \frac{Rs}{Rs_0} \leq 0,7$$

(A2.90)

onde **Rn_l** é a radiação líquida de onda longa [MJ.m⁻².dia⁻¹]; σ é a constante de Stephan Boltzmann [4,903E-9 MJ.K⁻⁴.m⁻².dia⁻¹]; **Tk_{max}** é a temperatura absoluta máxima diária [K];

$T_{k_{\min}}$ é a temperatura absoluta mínima diária [K]; a_1 é um fator que depende do dia do ano [adimensional]; R_s é a radiação solar global recebida [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]; R_a é a radiação solar extraterrestre [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]; R_{s_0} é a radiação de onda curta em condições de céu sem nuvens [$MJ.m^{-2}.dia^{-1}$]; a_c e b_c são coeficientes função da razão R_s/R_{s_0} [adimensionais].

$$a_w = 0,4 + 1,4 \cdot EXP \left[- \left(\frac{J' - 173}{58} \right)^2 \right] \quad (A2.91)$$

$$b_w = 0,605 + 0,345 \cdot EXP \left[- \left(\frac{J' - 243}{80} \right)^2 \right] \quad (A2.92)$$

a_w e b_w são os coeficientes da função de vento, variáveis ao longo do ano, e para cultura de alfafa [adimensionais]. Para grama os valores de a_w e b_w são:

$$a_w = 0,3 + 0,58 \cdot EXP \left[- \left(\frac{J' - 170}{45} \right)^2 \right] \quad (A2.93)$$

$$b_w = 0,32 + 0,54 \cdot EXP \left[- \left(\frac{J' - 228}{67} \right)^2 \right] \quad (A2.94)$$

Penman modificado 1984, IFAS (Jacobs e Satti, 2001)

O “Institute of Food and Agricultural Sciences” (IFAS) utiliza uma adaptação da fórmula de Penman. A fórmula de Penman para ET é baseada em quatro fatores climáticos principais: radiação líquida, temperatura do ar, velocidade do vento e déficit de pressão de vapor. A evapotranspiração potencial ET_p depois de considerar os fatores citados anteriormente pode ser expressa como:

$$ET_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot Ea \quad (A2.95)$$

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_s - \left[\sigma \cdot T_k^4 \cdot (0,56 - 0,08 \cdot \sqrt{ea}) \cdot \left(1,42 \cdot \frac{R_s}{R_{s_0}} - 0,42 \right) \right] \quad (A2.96)$$

$$\frac{R_s}{R_{s_0}} = 0,35 + 0,61 \cdot \left(\frac{n}{N} \right) \quad (A2.97)$$

$$Ea = 0,263 \cdot (e_s - ea) \cdot (0,5 + 0,006 \cdot u_2) \quad (A2.98)$$

$$e_s = \frac{e_{0\max} + e_{0\min}}{2} \quad (\text{A2.99})$$

onde R_n é a radiação líquida [$\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$]; R_s é a radiação solar total incidente de onda curta [$\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$]; σ é a constante de Stephan-Boltzmann igual a $11,71.10^{-8}$ [$\text{cal.K}^{-4}.\text{cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$]; e_a é a pressão de vapor à temperatura de orvalho [mbar]; R_{s0} é a radiação total diária para céu completamente limpo [$\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$]; e_s é a pressão do vapor do ar [mbar]; $e_{0\max}$ é a pressão do vapor à temperatura máxima diária do ar [mbar]; $e_{0\min}$ é a pressão do vapor à temperatura mínima diária do ar [mbar]; e u_2 é a velocidade média do vento a uma altura de 2 m [km.dia^{-1}].

