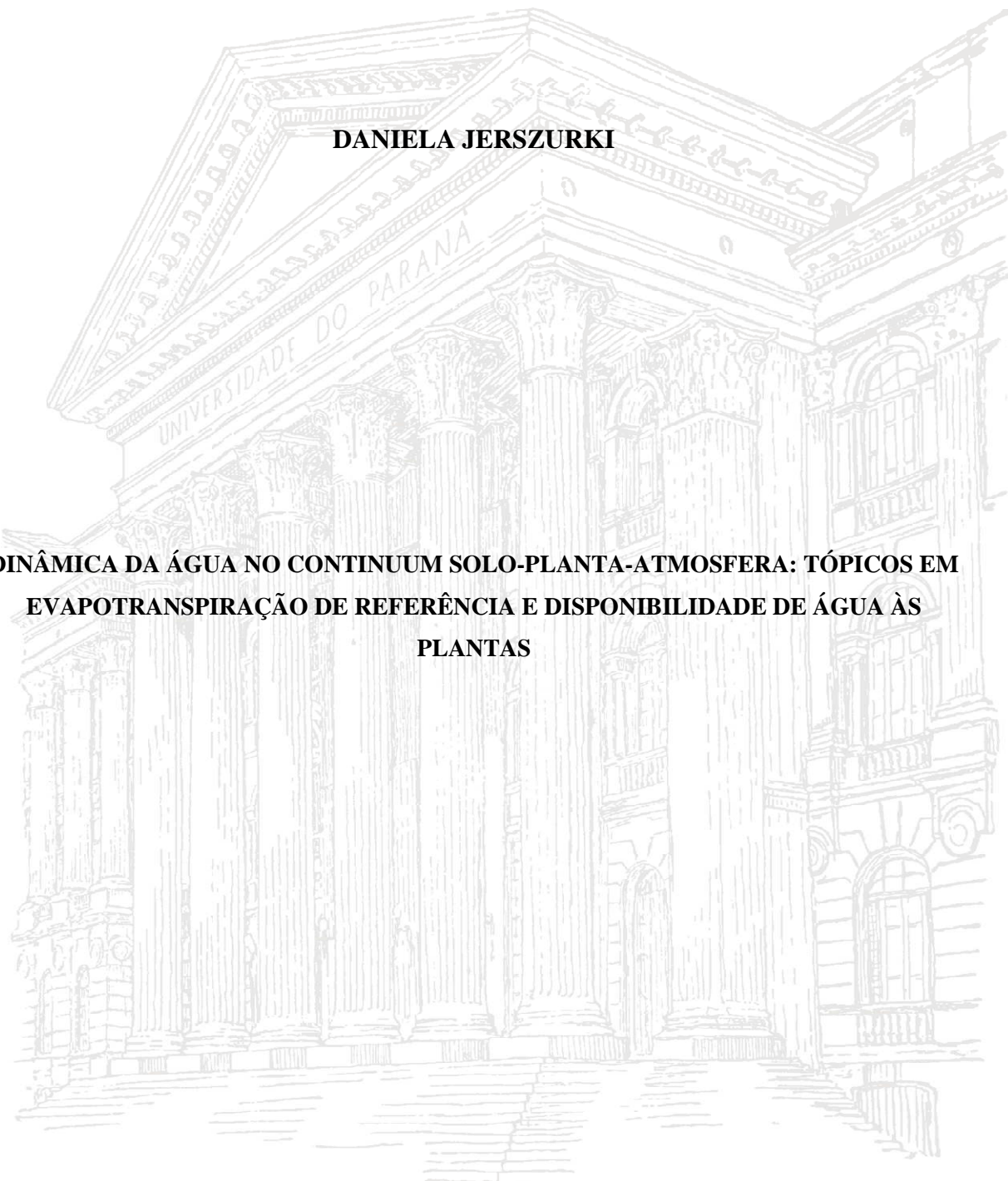


**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ**  
**SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**DANIELA JERSZURKI**

**DINÂMICA DA ÁGUA NO CONTINUM SOLO-PLANTA-ATMOSFERA: TÓPICOS EM  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA E DISPONIBILIDADE DE ÁGUA ÀS  
PLANTAS**



**CURITIBA**

**2016**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ**  
**SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**DANIELA JERSZURKI**

**DINÂMICA DA ÁGUA NO CONTINUUM SOLO-PLANTA-ATMOSFERA: TÓPICOS EM  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA E DISPONIBILIDADE DE ÁGUA ÀS  
PLANTAS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração Solo e Ambiente, do Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luiz Moretti de Souza.

**CURITIBA**

**2016**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
 SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS  
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO  
 Mestrado e Doutorado



## PARECER

A Banca Examinadora designada para avaliar a defesa da Tese de Doutorado de Daniela Jerszurki, intitulada: "Dinâmica da água no continuum solo-planta-atmosfera: tópicos em evapotranspiração de referência e disponibilidade de água às plantas", do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, após análise do texto e arguição do candidato, emitem parecer pela "APROVAÇÃO" da referida Tese. A candidata atende assim um dos requisitos para a obtenção do título de **Doutor em Ciência do Solo - Área de Concentração Solo e Ambiente**.

Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, em Curitiba, 19 de agosto de 2016.

  
 Prof. Dr. Jorge Luiz Moretti de Souza, Presidente

  
 Dr. Marco Antônio Fonseca Conceição, Iº. Examinador

  
 Dr. Rodrigo Yoiti Tsukahara, IIº. Examinador

  
 Prof. Dr. Irani dos Santos, IIIº. Examinador

  
 Prof. Dr. Matheus Fonseca Durães, IVº. Examinador

## DEDICATÓRIA

*“Como resultado de nossa vontade natural de entender aquilo que achamos que é interessante, a ciência nos traz tanto conhecimento por vezes inimaginável, mas ao mesmo tempo, nos leva novamente para a dúvida... e é dessa forma que ela se mantém: mudando e evoluindo. Dedico este trabalho a todos que “praticam” ciência e que nossas pesquisas nos levem cada vez mais a sermos considerados como verdadeiros cientistas e, quem sabe um dia, sermos comparados àqueles que são descritos em uma única frase: ele descobriu!”*

## AGRADECIMENTOS

- Agradeço a Deus por ter me concedido sabedoria, disposição e saúde para que eu pudesse chegar até aqui;
- Ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade que me foi dada em cursar o Doutorado e realizar este trabalho;
- Ao meu “grande” orientador e amigo, Jorge Luiz Moretti de Souza, pela amizade, orientação, ensinamentos, confiança, paciência e fundamental colaboração para a minha formação profissional e pessoal ao longo dos últimos oito anos. O senhor sempre será minha inspiração;
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos para a realização do doutorado e oportunidade de realização do doutorado-sanduíche na University of California, Davis/EUA, o qual me rendeu e renderá inúmeros frutos;
- Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, com os quais tive o privilégio de aprender e desenvolver este trabalho;
- À secretária do Programa de Pós Graduação em Ciência do Solo, Denise de Conti, pela presteza, amizade e inúmeros momentos de conversa;
- A Jan Hopmans, Valentin Couvreur, Lucas Silva, Ken Shackel e Peter Hartsough por terem me recebido e orientado durante todo o período do doutorado-sanduíche na University of California, Davis; e a Brett Gaetano Lemke, Priscila Sawasaki Iamaguti, Sharon Dabach, Shahar Baram, Harmony Mairesse, Dongli She, Nicholas Matsumoto, Maria Loreto Contador, Maziar Kandelous, Aida Asgary e tantos outros que me foram companheiros durante esse período tão importante em minha vida, vocês sempre estarão em meus pensamentos;
- Ao colega Bruno César Gurski pela amizade durante o mestrado e doutorado;
- Aos meus pais Iara e Daniel Jerszurki, e ao meu irmão Lucas, pelo apoio, compreensão e incentivo para a conclusão de mais esta etapa;
- À minha avó Ondina Mendonça por todas as orações que sempre me ajudaram em todos os momentos de estudo;
- Enfim, a todos que de alguma forma contribuíram para a conclusão deste trabalho.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO GERAL</b> .....	1
<b>GENERAL ABSTRACT</b> .....	3
<b>INTRODUÇÃO GERAL</b> .....	5
<b>LITERATURA CITADA</b> .....	7
<b>CAPÍTULO 1 – SENSIBILIDADE DO MÉTODO PENMAN-MONTEITH ASCE PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NOS TIPOS CLIMÁTICOS BRASILEIROS</b> .....	10
<b>RESUMO</b> .....	10
<b>ABSTRACT</b> .....	11
<b>1.1 INTRODUÇÃO</b> .....	12
<b>1.2 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	14
1.2.1 Dados climáticos utilizados nas análises.....	14
1.2.2 Estimativa da evapotranspiração de referência ( $ET_{OPM}$ ).....	16
1.2.3 Análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência ( $ET_{OPM}$ ).....	17
1.2.4 Análise de componentes principais.....	18
<b>1.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	19
1.3.1 Distribuição temporal das variáveis climáticas.....	19
1.3.2 Agrupamento das variáveis climáticas em função do tipo climático.....	22
1.3.3 Análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência ( $ET_{OPM}$ ).....	23
<b>1.4 CONCLUSÕES</b> .....	31
<b>1.5 LITERATURA CITADA</b> .....	31
<b>CAPÍTULO 2 – DESENVOLVIMENTO E AJUSTE DE UM MÉTODO ALTERNATIVO PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NOS TIPOS CLIMÁTICOS BRASILEIROS</b> .....	36
<b>RESUMO</b> .....	36
<b>ABSTRACT</b> .....	37
<b>2.1 INTRODUÇÃO</b> .....	38
<b>2.2 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	41
2.2.1 Dados climáticos utilizados nas análises.....	41
2.2.2 Estimativa da evapotranspiração de referência com o método padrão ( $ET_{OPM}$ ).....	42
2.2.3 Estimativa da evapotranspiração de referência com o método alternativo “Moretti-Jerszurki”.....	43
2.2.3.1 Aspectos metodológicos do método “Moretti-Jerszurki” $ET_{MJ(\psi_{ar})}$ .....	44
2.2.3.2 Aspectos metodológicos do método “Moretti-Jerszurki” $ET_{MJ}$ .....	44
2.2.4 Validação do método alternativo “Moretti-Jerszurki”: $ET_{MJ(\psi_{ar})}$ , $ET_{MJ}$ e $ET_{MJc}$ .....	46
2.2.5 Análise estatística dos resultados.....	47
<b>2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	48
2.3.1 Distribuição temporal das variáveis climáticas.....	48
2.3.2 Análise de regressão linear entre o potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ ) e a evapotranspiração de referência estimada com o método padrão ( $ET_{OPM}$ ).....	50
2.3.3 Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos “Moretti-Jerszurki” ( $ET_{MJ(\psi_{ar})}$ ) e padrão ( $ET_{OPM}$ ).....	53
2.3.4 Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos “Moretti-Jerszurki” ( $ET_{MJ}$ ) e padrão ( $ET_{OPM}$ ).....	58
2.3.5 Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos “Moretti-Jerszurki” calibrado ( $ET_{MJc}$ ) e padrão ( $ET_{OPM}$ ).....	60