Penman-Monteith (Brutsaert, 1982; Pereira et al., 1997; Evett et al., 1998)

Baseado na equação original de Penman, Monteith introduziu a teoria da “big leaf” ou folha grande em 1965, na qual assumiu que o dossel da vegetação é representado por uma única folha exposta a condições médias ambientais. A partir disso, além da resistência aerodinâmica r_a , surgiu um termo chamado de resistência do dossel r_c . A equação obtida por Monteith é a seguinte:

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \frac{86400 \cdot \rho \cdot c_p \cdot (e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \left[\gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]} \quad (\text{A2.100})$$

onde ET é o fluxo de evapotranspiração efetivo [mm.dia^{-1}]; λ é o calor latente de vaporização [MJ.kg^{-1}]; R_n é a radiação líquida [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$]; G é o fluxo de calor absorvido pelo solo [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$]; ρ é a densidade do ar [kg.m^{-3}]; c_p é o calor específico do ar [$\text{MJ.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$]; e_s é a pressão de vapor de saturação do ar [kPa]; e_d é a pressão de vapor de saturação à temperatura de orvalho [kPa]; r_a é a resistência aerodinâmica [s.m^{-1}]; γ é a constante psicrométrica [KPa.°C^{-1}]; e r_c é a resistência do dossel [s.m^{-1}].

Diferentes expressões são fornecidas para calcular o termo da resistência aerodinâmica r_a ; a primeira delas foi introduzida por Monteith em 1973, a segunda corresponde a Thom e Oliver sendo desenvolvida no ano 1977, e a terceira é considerada a melhor para ser aplicada em culturas e foi apresentada por Brutsaert em 1982.

$$r_a = \frac{\left[\ln \left(\frac{z_m - d}{z_{om}} \right) \right]^2}{k^2 \cdot u_2}, \quad (\text{Gardiol et al., 2003}) \quad (\text{A2.101})$$

$$r_a = \frac{4,72 \cdot \left[\ln \left(\frac{z_m}{z_{om}} \right) \right]^2}{1 + (0,54 \cdot u_2)}, \quad (\text{Russell, 1980}) \quad (\text{A2.102})$$

$$r_a = \frac{\ln \left(\frac{z_m - d}{z_{om}} \right) \cdot \ln \left(\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right)}{k^2 \cdot u_2}, \quad (\text{Brutsaert, 1982}) \quad (\text{A2.103})$$

nas quais z_m é a altura de medição da velocidade do vento [m]; d é a altura do plano de deslocamento zero [m]; z_{om} é a altura da rugosidade do momentum [m]; z_h é a altura de medição da temperatura e da umidade relativa [m]; z_{oh} é a altura da rugosidade para o transporte do calor e do vapor de água [m]; k é a constante de Von Karman, igual a 0,40 [adimensional]; e u_2 é a velocidade horizontal do vento [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] medida à altura z , geralmente $z = 2$ m. Segundo Brutsaert (1982), das três formulas mencionadas a mais adequada para o uso em culturas ou vegetação parece ser a última.

No ano 1969 Szeicz et al., forneceram uma forma para calcular o valor de z_{om} , enquanto Stanhill propôs uma equação para o cálculo do d (Ward et al., 2005):

$$\log z_{om} = (0,997 \cdot \log h_c) - 0,883, \quad (\text{Szeicz et al., 1969}) \quad (\text{A2.104})$$

$$\log d = (0,979 \cdot \log h_c) - 0,154, \quad (\text{Stanhill, 1969}) \quad (\text{A2.105})$$

Por outra parte, Monteith e Campbell recomendam os seguintes valores para z_{om} , z_{oh} e d :

$$z_{om} = 0,123 \cdot h_c, \quad z_{oh} = 0,1 \cdot z_{om}, \quad d = \frac{2}{3} \cdot h_c, \quad (\text{Monteith, 1973}) \quad (\text{A2.106})$$

$$z_{om} = 0,13 \cdot h_c, \quad z_{oh} = 0,2 \cdot z_{om}, \quad d = 0,77 \cdot h_c, \quad (\text{Campbell, 1977}) \quad (\text{A2.107})$$

onde h_c é a altura média da vegetação [m]; além disso outros autores utilizam equações em função da altura da vegetação h_c e da velocidade do vento u (Allen et al., 1994):

$$z_{om} = (0,7 - 0,25 \cdot u) \cdot h_c, \quad \text{para } u < 2,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} \quad (\text{A2.108})$$

$$z_{om} = 0,12 \cdot h_c, \quad \text{para } u > 2,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} \quad (\text{A2.109})$$