2.3.6 Cenários de validação do método alternativo “Moretti-Jerszurki”: $ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}$ , $ET_{O_{MJ}}$ e $ET_{O_{MJc}}$ .....	63
<b>2.4 CONCLUSÕES</b> .....	66
<b>2.5 LITERATURA CITADA</b> .....	66
<b>CAPÍTULO 3 – IMPACTO DO CRESCIMENTO E CONDUTÂNCIA HIDRÁULICA DO SISTEMA RADICULAR SOBRE A DISPONIBILIDADE DE ÁGUA PARA ESPÉCIES ARBÓREAS EM CONDIÇÃO DE DEFICIÊNCIA HÍDRICA</b> .....	74
<b>RESUMO</b> .....	74
<b>ABSTRACT</b> .....	75
<b>3.1 INTRODUÇÃO</b> .....	76
<b>3.2 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	77
3.2.1 Local de realização do trabalho e delineamento experimental .....	77
3.2.2 Determinação do potencial hídrico do solo ( $\psi_s$ ), potencial hídrico foliar ( $\psi_f$ ) e transpiração real ( $TR$ ),.....	79
3.2.3 Determinação da condutância hidráulica do sistema radicular ( $K_{rs}$ ).....	81
3.2.4 Determinação do comprimento radicular visível ( $Cr$ ).....	82
3.2.5 Análise estatística dos resultados.....	83
<b>3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	83
3.3.1 Potencial hídrico do solo ( $\psi_s$ ), potencial hídrico foliar ( $\psi_f$ ) e transpiração real ( $TR$ ).....	83
3.3.2 Condutância hidráulica do sistema radicular ( $K_{rs}$ ).....	87
3.3.3 Comprimento radicular visível ( $Cr$ ).....	89
<b>3.4 CONCLUSÕES</b> .....	92
<b>3.5 LITERATURA CITADA</b> .....	92
<b>CONCLUSÃO GERAL</b> .....	99
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	100
<b>APÊNDICE 1 – Estimativa da evapotranspiração de referência com o método de Penman-Monteith ASCE (<math>ET_{O_{PM}}</math>)</b> .....	102
<b>Literatura Citada</b> .....	105
<b>APÊNDICE 2 – Estimativa do potencial hídrico atmosférico (<math>\psi_{ar}</math>)</b> .....	106
<b>Literatura Citada</b> .....	108
<b>APÊNDICE 3 – Análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência (<math>ET_{O_{PM}}</math>) para o período mensal</b> .....	109
<b>APÊNDICE 4 – Séries de evapotranspiração de referência (<math>ET_{O_{LIS}}</math>) obtidas na literatura para as condições climáticas brasileiras</b> .....	110
<b>APÊNDICE 5 – Análise de regressão linear entre o potencial hídrico atmosférico (<math>\psi_{ar}</math>) e a evapotranspiração de referência calculada com o método de Penman-Monteith ASCE (<math>ET_{O_{PM}}</math>) para o período mensal</b> .....	111
<b>APÊNDICE 6 – Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos alternativo (<math>ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}</math>) e padrão (<math>ET_{O_{PM}}</math>) para o período mensal</b> ..	120
<b>APÊNDICE 7 – Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos alternativo (<math>ET_{O_{MJ}}</math>) e padrão (<math>ET_{O_{PM}}</math>) para o período mensal</b> .....	129
<b>APÊNDICE 8 – Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos alternativo (<math>ET_{O_{MJc}}</math>) e padrão (<math>ET_{O_{PM}}</math>) para o período mensal</b> .....	138
<b>APÊNDICE 9 – Coeficientes lineares “a” e angulares “b” obtidos nas relações “<math>\psi_{ar}</math> vs <math>ET_{O_{PM}}</math>” e “<math>ET_{O_{MJ}}</math> vs <math>ET_{O_{PM}}</math>” para os tipos climáticos analisados</b> .....	147

## LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

- $\lambda$  – calor latente de vaporização da água;  
 $\alpha$  – coeficiente empírico de estresse hídrico ou fator de redução;  
 $\Delta$  – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar;  
 $\beta$  – porosidade de aeração;  
 $\theta$  – umidade volumétrica do solo;  
 $\psi_{ar}$  – potencial hídrico atmosférico;  
 $\psi_f$  – potencial hídrico foliar;  
 $\gamma_{psy}$  – constante psicrométrica;  
 $\rho_s$  – densidade do solo;  
 $\psi_s$  – potencial hídrico do solo;  
 $\psi_{sr}$  – potencial hídrico na interface solo-raiz;  
“c” – índice de desempenho;  
“d” – índice de concordância;  
*ACP* – análise de componentes principais;  
 $C_d$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados (0,34 para a grama batatais);  
 $C_n$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados (900 para a grama batatais);  
*CR* – crescimento radicular;  
 $C_s$  – coeficiente de sensibilidade;  
*DPV* – déficit de pressão de vapor;  
 $e_a$  – pressão atual do vapor;  
 $e_s$  – pressão de saturação de vapor;  
*ET<sub>OLIS</sub>* – evapotranspiração de referência medida no lisímetro;  
*ET<sub>OMJ</sub>* – evapotranspiração de referência estimada com o método alternativo Moretti-Jerszurki; baseando-se no potencial hídrico atmosférico e na radiação solar no topo da atmosfera;  
*ET<sub>OMJ(ψ<sub>ar</sub>)</sub>* – evapotranspiração de referência estimada com o método alternativo Moretti-Jerszurki, baseando-se no potencial hídrico atmosférico;  
*ET<sub>OPM</sub>* – evapotranspiração de referência estimada com o método de Penman-Monteith;  
*ET<sub>OMJc</sub>* – evapotranspiração de referência estimada com o método alternativo Moretti-Jerszurki, calibrado a partir da relação *ET<sub>OPM</sub> vs ET<sub>OMJ</sub>*;  
 $G$  – balanço do fluxo de calor no solo;  
 $I$  – insolação ou horas de brilho solar;  
 $K_{\psi_{ar}}$  – coeficiente de proporcionalidade do potencial hídrico atmosférico;  
 $K_{rs}$  – condutância hidráulica do sistema radicular;  
*MAE* – erro absoluto médio;  
*MR* – razão da média;  
 $R_a$  – radiação solar no topo da atmosfera;  
*RMSE* – raiz quadrada do erro quadrático médio;  
 $R_n$  – radiação líquida na superfície;  
 $R_s$  – radiação solar incidente;  
 $T_{ar}$  – temperatura média do ar;  
*Tcc* – transpiração na capacidade de campo;  
 $T_{max}$  – temperatura máxima do ar;  
 $T_{min}$  – temperatura mínima do ar;  
*TP* – transpiração potencial;  
*TR* – transpiração real;  
 $u_2$  – velocidade do vento;  
*UR* – umidade relativa média do ar.



# DINÂMICA DA ÁGUA NO CONTINUUM SOLO-PLANTA-ATMOSFERA: TÓPICOS EM EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA E DISPONIBILIDADE DE ÁGUA ÀS PLANTAS

Autora: M.Sc. Daniela Jerszurki

Orientador: Dr. Jorge Luiz Moretti de Souza

## RESUMO GERAL

A quantificação da água disponível à transpiração vegetal é conceito chave para o entendimento da dinâmica da água no sistema solo-planta, sendo importante o estudo detalhado da evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) e variáveis ou fatores diretamente ligados às relações água-solo-planta-atmosfera. Inúmeros métodos relacionando o estudo da  $ET_o$  e dinâmica da disponibilidade de água às plantas vêm sendo desenvolvidos, mas, muitas vezes, são ignorados fatores como o crescimento radicular, propriedades hidráulicas da planta e variações climáticas locais e regionais, considerados elementos-chave para o entendimento dos processos físicos no sistema. Nesse contexto, teve-se como objetivo no presente trabalho caracterizar a sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE às variáveis climáticas, e propor um método alternativo para estimar a  $ET_o$  baseando-se nas variáveis mais sensíveis, com destaque para o déficit de pressão de vapor, o qual está relacionado ao potencial hídrico atmosférico; e, em relação aos aspectos fisiológicos da planta, avaliar o impacto do crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular sobre a disponibilidade de água para a transpiração sob condições de deficiência hídrica. O trabalho encontra-se dividido em três capítulos, sendo que: (i) No primeiro capítulo foi analisada a sensibilidade do método Penman-Monteith ASCE às principais variáveis climáticas para todos os tipos climáticos brasileiros, a partir da geração de coeficientes de sensibilidade e análises de componentes principais; (ii) Com os resultados da análise de sensibilidade da  $ET_o$ , no segundo capítulo foi proposta e analisada a possibilidade da estimativa da evapotranspiração de referência com um método alternativo baseado no potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ ) e radiação solar no topo da atmosfera ( $R_a$ ), para os tipos climáticos brasileiros; e, (iii) No terceiro capítulo estudou-se a dinâmica da disponibilidade de água às plantas sob deficiência hídrica no solo, considerando o consumo de água, crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular, pelo monitoramento do crescimento radicular, potencial hídrico do solo, foliar e transpiração vegetal, a partir do uso de minirizotrons no interior dos vasos, tensiômetros digitais próximos

ao sistema radicular, psicrômetros conectados às folhas terminais e balanças eletrônicas para a medição da massa dos vasos. Os resultados obtidos foram comparados a partir de análises de modelos lineares mistos (*REML*) e regressão segmentada. Os tratamentos foram comparados com o teste de Tukey ( $\alpha = 0.05$ ). As análises realizadas no primeiro capítulo permitiram verificar grande influência dos tipos climáticos sobre a sensibilidade da *ET<sub>o</sub>* às variáveis climáticas, principalmente em relação ao déficit de pressão de vapor (*DPV*), radiação solar (*R<sub>s</sub>*) e velocidade do vento (*u<sub>2</sub>*). No segundo capítulo foi proposto e demonstrou-se a possibilidade da utilização de um método alternativo (“Moretti-Jerszurki”) baseado no  $\psi_{ar}$  e *R<sub>a</sub>*, o qual apresentou bons desempenhos na estimativa da *ET<sub>o</sub>* para os tipos climáticos brasileiros, principalmente os climas tropical e semiárido, quando utilizou-se apenas o  $\psi_{ar}$  (*ET<sub>oMJ</sub>( $\psi_{ar}$ )*); e, para todos os tipos climáticos considerados quando utilizou-se o  $\psi_{ar}$  e *R<sub>a</sub>* (*ET<sub>oMJ</sub>* e *ET<sub>oMJc</sub>*). A maior sensibilidade do método alternativo que utiliza apenas o  $\psi_{ar}$  (*ET<sub>oMJ</sub>( $\psi_{ar}$ )*), para o tipo climático tropical, é interessante e indicou apenas a necessidade das variáveis temperatura do ar (*T<sub>ar</sub>*) e umidade relativa média do ar (*UR*). Os coeficientes de ajuste “*a*” e “*b*” médios mensais obtidos para o subgrupo climático semiárido são consistentes e podem ser satisfatoriamente empregados para a estimativa da *ET<sub>oMJ</sub>( $\psi_{ar}$ )* como alternativa à *ET<sub>oPM</sub>*. No terceiro capítulo, observou-se que a disponibilidade de água para a transpiração foi limitada pelo potencial de água no solo e potencial hídrico foliar em condições de moderada e intensa restrição hídrica. Portanto, em condições de estresse, a relação não-linear entre potencial hídrico foliar e a transpiração real resultou na manutenção do potencial nos períodos de maior demanda atmosférica ao longo do dia e em maior eficiência do uso da água. A condutância hidráulica do sistema radicular foi o parâmetro que melhor explicou a disponibilidade de água às plantas, especialmente em condições de deficiência hídrica, destacando a importância das raízes na predição de variações na transpiração real das plantas. Apesar disso, o crescimento radicular não foi influenciado pela deficiência hídrica a curto prazo.

**Palavras-chave:** análise de sensibilidade, condutância hidráulica da raiz, disponibilidade hídrica, evapotranspiração de referência, método alternativo, potencial hídrico atmosférico.

# SOIL WATER DYNAMIC IN THE SOIL-PLANT-ATMOSPHERE CONTINUUM: TOPICS OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION AND PLANT WATER AVAILABILITY

Author: M.Sc. Daniela Jerszurki

Advisor: Ph.D. Jorge Luiz Moretti de Souza

## GENERAL ABSTRACT

Water availability for plant transpiration is a key concept to soil water dynamics, justifying studies about reference evapotranspiration ( $ET_{OPM}$ ) and variables related to water availability. Several methods relating reference evapotranspiration and the dynamics of water availability for plants have been developed, but they often overlook root growth, plant hydraulic properties and climatic variations over regions, which may be key elements explaining plant water availability. In this sense, we had to aim study the reference evapotranspiration relating to atmospheric demand, from sensitivity analysis of Penman-Monteith method to climate properties and suggest an alternative method for  $ET_o$  estimation, based on the most sensitive variables, outlining the vapor pressure deficit, which is related to atmospheric water potential; and, at canopy level, we study the impact of root growth and root hydraulic conductance on water availability for transpiration under deficit irrigation. The results were presented in three chapters: (i) In the first chapter we had to aim analyze the sensitivity of Penman-Monteith method to the main climatic variables under climate types in Brazil, from generation of sensitivity coefficients and principal component analysis; (ii) Based on the sensitivity results, in the second chapter the alternative reference evapotranspiration alternative method based on atmospheric water potential ( $\psi_{air}$ ) and extraterrestrial radiation ( $R_a$ ) was proposed and analyzed for each climate type; and, (iii) in the third chapter, the impact of root growth and root hydraulic conductance on water availability for canopy transpiration was analyzed by measurement of root growth, soil and stem water potential and transpiration rate, by minirhizotron tubes inside the pots, pressure transducer tensiometers close to the trunk, psychrometers attached to mature leaves and weighing scales used to determine the mass of the pots. The obtained results were compared using a restricted maximum likelihood (REML) estimator of the mixed linear model procedure and segmented regression analysis. Individual treatments were compared by Tukey test at  $\alpha = 0.05$ . The analysis of the first chapter allowed to verify the strong effect of climate types about  $ET_{OPM}$  sensitivity, mainly related to vapor

pressure deficit ( $VPD$ ), solar radiation ( $R_s$ ) and wind speed ( $u_2$ ). In this sense, in the second chapter, was analyzed the possibility of use of a new alternative method called “Moretti-Jerszurki” based on  $\psi_{air}$  and  $Ra$ , which had a good performance on  $ET_o$  estimations for all Brazilian climate types when using  $\psi_{air}$  and  $Ra$  ( $ET_{oMJ}$  e  $ET_{oMJc}$ ) and, mainly for warm and dry climates, when using  $\psi_{air}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{air})}$ ). The sensitivity of the alternative method based on  $\psi_{air}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{air})}$ ) under tropical climates outlined the only need for air temperature ( $T_{air}$ ) and relative humidity ( $RH$ ) for  $ET_o$  estimation. The monthly adjustment coefficients “ $a$ ” and “ $b$ ” for semi-arid climate subgroup were consistent and can be satisfactorily employed on the estimations of  $ET_{oMJ(\psi_{air})}$ , as an alternative to  $ET_{oPM}$ . In the third chapter, the resulting water availability for transpiration was limited by soil and stem water potential under moderate or strong water limitation. A nonlinear relationship with actual transpiration explained the reduction of daytime depressions of stem water potential, needed for maintaining tree water-use efficiency. Root hydraulic conductance was the parameter that best explained soil water availability for plants, especially under drought stress, highlighting the importance of understanding root dynamics to predict shifts in canopy transpiration. The root length was not influenced by water deficit at short-term period.

**Key-words:** sensitivity analysis, root hydraulic conductance, water availability, reference evapotranspiration, alternative method, atmospheric water potential.

## INTRODUÇÃO GERAL

O sistema solo-planta-atmosfera foi inicialmente reconhecido como continuum físico nos estudos de Gardner (1960) e Philip (1966). Entretanto, mesmo após o desenvolvimento de técnicas experimentais e mudanças na interpretação das relações solo, planta e atmosfera quanto à água, o estudo desse sistema ainda é um desafio devido à interação entre áreas da fisiologia vegetal, meteorologia e física do solo, para a explicação de algo comum entre os três subsistemas. Fisicamente, a água sempre move-se no sentido da redução da sua energia, a favor de um gradiente de potencial hídrico. Entretanto, o conceito de potencial hídrico sempre foi tratado de forma diferente entre os pesquisadores: déficit de pressão de difusão (fisiologia vegetal), tensão ou potencial hídrico do solo (física do solo) ou déficit de pressão de vapor (meteorologia). Dessa forma, por muito tempo, não foi possível a comunicação imediata entre diferentes áreas do conhecimento, que possibilitasse explicar o estado de energia da água e seu movimento entre as diferentes partes de um mesmo sistema. Logo, considerando a diferença de potencial hídrico como a principal força motora para o movimento de água entre o solo, planta e atmosfera, destaca-se a importância do estudo de sua influência sobre a evapotranspiração de referência, bem como sobre a disponibilidade de água às plantas, em combinação aos fatores que afetam a dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera. Estudos dessa natureza fornecem subsídio para a melhoria e adaptação de modelos de balanços hídricos e geração de modelos hidrológicos simplificados com a finalidade de estimar a evapotranspiração de referência, absorção de água pela planta, transpiração vegetal, dentre outros (Souza e Frizzone, 2007; Silva et al., 2008; Souza, 2008; Souza e Gomes, 2008; Jerszurki, 2013). Além disso, o conhecimento do conteúdo e dinâmica de água no solo, na planta e na atmosfera é fator determinante da produção agrícola, sendo considerado essencial para tomada de decisão quanto a culturas e regiões passíveis de serem exploradas, bem como é subsídio para melhorar o manejo em áreas já cultivadas.

A evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) tem sua estimativa consagrada com o método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), mas, muitas vezes, sua utilização é limitada pela indisponibilidade dos dados necessários ao modelo. Logo, é fundamental a análise da influência das variáveis climáticas sobre a tendência da  $ET_o$  (Irmak et al., 2006) em diferentes condições climáticas, fornecendo subsídio para a proposição e aprimoramento de métodos simplificados para a estimativa da  $ET_o$  em condições de indisponibilidade ou baixa qualidade dos dados (Irmak et al., 2006; Lemos Filho et al., 2010) e disseminando seu uso para curtos

períodos de tempo (horas e dias) e em métodos de evapotranspiração que utilizem a *ET<sub>o</sub>* como parâmetro de entrada.

Inúmeros métodos propostos para a estimativa da *ET<sub>o</sub>* utilizam apenas dados de temperatura máxima, mínima e média do ar, radiação solar, insolação e latitude. No entanto, em muitos casos, a aplicação dos métodos é limitada às características climáticas das regiões onde foram ajustados e validados, subestimando ou superestimando os valores de *ET<sub>o</sub>*. Nesse sentido, modelos baseados no déficit de pressão de vapor da atmosfera são promissores, pois fundamentam-se no efeito combinado da temperatura do ar e umidade relativa, as quais definem o potencial hídrico atmosférico ou a demanda atmosférica por água e, conseqüentemente, por evapotranspiração sob diferentes condições climáticas, propiciando o estudo da heterogeneidade local e regional da *ET<sub>o</sub>* (Pereira et al., 2015; Reichardt e Timm, 2012). Apesar da possibilidade do uso promissor, a literatura não apresenta estudos sobre a utilização do potencial hídrico atmosférico para a estimativa da *ET<sub>o</sub>*. Portanto, a proposição de um método simplificado de base física, baseado no potencial hídrico atmosférico tem por objetivo disseminar o uso de um método que seja sensível às variações climáticas locais e regionais, utilize poucas variáveis de fácil obtenção e possibilite a estimativa da *ET<sub>o</sub>* para períodos menores que um dia.