Da mesma forma que para z_{0m} , Allen et al. (1994) fornecem uma expressão para z_{0h} em função da velocidade do vento u :

$$z_{0h} = (5 - 3 \cdot u) \cdot z_{0m} \quad , \quad \text{para } u < 1,5 \text{ m.s}^{-1} \quad (\text{A2.110})$$

$$z_{0h} = 0,1 \cdot z_{0m} \quad , \quad \text{para } u > 1,5 \text{ m.s}^{-1} \quad (\text{A2.111})$$

Outros autores apresentam valores de d em função, além do h_c , do IAF; por exemplo, Shuttleworth e Gurney (1990) apud Gardiol et al. (2003) propõem:

$$d = 1,1 \cdot h_c \cdot Ln \left[1 + (0,2 \cdot IAF)^{0,25} \right] \quad (\text{A2.112})$$

Taconet et al. (1996) apud Brisson et al. (1998) oferecem uma expressão para r_c em função do IAF:

$$r_c = \frac{250 \cdot (IAF + 1)}{IAF} \quad (\text{A2.113})$$

Uma outra forma de calcular o valor da resistência do dossel r_c é através de:

$$r_c = \frac{r_1}{0,5 \cdot LAI} \quad (\text{A2.114})$$

sendo r_1 a resistência estomática média de uma folha, para grama e alfafa é admitido $r_1 = 100$ [s.m^{-1}]; **IAF** é o índice de área foliar da cultura [m^2 de vegetação. m^{-2} de solo]. Não obstante, alguns autores fornecem valores fixos para r_c , os quais são apresentados na Tabela A.2.1:

Tabela A2.1. Valores para resistência do dossel

Resistência do dossel r_s [s.m^{-1}]	Fonte
60	De Bruin e Stricker (2000)
70 (mixed marsh)	Abtew (1996)
90 (cattails)	Abtew (1996)
100 (low sagebrush)	Flerchinger et al. (1996)
123 (sawgrass)	Shih et al. (1998) em Mao et al. (2002)
210 (cattails)	Shih et al. (1998) em Mao et al. (2002)

Penman Monteith 1990, ASCE (Jacobs e Satti, 2001)

O método original de Penman-Monteith tem sido modificado por muitos pesquisadores e estendido a vários tipos de culturas introduzindo diferentes fatores de

resistência. Esta versão pode ser aplicada à grama ou alfafa tratando as resistências aerodinâmica r_a e de dossel r_c como funções da altura da vegetação. A forma da equação é:

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot (1710 - 6,85 \cdot T) \cdot \frac{(es - ed)}{r_a}}{\Delta + \left[\gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]} \quad (\text{A2.115})$$

Penman Monteith 1998, FAO 56 (Jacobs e Satti, 2001)

Este método, derivado do anterior, fixa certos parâmetros com base em uma superfície específica de referência: altura de 0,12 m, resistência de dossel de 70 s.m^{-1} e albedo de 0,23. A altura do deslocamento do plano zero e as longitudes das rugosidades são estimadas em função da altura da cultura, pelo que a resistência aerodinâmica r_a torna-se somente função da velocidade média do vento. A altura de medição da temperatura, umidade e velocidade do vento é assumida em 2 m, enquanto o calor latente de vaporização é fixado em $2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$. Com estas suposições a equação fica:

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (es - ed)}{\Delta + [\gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)]} \quad (\text{A2.116})$$

Penman Monteith 2000, ASCE (Jacobs e Satti, 2001; Allen, 2001)