Além disso, o estudo combinado dos fatores de solo (potencial hídrico do solo) e planta (potencial hídrico foliar e propriedades radiculares) e sua influência sobre a transpiração, é essencial no estudo da disponibilidade de água às plantas e, conseqüentemente, na integração do fluxo de água para a evapotranspiração. Nesse sentido, o intervalo de disponibilidade de água tradicionalmente aceito entre as umidades volumétricas na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente (Veihmeyer e Hendrickson, 1927) vem sendo questionado ao longo do tempo, pois é estreitamente dependente das características do solo, clima e, principalmente, das características do sistema radicular, como sua distribuição em profundidade e propriedades hidráulicas da planta (Gardner, 1960; Gardner, 1964; Gardner, 1965; Reichardt e Timm, 2012; de Jong van Lier et al., 2006; de Jong van Lier, 2010; Alsina et al., 2011; Couvreur et al., 2014). Considerando o conceito da capacidade de água disponível, apenas uma pequena fração é realmente disponível às plantas, obtida a partir da caracterização de um “ponto crítico” ou intermediário de umidade no solo, a partir do qual as plantas possuem habilidade para absorver água, o que caracteriza a disponibilidade de água às plantas (Feddes et al., 1978; Novák e Havrilla, 2006). Inúmeros modelos relacionando o estudo da dinâmica da disponibilidade de água às plantas vêm sendo

desenvolvidos (Somma et al., 1998; Javaux et al., 2008; Lobet et al., 2013; Tardieu, 2013; Zhang et al., 2013) e tentativas foram feitas para melhorar a eficiência da irrigação a partir da modelagem do fluxo da água no sistema solo-planta-atmosfera (Kandelous et al., 2012). Contudo, fatores como o crescimento radicular e propriedades hidráulicas da planta, considerados elementos-chave para o entendimento da disponibilidade de água no solo, muitas vezes são ignorados.

Nesse contexto, teve-se como objetivo no presente trabalho caracterizar a sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE às variáveis climáticas e propor um método alternativo para estimar a *ET<sub>o</sub>* baseando-se nas variáveis mais sensíveis, com destaque para o déficit de pressão de vapor, o qual está relacionado ao potencial hídrico atmosférico; e, em relação aos aspectos fisiológicos da planta, avaliar o impacto do crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular sobre a disponibilidade de água para a transpiração sob condições de deficiência hídrica.

O presente trabalho foi estruturado e encontra-se subdividido em três capítulos:

Capítulo 1 – Sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE para estimar a evapotranspiração de referência nos tipos climáticos brasileiros;

Capítulo 2 – Desenvolvimento e ajuste de um método alternativo para estimar a evapotranspiração de referência nos tipos climáticos brasileiros;

Capítulo 3 – Impacto do crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular sobre a disponibilidade de água para espécies arbóreas em condição de deficiência hídrica.

## **LITERATURA CITADA**

ALLEN RG, PEREIRA LG, RAES D, SMITH M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations; 1.ed. Rome; 1998.

ALSINA MM, SMART DR, BAUERLE T, DE HERRALDE F, BIEL C, STOCKERT C, NEGRON C, SAVE R. Seasonal changes of whole root system conductance by a drought-tolerant grape root system. Journal of Experimental Botany. 2011;62:99-109.

COUVREUR V, VANDERBORGHT J, BEFF L, JAVAUX M. Horizontal soil water potential heterogeneity:simplifying approaches for crop water dynamics models. Hydrology and Earth System Sciences. 2014;18:1723-1743.

DE JONG VAN LIER Q, METSELLAR K, VAN DAM JC. Root water extraction and limiting soil hydraulic conditions estimated by numerical simulation. *Vadose Zone Journal*. 2006;5:1264-1277.

DE JONG VAN LIER Q. Física do Solo. 1ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2010.

FEDDES RA, KOWALIK PJ, ZARADNY H. Water uptake by plant roots. In.: *Simulation of field water use and crop yield*. New York, John Wiley and Sons Incorporation;1978. p.16-30.

GARDNER WR. Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science*. 1960;89:63-73.

GARDNER WR. Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agronomy Journal*. 1964;56:42-45.

GARDNER WR. Dynamic aspects of soil-water availability to plants. *Annual Review of Plant Physiology*. 1965;16:323-329.

IRMAK S, PAYERO JO, MARTIN DL, IRMAK A, HOWELL T. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE-Penman-Monteith equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2006;132:564-578.

JERSZURKI D. Caracterização das relações hídricas para a cultura do *Pinus taeda* no município de Telêmaco Borba, Estado do Paraná [dissertação]. Curitiba: Universidade federal do Paraná; 2013.

JAVAUX M, SCHRODER T, VANDERBORGHT J, VEREECKEN H. Use of a three-dimensional detailed modeling approach for predicting root water uptake. *Vadose Zone Journal*. 2008;7:1079-1088.

KANDELOUS MM, KAMAI T, VRUGT JA, SIMUNEK J, HANSON B, HOPMANS JW. Evaluation of subsurface drip irrigation design and management parameters for alfalfa. *Agricultural Water Management*. 2012;109, 81-93.

LEμος FILHO LCA, MELLO CR, FARIA MA, CARVALHO LG. Spatial-temporal analysis of water requirements of coffee crop in Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2010;14:165-172.

LOBET G, PAGÈS L, DRAYE X. A modeling approach to determine the importance of dynamic regulation of plant hydraulic conductivities on the water uptake dynamics in the soil-plant-atmosphere system. *Ecological modelling*, 2013;24:65-75.



- NOVÁK V, HAVRILA J. Method to estimate the critical soil water content of limited availability for plants. *Biologia*. 2006;61:289-293.
- PEREIRA LS, ALLEN LG, SMITH M, RAES D. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: past and future. *Agricultural Water Management*. 2015;147:4-20.
- PHILIP JR. Plant water relations: some physical aspects. *Annual Review of Plant Physiology*. 1966;17:245-268.
- REICHARDT K, TIMM LC. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. 2ed. Barueri: Manole; 2012.
- SILVA JC, HELDWEIN AB, TRENTIN G, STRECK NA, MARTINS FB. Funções de distribuição de probabilidade decendial e mensal para a deficiência hídrica no solo. *Ciência Rural*. 2008;38:1893-1899.
- SOMMA F, HOPMANS JW, CLAUSNITZER V. Transient three-dimensional modeling of soil water and solute transport with simultaneous root growth, root water and nutrient uptake. *Plant Soil*. 1998;202:281-293.
- SOUZA JLM. Programa MORETTI – Módulo: Balanço hídrico seqüencial (periodicidade: 1, 5, 7, 10, 15 e 30 dias). Versão 1.0. Curitiba, DSEA/SCA/UFPR, 2008 (Programa computacional).
- SOUZA JLM, FRIZZONE JA. Simulação do balanço hídrico para a cultura do cafeeiro nas regiões de Lavras e Uberlândia. *Scientia Agraria*. 2007;8:291-301.
- SOUZA JLM, GOMES S. Limites na utilização de um modelo de balanço hídrico decendial em função da capacidade de água disponível no solo. *Acta Scientiarum Agronomy*. 2008;30:153-163.
- TARDIEU F. Plant response to environmental conditions: assessing potential production, water demand, and negative effects of water deficit. *Frontiers in physiology*. 2013;4:1-11.
- VEIHMEYER FJ, HENDRICKSON AH. Soil moisture conditions in relation to plant growth. *Plant Physiology*. 1927;2:71-82.
- ZHANG K. Parameter identification for root growth based on soil water potential measurements – an inverse modeling approach. *Procedia Environmental Sciences*. 2013;19:574-579.

## CAPÍTULO 1 – SENSIBILIDADE DO MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH ASCE PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NOS TIPOS CLIMÁTICOS BRASILEIROS

### RESUMO

A análise de sensibilidade dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) para diferentes condições climáticas é essencial para a realização de simplificações e aumento da precisão de estimativas alternativas. Teve-se por objetivo no presente trabalho realizar a análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência estimada com o método de Penman-Monteith ASCE ( $ET_{oPM}$ ), para os tipos climáticos brasileiros. A influência das variáveis temperatura máxima e mínima do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), radiação solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ), déficit de pressão de vapor (kPa), umidade relativa média (%) e velocidade do vento a dois metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ ) sobre a  $ET_{oPM}$  diária foi estudada a partir de testes de sensibilidade e análises de componentes principais. As análises foram realizadas para o período de 44 anos (janeiro de 1970 a janeiro de 2014), considerando nove tipos climáticos brasileiros. A sensibilidade da  $ET_{oPM}$  às variáveis climáticas mostrou-se heterogênea entre os tipos climáticos estudados, indicando a robustez do método de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração de referência. A estimativa da  $ET_o$  a partir do método Penman-Monteith ASCE foi sensível ao déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ), radiação solar ( $R_s$ ) e velocidade do vento ( $u_2$ ). Para a estimativa de séries de  $ET_{oPM}$ , deve-se ter maiores cuidados com a coleta e processamento dos dados de umidade relativa média ( $UR$ ), temperatura máxima ( $T_{max}$ ) e  $u_2$ . Logo, na inexistência de séries de dados climáticos confiáveis para localidades brasileiras, recomenda-se a adaptação do método às variáveis climáticas de maior sensibilidade, conforme o tipo climático, resultando em estimativas adequadas e acessíveis.

**Palavras-chave:** análise de componentes principais, coeficientes de sensibilidade, modelagem, método de Penman-Monteith

## CHAPTER 1 – SENSITIVITY OF ASCE-PENMAN-MONTEITH REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION FOR BRAZILIAN CLIMATE TYPES

### ABSTRACT

Sensitivity analysis of reference evapotranspiration ( $ET_o$ ) methods under different climate conditions plays a key role in the simplification and improvement of alternative measurements of terrestrial water fluxes to the atmosphere. The aim of this work was perform sensitivity analysis of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration ( $ET_{oPM}$ ) for Brazilian climate types. Sensitivity and principal component analysis of  $ET_{oPM}$  to maximum and minimum air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), solar radiation ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ), vapor pressure deficit (kPa) and wind speed at two meters height ( $\text{m s}^{-1}$ ) were performed for 44-years data series (January of 1970 to January of 2014), for nine climate types in Brazil.  $ET_{oPM}$  sensitivity showed greater variability over seasons and climate types, showing its robustness to estimate reference evapotranspiration. In order of importance,  $ET_{oPM}$  was most sensitive to vapor pressure deficit ( $VPD$ ), wind speed ( $u_2$ ) and solar radiation ( $R_s$ ) in all climate types. Our analysis also showed that accurate measurements of relative humidity ( $RH$ ), air temperature ( $T_{max}$ ) and  $u_2$  are essential to accurately predict  $ET_{oPM}$  across tropical and subtropical climatic zones. In order to address better estimations and due to the lack of climate data for all Brazilian regions, we recommend the adjustment of the model to the most sensitive variables for each climate type, to improve the precision of reference ET losses.

**Key-words:** principal component analysis, sensitivity coefficients, modeling, Penman-Monteith method.

## 1.1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) refere-se ao processo de perda de água para a atmosfera a partir da evaporação da água do solo e transpiração de uma cultura hipotética ou de referência, como a grama ou alfafa, em pleno desenvolvimento vegetativo, cobrindo completamente a superfície do solo e em condições ideais de suprimento hídrico, sem a ocorrência de excedente ou deficiência hídrica (Allen et al., 1998; Allen et al., 2008). Apenas as variáveis climáticas têm influência sobre sua estimativa, refletindo diretamente a demanda evaporativa da atmosfera, independente da espécie vegetal utilizada, estágio de desenvolvimento e práticas de manejo. Portanto, a abrangência conceitual do termo faz da  $ET_o$  uma das variáveis hidrológicas mais importantes para o cálculo da evapotranspiração da cultura, estimativa e interpretação de balanços hídricos agrícolas e manejo de irrigação (Blaney e Criddle, 1950; Xu e Singh, 2005).

Ao longo das últimas décadas vários métodos foram desenvolvidos para estimar a evapotranspiração baseando-se em grupos de variáveis climáticas (Allen et al., 1998). A partir da análise de desempenho dos métodos, revelou-se a necessidade de formulação de um método padrão para o cálculo da  $ET_o$ . Nesse contexto, o método combinado de Penman-Monteith, inicialmente proposto por Penman (1948) e, posteriormente adaptado por Allen et al. (1998) (Penman-Monteith FAO), foi reconhecido como método padrão ajustando-se amplamente à estimativa da  $ET_o$  para períodos diários, pântadai, semanais, decendiais, quinzenais ou mensais, em diversas regiões do mundo. Segundo Allen et al. (1998) o método físico-matemático de Penman-Monteith, parametrizado pela *Food and Agriculture Organization oations* (FAO) deriva-se da combinação dos métodos balanço de energia (componente de radiação) e transferência de massa (componente aerodinâmico), a partir do emprego das variáveis temperatura máxima ( $T_{max}$ ), mínima ( $T_{min}$ ) e média do ar ( $T_{ar}$ ), umidade relativa média ( $UR$ ), radiação solar global acumulada ( $Ra$ ) e velocidade do vento a dois metros de altura ( $u_2$ ).

No entanto, com o objetivo de simplificar o método proposto por Allen et al. (1998) e aprimorar sua aplicabilidade com o uso de coeficientes específicos que diferenciem intervalos diário, horário e superfícies de referência (alfafa e grama) (Walter et al., 2000; Itenfisu et al., 2003), o método foi novamente atualizado (Penman-Monteith ASCE) e recomendado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE) (ASCE-EWRI, 2005; Allen et al., 2008). A referência à utilização do método Penman-Monteith é consagrada na literatura (Itenfisu et al., 2003; Steduto et al., 2003; Berengena e Gavilan, 2005; Gong et al., 2006; Allen et al., 2008;

Lemos Filho et al., 2010; Silva et al., 2011; Jerszurki et al., 2015; Pereira et al., 2015; Souza et al., 2016). Nesse sentido, faz-se necessário o conhecimento da influência individual das variáveis climáticas sobre o método (Saxton, 1975) a partir da realização de análises de sensibilidade, as quais são influenciadas pelos tipos climáticos (Irmak et al., 2006). Tal iniciativa também tem o objetivo de promover maior divulgação e aceitação do método Penman-Monteith ASCE pela comunidade científica e disseminar o seu uso para estimar a  $ET_o$  em modelos de evapotranspiração que utilizem a  $ET_o$  como parâmetro de entrada.

A influência das variáveis climáticas sobre a sensibilidade da  $ET_o$  estimada com o método de Penman-Monteith vem sendo relatada na literatura (Penman, 1948; Saxton, 1975; Allen et al., 1998; Rana e Katerji, 1998; Hupet e Vanclooster, 2001; ASCE-EWRI, 2005; Xu e Singh, 2005; Gong et al., 2006; Irmak et al., 2006; Chen et al., 2007; Liqiao et al., 2008; Estévez et al., 2009; Lemos Filho et al., 2010).

Ao analisarem a sensibilidade do método de Penman-Monteith (Monteith, 1965) em clima semiárido e considerando diferentes superfícies de referência, Rana e Katerji (1998) obtiveram maior sensibilidade da  $ET_o$  ao déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ) e radiação solar ( $R_s$ ). Na Bélgica, em clima úmido, Hupet e Vanclooster (2001) observaram grande influência da  $R_s$  e  $u_2$  no método de Penman-Monteith FAO. Irmak et al. (2006) observaram diferenciada sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE para o  $DPV$ ,  $u_2$  e  $R_s$ , em tipos climáticos contrastantes dos Estados Unidos. Por outro lado, Gong et al. (2006) e Liqiao et al. (2008) evidenciaram maior sensibilidade do método de Penman-Monteith FAO à  $UR$  na China, sendo o grau de sensibilidade dependente da estação do ano e regiões analisadas.

No Brasil, Lemos Filho et al. (2010) constataram a influência da  $R_s$ ,  $DPV$  e  $u_2$  na estimativa da  $ET_o$  com o método de Penman-Monteith FAO, bem como a variabilidade espacial da sensibilidade para o Estado de Minas Gerais. Avaliando a  $ET_o$  para o Estado da Paraíba, Silva et al. (2011) evidenciaram maior sensibilidade à  $R_s$ , seguida da  $UR$  e  $u_2$ .

Apesar de ser constatada grande variabilidade de respostas da  $ET_o$  às variáveis climáticas (Lemos Filho et al., 2010; Alencar et al., 2011), a sensibilidade da  $ET_o$  estimada com o método de Penman-Monteith FAO ou ASCE para os tipos climáticos ainda não foi estudada no Brasil. Portanto, dada à extensão territorial do país e, principalmente, à grande variabilidade da latitude e altitude entre as regiões, que resultam em variados tipos climáticos, estudos dessa natureza são interessantes e necessários, pois possibilitam a identificação de tendências, limitações e execução de adaptações no método, resultando na redução do número de variáveis necessárias ao cálculo e aumento da precisão nas análises.

Diante do contexto apresentado, teve-se por objetivo no presente trabalho realizar a análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência estimada com o método de Penman-Monteith ASCE ( $ET_{OPM}$ ), para os principais tipos climáticos brasileiros.

## 1.2 MATERIAL E MÉTODOS

### 1.2.1 Dados climáticos utilizados nas análises

Foram utilizados dados históricos diários (janeiro de 1970 a janeiro de 2014) disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2014), provenientes de 27 estações climatológicas convencionais (1970 – 2000) e automáticas (2000 – 2014) distribuídas em todas as regiões brasileiras (Tabela 1.1), contemplando os tipos climáticos mais representativos do país (Álvares et al., 2013), conforme a classificação climática de Köppen (1936) (Tabela 1.2 e Figura 1.1).

Os dados disponibilizados e utilizados foram: temperatura máxima e mínima do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa média (%), insolação acumulada (horas) e velocidade do vento a dez metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ ). Os dados de velocidade do vento foram convertidos para dois metros de altura conforme recomendado por Allen et al. (1998). A insolação foi medida com heliógrafos do tipo Campbell-Stokes para períodos diários (1970 a 2000), e em intervalos de 5 minutos (2000 a 2014), agrupados em períodos de 24 horas. A velocidade do vento a 10 metros de altura foi medida a partir de um anemômetro Vaisala a intervalos diários (1970 a 2000), a cada 10 minutos e, posteriormente, agrupados em períodos de 24 horas (2000 a 2014). Entre os anos de 1970 e 2000, a temperatura e a umidade relativa do ar foram medidas diariamente com o uso de termômetro de mercúrio e higrômetro, respectivamente; e, entre 2000 e 2014, em equipamentos semelhantes com intervalo de leituras de um minuto e, posteriormente, agrupados em períodos de 24 horas. Os dados inconsistentes foram identificados e excluídos a partir da análise de tendência e dispersão das séries de dados climáticos, as quais não foram submetidas a qualquer tipo de correção ou preenchimento de dados climáticos faltantes.

Tabela 1.1. Tipos climáticos, localidades e coordenadas das estações avaliadas.

Tipo climático	Estado	Estação	----- Coordenadas geográficas -----		
			Latitude (graus)	Longitude (graus)	Altitude (m)
Af	Amazonas	Manaus	-3,10	-60,01	61,25
	Bahia	Salvador	-13,01	-38,53	51,41
Am	Amapá	Macapá	-0,05	-51,11	14,46
	Acre	Rio Branco	-9,96	-67,80	160,00
	Alagoas	Maceió	-9,66	-35,70	64,50
	Espírito Santo	Vitória	-20,31	-40,31	36,20
	Pará	Marabá	-5,36	-49,13	95,00
	Pernambuco	Recife Curado	-8,05	-34,95	10,00
	Rio de Janeiro	Rio de Janeiro	-22,89	-43,18	11,10
	Roraima	Boa Vista	2,86	-60,66	83,00
	Sergipe	Aracaju	-10,95	-37,01	4,72
	As	Ceará	Fortaleza	-3,81	-38,53
Paraíba		João Pessoa	-7,10	-34,86	7,43
Rio Grande do Norte		Natal	-5,91	-35,20	48,60
Aw	Mato Grosso	Cuiabá	-15,61	-56,10	145,00
	Distrito Federal	Brasília	-15,78	-47,92	1159,54
	Goiás	Goiânia	-16,66	-49,25	741,48
	Mato Grosso do Sul	Corumbá	-19,02	-57,67	130,00
	Maranhão	São Luís	-2,53	-44,21	50,86
	Piauí	Teresina	-5,08	-42,81	74,36
	Tocantins	Palmas	-10,19	-48,30	280,00
	Bsh	Pernambuco	Petrolina	-9,38	-40,48
Cfa	Rio Grande do Sul	Porto Alegre	-30,05	-51,16	46,97
	Santa Catarina	Florianópolis	-27,58	-48,56	1,84
Cfb	Paraná	Curitiba	-25,43	-49,26	923,50
Cwa	Minas Gerais	Uberaba	-19,73	-47,95	737
Cwb	Minas Gerais	Belo Horizonte	-19,93	-43,93	915,00

Tabela 1.2. Tipos climáticos mais representativos do país (Álvares et al., 2013), conforme a classificação climática de Köppen (1936).