A “American Society of Civil Engineers” (ASCE) recomendou, fazendo uma tentativa de estabelecer estimativas de evapotranspiração uniformes e coeficientes de cultura com possibilidade de transferência e comparação, duas superfícies de referência padronizadas; uma chamada de cultura curta (semelhante à grama) e a outra chamada de cultura alta (parecida à alfafa). Para isso a ASCE padronizou os seguintes termos: altura da vegetação 0,50 m; altura de medição da temperatura e umidade do ar de 1,5 a 2,5 m; altura da velocidade do vento 2 m; altura do plano de deslocamento zero 0,08 m; calor latente de vaporização $2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$; e a resistência do dossel de 70 s.m^{-1} . A equação correspondente é a seguinte:

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{Cn}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (es - ed)}{\Delta + [\gamma \cdot (1 + Cd \cdot u_2)]} \quad (\text{A2.117})$$

onde a constante C_n é função do período de tempo analisado e da resistência aerodinâmica, e a constante C_d é função do período de tempo, e das resistências do dossel e aerodinâmica. Para fórmula de cultura alta $C_n = 1600$ e $C_d = 0,38$.

A.2.5. Modelos baseados na relação complementar

Bouchet (1963) estabeleceu o conceito de relação complementar, através da seguinte equação:

$$ET + ET_p = 2 \cdot ET_w \quad (\text{A2.118})$$

em que ET é a evapotranspiração real que acontece numa grande área onde os efeitos advectivos podem ser desprezados; ET_p é a evapotranspiração potencial representando a evapotranspiração que ocorre a partir de uma superfície úmida hipotética com absorção de radiação e características da transferência de vapor semelhantes àsquelas da área anterior e tão pequena que os efeitos da evapotranspiração no ar passante por cima são desprezíveis; e ET_w é a evapotranspiração real de ambiente saturado que é a evapotranspiração que aconteceria se as superfícies solo-planta estivessem saturadas sem limitações d'água.

A relação complementar fundamenta-se em que, para taxas de suprimento intermédias, a declividade das curvas de evapotranspiração real e potencial são iguais em magnitude e opostas no signo, implicando a soma constante entre ambas grandezas (Nash, 1989).

Brutsaert-Stricker (Brutsaert, 1982; Liu e Kotoda, 1998)

Também denominado modelo de advecção aridez, foi desenvolvido no ano 1979. Estes autores combinaram a relação complementar com os efeitos da advecção regional:

$$ET_p = \frac{1}{\lambda} \cdot \left[(2 \cdot \alpha - 1) \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot R_n - \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \cdot Ea \right] \quad (\text{A2.119})$$

$$Ea = f(u) \cdot (es - ed) \quad (\text{A2.120})$$

$$f_1(u) = 0,26 \cdot (1,0 + 0,86 \cdot u_2) \quad (\text{A2.121})$$

$$f_2(u) = 0,35 \cdot (0,5 + 0,54 \cdot u_2) \quad , \quad (\text{Penman, 1956}) \quad (\text{A2.122})$$

onde ET_p a evapotranspiração potencial [$\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$]; λ é o calor latente de vaporização [$\text{cal} \cdot \text{kg}^{-1}$]; α é uma constante empírica, Priestley e Taylor adotaram $\alpha = 1,26$ [adimensional];

Rn é o saldo de radiação ou radiação líquida [$\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$]; **Ea** é o poder evaporante do ar [$\text{cal.cm}^{-2}.\text{dia}^{-1}$]; **f(u)** é uma função dependente da velocidade do vento, **f₁(u)** e **f₂(u)** são dois exemplos de funções de vento [$\text{cal.cm}^{-2}.\text{mbar}^{-1}$]; **es** é a pressão de vapor de saturação [mbar]; **ed** é a pressão de vapor à temperatura de orvalho [mbar].