Tipo climático	---- Temperatura (°C) ----			----- Precipitação (mm) -----		Descrição	
	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	---- Mensal ---- P <sub>1</sub> P <sub>2</sub>	Anual		
Af	≥ 18			≥ 60		≥ 25(100-P <sub>1</sub> )	Tropical sem estação seca
Am					< 60		Tropical monsonico
As						< 25(100-P <sub>1V</sub> )	Tropical com verões secos
Aw						< 25(100-P <sub>1I</sub> )	Tropical com invernos secos
Bsh			≥ 18			< 5.P <sub>LIM</sub>	Semiárido seco, com baixa latitude e altitude
Cfa	-3<T<18	≥22		> 40			Subtropical úmido, sem estação seca, com verões quentes
Cfb		4≤T <sub>M10</sub> <22					Subtropical úmido, sem estação seca, com verões temperados
Cwa	-3<T<18	≥22		< 40			Subtropical úmido, com invernos secos e verões quentes
Cwb		4≤T <sub>M10</sub> <22			P <sub>2V</sub> ≥ 10.P <sub>2I</sub>		Subtropical úmido, com invernos secos e verões temperados

T<sub>1</sub> – temperatura do mês mais frio; T<sub>2</sub> – temperatura do mês mais quente; T<sub>3</sub> – temperatura média anual; P<sub>1</sub> – precipitação do mês mais seco; P<sub>2</sub> – precipitação do mês mais úmido; P<sub>1V</sub> – precipitação do mês mais seco no Verão; P<sub>1I</sub> – precipitação do mês mais seco no Inverno; P<sub>2V</sub> – precipitação do mês mais úmido no Verão; P<sub>2I</sub> – precipitação do mês mais úmido no Inverno; P<sub>LIM</sub> – precipitação do mês mais seco do ano; T<sub>M10</sub> – número de meses com temperatura <10 °C. Adaptado de Álvares et al. (2013).

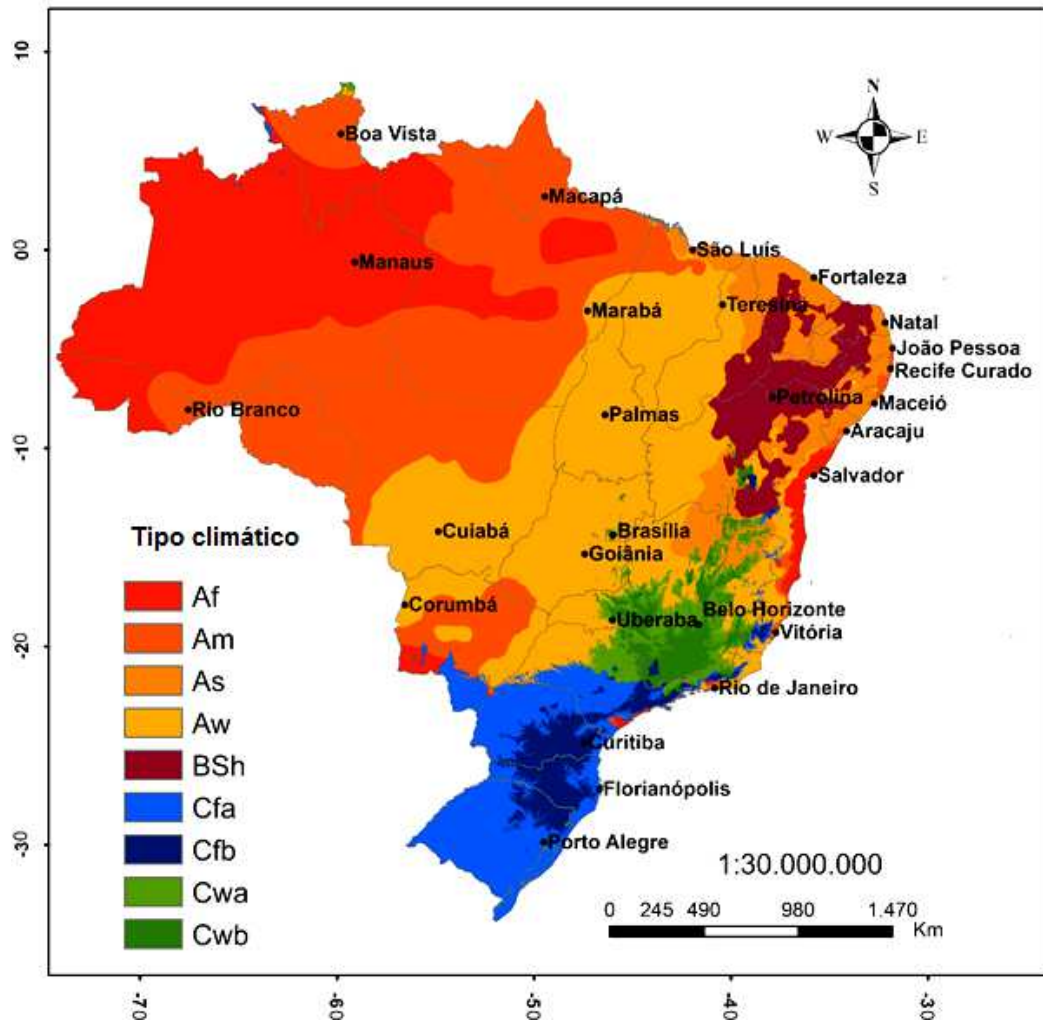


Figura 1.1 – Distribuição dos tipos climáticos entre as estações avaliadas (Álvares et al., 2013), conforme a classificação climática de Köppen (1936).

### 1.2.2 Estimativa da evapotranspiração de referência ( $ET_{oPM}$ )

A estimativa da  $ET_o$  diária foi realizada com o método de Penman-Monteith, parametrizado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE) (ASCE-EWRI, 2005) (Apêndice 1).

$$ET_{oPM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma_{psy} \cdot \frac{C_n}{(T_{ar} + 273)} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma_{psy} \cdot (1 + C_d \cdot u_2)} \quad (1.1)$$

Sendo:  $ET_{oPM}$  – evapotranspiração de referência ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $\Delta$  – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $R_n$  – radiação líquida na superfície ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $G$  – balanço do fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $\gamma_{psy}$  – constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T_{ar}$  – temperatura média do ar ( $^\circ\text{C}$ );  $u_2$  – velocidade do vento a dois



metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );  $e_s$  – pressão de saturação de vapor (kPa);  $e_a$  – pressão atual do vapor (kPa);  $C_n$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 900 para a grama batatais (adimensional);  $C_d$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 0,34 para a grama batatais (adimensional).

### 1.2.3 Análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência ( $ET_{oPM}$ )

Para analisar o efeito de cada variável na estimativa da  $ET_o$  com o método de Penman-Monteith ASCE foram considerados acréscimos e decréscimos de uma a cinco unidades nos valores diários da  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $DPV$  (Apêndice 1),  $R_s$  (Apêndice 1) e  $u_2$ , ao longo de 44 anos para as localidades e tipos climáticos avaliados (Irmak et al., 2006). Devido à menor magnitude de ocorrência na natureza, utilizou-se acréscimos e decréscimos de 0,4 a 2 kPa para o  $DPV$  e, de 0,5 a 2,5  $\text{m s}^{-1}$  para  $u_2$ . A unidade de acréscimo/decrécimo foi considerada igual a 0,4 kPa para o  $DPV$  e 0,5  $\text{m s}^{-1}$  para  $u_2$ .

A sensibilidade da  $ET_{oPM}$  de cada tipo climático foi realizada em localidades que representam o clima analisado (Álvares et al., 2013). Dessa forma, foram escolhidas as estações de Manaus (AM), Macapá (AP), João Pessoa (PB), São Luís (MA), Petrolina (PE), Porto Alegre (RS), Curitiba (PR), Uberaba (MG) e Belo Horizonte (MG) (Tabela 1.1) para os climas  $Af$ ,  $Am$ ,  $As$ ,  $Aw$ ,  $Bsh$ ,  $Cfa$ ,  $Cfb$ ,  $Cwa$  e  $Cwb$ , respectivamente (Tabela 1.2). Inicialmente, a  $ET_{oPM}$  diária foi estimada para todas as localidades escolhidas e, posteriormente, cada variável foi alterada individualmente e sua resposta sobre o acréscimo ou decréscimo da  $ET_{oPM}$  ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) novamente estimada.

Para a quantificação da influência das variáveis em estudo sobre a  $ET_{oPM}$  foram calculados, para cada variável, coeficientes de sensibilidade diários, conforme descrito por Smajstrla et al. (1987):

$$C_S = \frac{\Delta_{ET_{oPM}}}{\Delta_{VC}} \quad (1.2)$$

Sendo:  $C_S$  – coeficiente de sensibilidade (adimensional);  $\Delta_{ET_{oPM}}$  – variação da  $ET_o$  com a mudança do valor da variável em estudo ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $\Delta_{VC}$  – acréscimo ou redução de cada variável em estudo (unidade).

Cada  $C_S$  diário foi estimado a partir da média dos coeficientes obtidos com os incrementos para cada variável analisada, sendo o valor final médio de  $C_S$  de cada dia obtido

da média dos 44 dados diários (provenientes dos 44 anos). Adicionalmente, para melhor interpretação dos resultados, foram realizadas análises de regressão linear simples entre  $\Delta_{ETo}$  e  $\Delta_{VC}$  (acréscimos e decréscimos) para cada variável e tipo climático considerado.

Devido à tendência praticamente idêntica dos  $C_S$  obtidos com os acréscimos e decréscimos, apenas os  $C_S$  obtidos com os incrementos das variáveis climáticas foram apresentados no presente estudo. Portanto, nas análises realizadas, a tendência dos  $C_S$  obtidos com os decrementos das variáveis climáticas é inversamente proporcional ao demonstrado.

Análises de regressão linear simples foram realizadas para verificar a associação entre os valores médios anuais de  $ET_{OPM}$  e as variáveis climáticas; e, entre  $\Delta_{ET_{OPM}}$  e  $\Delta_{VC}$  para cada variável e tipo climático considerado. Medidas de tendência e dispersão (CV) também foram calculadas para verificar a distribuição temporal da  $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ,  $UR$ ,  $DPV$ ,  $Rs$ ,  $u_2$  e  $ET_{OPM}$ . A distribuição espacial e temporal da  $ET_{OPM}$  média diária foi obtida a partir do mapeamento das estações climatológicas com o auxílio do software ArcGIS 10.1 (ESRI, 2011), a partir da interpolação para todos os tipos climáticos brasileiros realizada por Álvares et al. (2013).

#### 1.2.4 Análise de componentes principais

A análise de componentes principais (ACP) foi empregada com o auxílio do *software* MATLAB (2014), como técnica exploratória dos dados e auxiliar na explicação dos coeficientes de sensibilidade obtidos para cada variável climática. Para tanto, foram correlacionadas séries diárias de  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $Rs$ ,  $u_2$  e  $DPV$ , obtidas para as 27 localidades (Tabela 1.1), agrupadas em cada tipo climático analisado. A ACP foi realizada baseando-se na matriz de correlação gerada entre as componentes principais e as variáveis climáticas consideradas. Para cada componente principal foram obtidos autovetores e autovalores das variáveis climáticas. Os autovetores representam o peso das variáveis em cada componente principal gerada, os quais variam entre  $-1$  e  $+1$ . Os autovalores representam a contribuição relativa de cada componente principal na explicação da variância total dos dados. Graficamente, cada componente principal é explicada em um eixo diferente. Devido à facilidade de observação, os resultados foram apresentados em gráfico bidimensional. O número de componentes principais considerado baseou-se no critério de Kaiser (Kaiser, 1960), o qual recomenda o uso das componentes cujo autovalor seja superior a 1. A partir da relação entre as componentes principais e variáveis climáticas analisadas, foram considerados significativos os coeficientes de correlação superiores a 0,7 (Zwick e Velicer, 1986).