Granger e Grey (Xu e Chen, 2005)

Granger demonstrou que uma equação semelhante à Penman poderia ser achada seguindo a relação complementar sugerida por Bouchet em 1963. Granger e Gray, em 1989, derivaram uma forma modificada da equação de Penman para estimar a evapotranspiração atual para diferentes coberturas de solo não saturadas:

$$ET = \frac{\Delta \cdot G}{\Delta \cdot G + \gamma} \cdot Rn + \frac{\gamma \cdot G}{\Delta \cdot G + \gamma} \cdot Ea \quad (\text{A2.123})$$

$$G = \frac{1}{1 + 0,028 \cdot e^{8,045 \cdot D}} \quad , \quad (\text{Granger e Gray, 1989}) \quad (\text{A2.124})$$

$$G = \frac{1}{0,793 + 0,2 \cdot e^{4,902 \cdot D}} + 0,006 \cdot D \quad , \quad (\text{Granger, 1998}) \quad (\text{A2.125})$$

$$D = \frac{Ea}{Ea + Rn} \quad (\text{A2.126})$$

em que **ET** é a taxa de evapotranspiração efetiva [mm.dia^{-1}]; **G** é a evapotranspiração relativa, ou seja a razão entre a evapotranspiração efetiva e a potencial [adimensional]; e **D** é o poder de secura relativo do ar [adimensional].

Morton (Bouchet, 1963; Morton, 1975 e 1983)

Considerando a equação A2.118, o valor da evapotranspiração real ET pode ser expresso segundo:

$$ET + ET_p = 2 \cdot ET_w \quad \rightarrow \quad ET = 2 \cdot ET_w - ET_p \quad (\text{A2.127})$$

O conjunto de equações sugerido por Morton (1983) para o cálculo da ET é o seguinte:

$$ET_w = b_1 + b_2 \cdot \left[\frac{\Delta_p}{\Delta_p + \gamma \cdot \left(\frac{P}{1013} \right)} \right] \cdot Rn_p \quad (\text{A2.128})$$

$$ET_p = f_T \cdot (e_p - ed) \quad (\text{A2.129})$$

$$Rn_p = ET_p + \gamma \cdot \left(\frac{P}{1013} \right) \cdot f_T \cdot (T_p - T) \quad (\text{A2.130})$$

$$f_T = \sqrt{\frac{1013}{P}} \cdot \frac{28}{\xi} \quad (\text{A2.131})$$

$$\frac{1}{\xi} = 0,28 \cdot \left(1 + \frac{ed}{es} \right) + \frac{\Delta \cdot Rn}{\gamma \cdot \sqrt{\frac{P}{1013}} \cdot 28 \cdot (es - ed)} \quad (\text{A2.132})$$

onde ET_w é a evapotranspiração real de ambiente saturado [W.m^{-2}]; b_1 é uma constante que representa a energia de advecção [$b_1 = 14 \text{ W.m}^{-2}$]; b_2 é uma constante semelhante à α de Priestley-Taylor [$b_2 = 1,2$]; Δ_p e Rn_p são as variáveis Δ e Rn calculadas para a temperatura de equilíbrio T_p ; ET_p é a evapotranspiração potencial [W.m^{-2}]; f_T é o coeficiente de transferência de vapor [$\text{W.m}^{-2} \cdot \text{mbar}^{-1}$]; e_p é a pressão de vapor de saturação à temperatura de equilíbrio T_p [mbar]; ed é a pressão de vapor de saturação à temperatura de orvalho T_d [mbar]; T_p é a temperatura de equilíbrio [$^{\circ}\text{C}$]; ξ é o fator de estabilidade [adimensional].

A temperatura de equilíbrio T_p pode ser achada a partir de igualar as equações do balanço de energia e de transferência de vapor:

$$ET_p^{(BE)} = RT - \left[\gamma \cdot \frac{P}{1013} \cdot f_T + 4 \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T_p + 273)^3 \right] \cdot (T_p - T) \quad (\text{A2.133})$$

$$ET_p^{(TV)} = f_T \cdot (e_p - ed) \quad (\text{A2.134})$$

ANEXO 3: Parâmetros estatísticos

Os parâmetros estatísticos aplicados às séries de valores medidos e modelados para descrever seu comportamento são os seguintes:

$$\text{média dos valores modelados: } \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (\text{A3.1})$$

$$\text{média dos valores medidos: } \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} \quad (\text{A3.2})$$

$$\text{desvio padrão dos valores modelados: } \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}} \quad (\text{A3.3})$$

$$\text{desvio padrão dos valores medidos: } \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{(n-1)}} \quad (\text{A3.4})$$

$$\text{coeficiente de variação dos valores modelados: } CV_x = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} \quad (\text{A3.5})$$

$$\text{coeficiente de variação dos valores medidos: } CV_y = \frac{\sigma_y}{\bar{y}} \quad (\text{A3.6})$$

$$\text{intervalo de confiança para a média: } \Delta \bar{y} = \pm t_{\left(n-1, \frac{\alpha}{2}\right)} \cdot \frac{\sigma_y}{\sqrt{n}} \quad (\text{A3.7})$$

Os coeficientes da reta de regressão (declividade e ordenada à origem) entre valores medidos e modelados são calculados segundo:

$$\text{declividade da reta de regressão: } a = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \cdot (x_i - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (\text{A3.8})$$

$$\text{ordenada à origem da reta de regressão: } b = \bar{y} - a \cdot \bar{x} \quad (\text{A3.9})$$

A seguir são apresentados os parâmetros estatísticos utilizados para avaliar a magnitude das diferenças entre valores medidos e valores modelados. Conforme indica Willmott (1982)

claramente os parâmetros RMSE e MAE se acham entre as melhores medidas para avaliar o desempenho global do modelo, já que eles resumem a diferença média entre as séries de valores medidos e modelados.

$$\text{erro absoluto médio: } MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - y_i|}{n} \quad (\text{A3.10})$$

$$\text{raiz do erro quadrático médio: } RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{(n - 2)}} \quad (\text{A3.11})$$

Além de que um modelo deve “explicar” a maior parte das tendências ou padrões presentes nos valores observados, também resulta importante saber que proporção do RMSE é de natureza sistemática e qual parte é não sistemática. Em um bom modelo, a diferença sistemática deveria tender a zero enquanto a diferença não sistemática deveria aproximar-se ao RMSE.

$$\text{RMSE sistemático: } RMSE_s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(x_i \cdot a + b) - y_i]^2}{(n - 2)}} \quad (\text{A3.12})$$

$$\text{RMSE no sistemático: } RMSE_{ns} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [x_i - (x_i \cdot a + b)]^2}{(n - 2)}} \quad (\text{A3.13})$$

Os parâmetros descritos anteriormente não fornecem informação referente ao tamanho relativo da diferença média, razão pela qual Willmott propõe utilizar o “índice de concordância”. Este índice é uma medida descritiva, além de ser uma medida relativa e limitada que pode ser amplamente aplicada para fazer comparações entre diferentes modelos. A seguir se transcreve a equação do índice de concordância, d , e conjuntamente com esta a fórmula do coeficiente de determinação, R^2 , não recomendado por Willmott.

$$\text{índice de concordância: } d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|x_i - \bar{Y}| + |y_i - \bar{Y}|)^2} \right] \quad (\text{A3.14})$$

coeficiente de determinação:
$$R^2 = \frac{[\sum (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})]^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum (y_i - \bar{y})^2} \quad (\text{A3.15})$$

Finalmente são apresentados dois testes de significância; o primeiro deles o teste F (Dent e Blackie, 1979 apud Tedeschi, 2004) para verificar se os coeficientes da reta de regressão (declividade e ordenada à origem) não são estatisticamente diferentes de 1 e 0 respectivamente; e o segundo deles o teste t (Jacovides e Kontoyiannis, 1995) para estabelecer se o erro médio (MBE) é estatisticamente diferente do zero.

$$F = \frac{(n-2) \cdot \left[(n \cdot b^2) + 2 \cdot n \cdot \bar{x} \cdot b \cdot (a-1) + \sum_{i=1}^n x_i^2 \cdot (a-1)^2 \right]}{2 \cdot n \cdot RMSE^2} \quad (\text{A3.16})$$

$$t_{MBE} = \frac{MBE}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i - MBE)^2}{n \cdot (n-1)}}} \quad (\text{A3.17})$$

$$MBE = \frac{1}{n} \cdot \sum (x_i - y_i) \quad (\text{A3.18})$$