## 1.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 1.3.1 Distribuição temporal das variáveis climáticas

Verificou-se grande variabilidade da  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $UR$ ,  $R_s$ ,  $u_2$  e  $DPV$  entre os tipos climáticos subtropical úmido, tropical com verões secos e semiárido seco (Tabela 1.2), ao longo do ano (Tabela 1.3), sugerindo resultados contrastantes para os coeficientes de sensibilidade na predição da  $ET_o$ , conforme as condições climáticas. O  $DPV$  apresentou as maiores variações ao longo do ano para os tipos climáticos úmidos. Além da  $R_s$ , o  $DPV$  teve significativa associação com a  $ET_{oPM}$  (Tabela 1.3), principalmente para os climas tropicais e semiárido. Portanto, observa-se a importância do  $DPV$  na caracterização da demanda atmosférica por água e, conseqüentemente, por evapotranspiração nas condições climáticas avaliadas (McVicar et al., 2012). Desde os primeiros estudos realizados por Dalton (Shaw, 1993) até a proposição do método de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração de referência (Allen et al., 1998, ASCE-EWRI, 2005) é reconhecida a influência do gradiente de pressão de vapor entre o sistema solo-planta e a atmosfera sobre a evapotranspiração (Hillel, 1971). Nesse sentido, devido aos maiores  $DPV$ 's e sua menor sazonalidade, observou-se nos climas quentes secos maiores e constantes valores de  $ET_{oPM}$  ao longo do ano (Tabela 1.3 e Figura 1.2).

Apesar dos menores  $DPV$ 's, a  $ET_{oPM}$  estimada para os tipos climáticos tropicais foi similar à do semiárido (Figura 1.2), devido aos maiores valores de  $R_s$  observada (Álvares et al., 2013). No clima semiárido, principalmente nos períodos mais frios do ano, a menor  $R_s$  foi compensada pelo maior  $DPV$ , resultando em altos valores de  $ET_{oPM}$  (Figura 1.2). Os menores valores médios de  $ET_{oPM}$  foram observados nos climas subtropicais, os quais foram variáveis ao longo das estações do ano (Figura 1.2). Considerando o período anual, os resultados demonstraram clara diferenciação entre os climas tropical, semiárido e subtropical (Figura 1.2). No verão, outono e primavera foram constatadas diferenças marcantes entre os tipos climáticos quentes e frios. Nesse sentido, observou-se variação da  $ET_{oPM}$  entre as regiões (25,2%), estações do ano (2,2% na primavera a 28% no verão) e tipos climáticos analisados (24,8%), caracterizando a significativa e contrastante influência sazonal e regional das variáveis climáticas sobre a  $ET_{oPM}$ .

Em contraste com os climas tropicais e semiárido, a  $T_{max}$  e  $T_{min}$  apresentaram altos coeficientes de variação anual, devido à maior sazonalidade característica do tipo climático subtropical. Devido à maior sazonalidade, a  $R_s$  também foi variável, principalmente para os climas subtropical úmido sem estação seca (Tabela 1.3).

Tabela 1.3. Valores médios diários, coeficiente de variação (C.V.) e coeficiente de correlação (R) entre as variáveis  $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ,  $UR$ ,  $DPV$ ,  $Rs$ ,  $u_2$  e  $ET_{OPM}$  para os tipos climáticos analisados, considerando as 27 estações climatológicas centrais, nos períodos anual, verão (V), outono (O), inverno (I) e primavera (P), entre 1970 e 2014.

Tipo climático	Estações climatológicas	Variável	Média diária	C.V. (%)					R (adimensional)				
				Anual	V	O	I	P	Anual	V	O	I	P
Af	Manaus e Salvador	$T_{min}$ (°C)	22,74	2,64	1,34	1,54	1,61	1,50	0,2	0,0	0,6	0,1	-0,1
		$T_{max}$ (°C)	29,83	2,42	1,33	1,75	1,97	1,45	0,7	0,2	0,8	0,7	0,2
		$UR$ (%)	73,77	3,14	1,89	1,88	2,52	2,05	-0,5	-0,2	-0,3	-0,8	-0,5
		$DPV$ (kPa)	0,66	13,00	4,71	6,59	10,80	7,40	0,8	0,7	0,7	0,9	0,7
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	18,06	9,54	3,17	7,53	8,51	3,47	1,0	0,9	1,0	1,0	0,9
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,73	8,45	6,00	6,11	7,00	6,79	0,2	0,3	-0,3	0,3	0,5
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,73	11,10	3,37	8,67	9,97	3,22	—	—	—	—	—
Am	Macapá, Rio Branco, Maceió, Vitória, Marabá, Recife Curado, Rio de Janeiro, Boa Vista e Aracaju	$T_{min}$ (°C)	22,22	4,03	0,48	2,94	1,71	1,63	0,5	-0,1	1,0	0,8	0,5
		$T_{max}$ (°C)	30,37	2,31	0,49	2,06	1,31	0,80	0,6	-0,1	1,0	0,9	0,6
		$UR$ (%)	79,02	2,30	0,49	0,98	2,09	1,05	-0,5	-0,6	-0,9	-1,0	0,0
		$DPV$ (kPa)	0,76	10,96	2,34	8,02	9,93	2,81	0,6	0,5	1,0	1,0	0,2
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	18,56	10,13	2,53	6,97	8,05	2,08	0,6	0,9	1,0	1,0	0,9
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,98	13,84	3,89	7,19	11,90	2,86	0,6	0,7	0,9	1,0	0,6
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,97	15,71	14,24	9,84	10,74	2,27	—	—	—	—	—
As	Fortaleza, João Pessoa e Natal	$T_{min}$ (°C)	23,41	4,52	0,87	2,26	1,83	2,03	0,7	0,7	0,9	0,6	0,3
		$T_{max}$ (°C)	30,01	2,14	0,33	1,44	0,93	0,86	0,7	0,6	0,9	0,9	0,3
		$UR$ (%)	78,41	3,95	1,71	1,07	3,02	0,85	-0,9	-0,9	-0,8	-1,0	-0,7
		$DPV$ (kPa)	0,78	16,46	6,67	7,21	11,90	2,57	1,0	0,9	0,9	1,0	0,8
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	21,04	11,49	3,76	5,55	10,29	2,32	1,0	0,9	0,9	1,0	0,9
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	3,14	14,53	8,26	7,07	8,90	5,50	0,7	0,8	-0,7	0,9	0,4
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,45	14,12	4,46	6,85	12,33	2,40	—	—	—	—	—
Aw	Cuiabá, Brasília, Goiânia, Corumbá, São Luís, Teresina e Palmas	$T_{min}$ (°C)	20,68	7,42	0,52	5,76	6,13	1,27	0,7	0,7	0,1	0,7	-0,2
		$T_{max}$ (°C)	31,45	3,23	0,70	1,22	3,66	2,06	0,8	0,7	0,5	0,8	0,3
		$UR$ (%)	71,74	11,27	1,67	4,76	6,84	6,80	-0,9	-0,8	-0,6	-0,9	-0,7
		$DPV$ (kPa)	0,98	31,28	8,09	12,58	16,88	17,82	0,9	0,8	0,6	0,9	0,7
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	18,98	6,87	3,02	3,09	6,23	3,38	1,0	0,9	0,9	1,0	0,9
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,47	12,39	6,61	7,39	8,57	5,45	0,9	0,7	0,4	0,9	0,0
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,09	12,83	4,17	4,02	12,49	5,68	—	—	—	—	—
Bsh	Petrolina	$T_{min}$ (°C)	22,01	5,86	0,97	3,74	2,32	2,63	0,5	0,3	0,8	0,5	0,4
		$T_{max}$ (°C)	32,14	4,66	1,22	2,50	3,58	1,29	0,9	0,7	0,9	0,9	0,6
		$UR$ (%)	55,37	10,49	5,20	2,73	8,18	6,55	-0,8	-0,8	0,4	-0,9	-0,2
		$DPV$ (kPa)	1,59	18,44	11,93	6,26	15,94	4,78	0,9	0,8	0,4	0,9	0,5
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	17,71	11,98	4,13	8,55	10,75	3,19	0,9	0,7	0,9	0,9	0,7
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,28	12,34	8,36	10,05	6,23	6,82	0,0	0,8	-0,5	0,4	0,2
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,28	16,12	8,21	7,50	15,00	3,51	—	—	—	—	—
Cfa	Porto Alegre e Florianópolis	$T_{min}$ (°C)	16,44	20,84	2,11	15,70	8,00	9,06	0,9	0,1	1,0	0,8	0,9
		$T_{max}$ (°C)	24,93	13,94	1,88	10,23	4,32	7,57	0,9	0,5	1,0	0,8	1,0
		$UR$ (%)	78,51	3,50	2,16	2,40	2,26	2,51	-0,9	-0,8	-0,9	-0,8	-0,9
		$DPV$ (kPa)	0,57	30,30	7,98	22,72	13,88	17,42	1,0	0,9	1,0	0,8	1,0
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	17,01	26,51	8,14	17,88	18,17	9,80	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,57	19,84	9,01	14,01	16,28	6,30	0,8	0,7	0,9	0,9	0,2
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,14	37,78	8,91	27,66	26,88	14,01	—	—	—	—	—
Cfb	Curitiba	$T_{min}$ (°C)	13,08	2,57	2,57	2,57	2,57	2,57	0,9	0,2	1,0	0,7	0,9
		$T_{max}$ (°C)	23,43	23,53	2,57	19,05	10,74	9,92	0,9	0,3	1,0	0,8	0,9
		$UR$ (%)	81,22	11,33	2,03	8,88	5,09	7,14	-0,2	-0,5	-0,1	-0,5	-0,8
		$DPV$ (kPa)	0,44	2,46	1,35	1,26	2,91	2,27	0,9	0,5	0,9	0,8	0,9
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	16,31	19,44	7,23	14,55	16,53	15,99	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,10	20,53	6,66	14,17	13,60	8,99	0,7	0,5	0,5	0,6	0,5
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	2,78	12,64	7,50	8,56	9,49	6,36	—	—	—	—	—
Cwa	Uberaba	$T_{min}$ (°C)	17,12	16,96	4,00	15,24	14,32	5,75	0,5	-0,2	0,7	0,9	-0,3
		$T_{max}$ (°C)	29,95	6,28	4,08	5,74	7,66	4,73	0,7	0,5	0,7	0,9	0,4
		$UR$ (%)	65,88	15,21	4,37	7,30	13,39	11,79	-0,3	-0,7	0,3	-0,7	-0,7
		$DPV$ (kPa)	1,06	30,15	14,98	12,74	23,38	26,75	0,5	0,7	0,3	0,9	0,7
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	18,69	13,04	9,63	11,14	11,36	11,71	0,9	0,8	0,9	1,0	0,8
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,11	41,10	31,42	36,95	31,37	33,95	0,4	0,1	0,3	0,9	0,4
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,86	19,91	12,06	15,92	20,90	13,09	—	—	—	—	—
Cwb	Belo Horizonte	$T_{min}$ (°C)	17,38	11,30	1,44	10,14	6,86	3,35	0,9	0,6	1,0	0,9	0,2
		$T_{max}$ (°C)	27,21	5,20	1,98	4,79	4,30	1,96	0,9	0,5	1,0	0,9	0,6
		$UR$ (%)	68,10	7,52	3,31	2,96	4,98	6,60	0,3	-0,6	0,7	-0,7	-0,2
		$DPV$ (kPa)	0,92	13,67	10,09	5,78	13,62	14,77	0,3	0,6	0,7	0,9	0,4
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	18,52	12,58	5,78	9,38	9,65	5,34	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,50	10,37	9,04	6,41	11,05	8,96	0,5	0,7	0,4	0,9	0,1
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,61	18,81	5,94	15,10	17,60	5,23	—	—	—	—	—

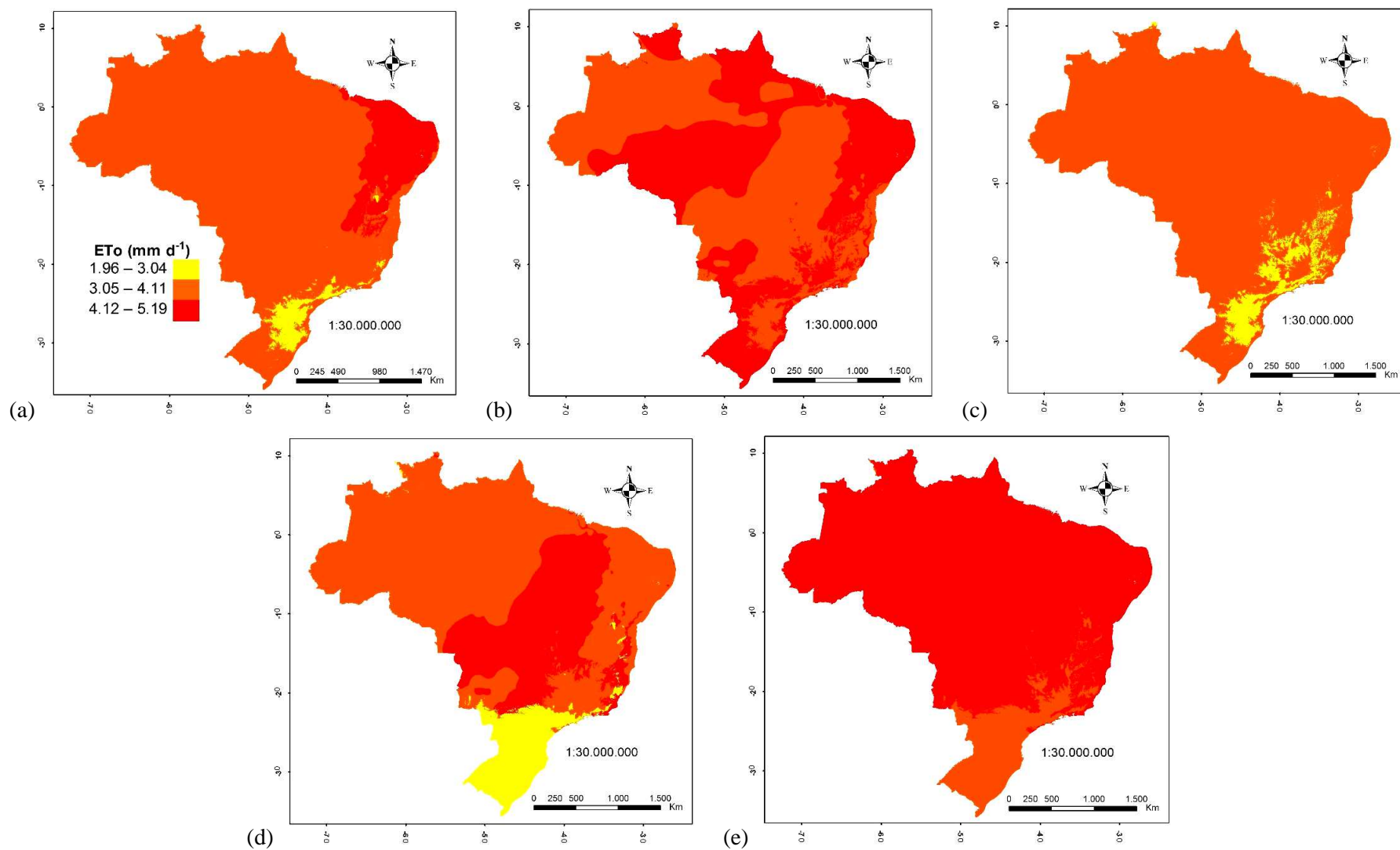


Figura 1.2 – Distribuição espacial da  $ET_{oPM}$  média diária durante o período de estudo para todos os tipos climáticos (Figura 1.1) nos períodos: (a) anual; (b) verão; (c) outono; (d) inverno; e, (e) primavera.

### 1.3.2 Agrupamento das variáveis climáticas em função do tipo climático

Observou-se que os tipos climáticos quentes e úmidos (Af, Am e As) foram agrupados pela temperatura do ar,  $UR$  e  $Rs$  e, os climas secos (Aw e Bsh), pelo  $DPV$  (Figura 1.3), indicando sensibilidade variável do método de Penman-Monteith entre os tipos climáticos.

A primeira componente principal (CP1) explicou cerca de 51% da variabilidade dos dados (Tabela 1.4), sendo fortemente correlacionada às variáveis climáticas que determinam a demanda atmosférica por água e à energia disponível para a evapotranspiração em termos de fluxo de calor latente (Yan et al., 2012), especialmente à  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $Rs$  e  $DPV$  (Figura 1.3). Os resultados observados confirmam a grande variabilidade quanto à influência das variáveis sobre a demanda de água pela atmosfera entre os tipos climáticos (Tabela 1.4), sendo que no clima semiárido o  $DPV$  foi a variável de maior importância na caracterização do tipo climático (Figura 1.3). De acordo com McVicar et al. (2012) a  $ET_0$  é caracterizada, principalmente, pela radiação solar e componentes aerodinâmicos da equação de Penman-Monteith, quais sejam: temperatura do ar, pressão de saturação de vapor e velocidade do vento, diretamente relacionados à capacidade de armazenamento de água pela atmosfera.

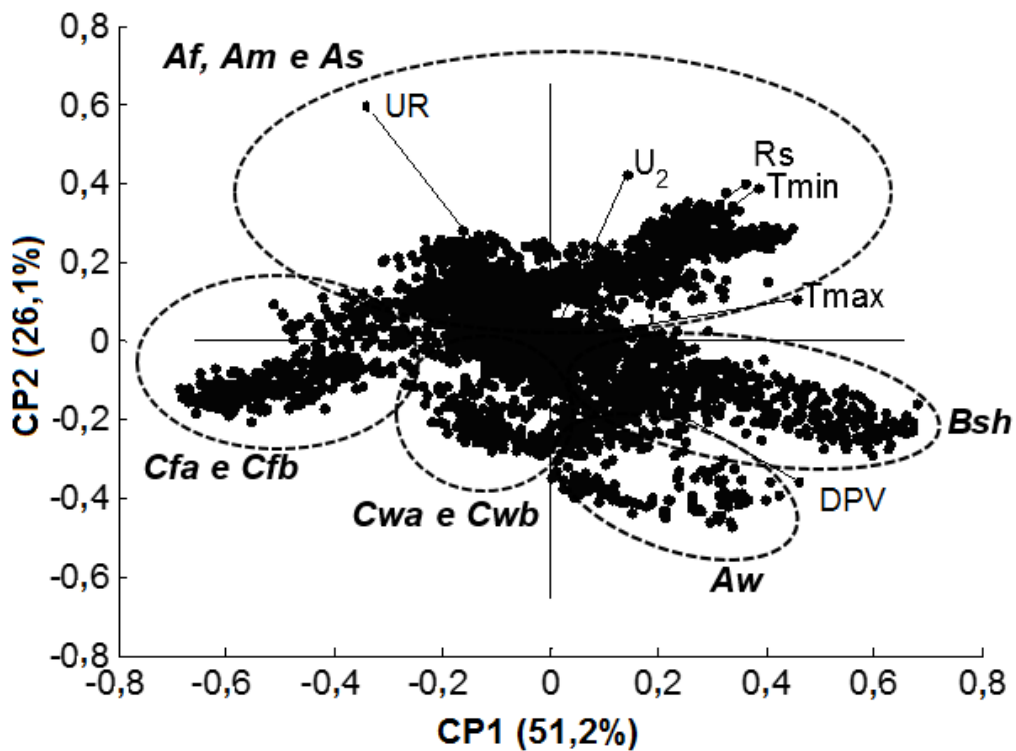


Figura 1.3 – Análise de componentes principais para  $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ,  $I$ ,  $UR$ ,  $DPV$ ,  $Rs$ ,  $u_2$  e  $G$  para os tipos climáticos analisados, entre 1970 e 2014.

A segunda componente (CP2) explicou apenas 26% da variabilidade total dos dados, sendo forte e positivamente correlacionada com  $u_2$  e  $UR$  (Tabela 1.4). Alta  $UR$  está relacionada ao incremento da pressão atual de vapor, resultando em baixos  $DPV$ 's e menor demanda atmosférica por água. Os resultados observados confirmam a variabilidade da resposta da  $ET_{OPM}$  às variáveis climáticas e robustez do método padrão de Penman-Monteith, sugerindo a necessidade da análise de sensibilidade.

Tabela 1.4. Autovalores e proporção da variância explicada pelas componentes principais e coeficiente de correlação obtido entre as variáveis climáticas e as componentes principais.

Componente	CP1	CP2
Autovalor (adimensional)	3,07	1,56
Variância absoluta (%)	51,2	26,1
Variância acumulada (%)	51,2	77,3
$T_{min}$ (°C)	0,76	0,48
$T_{max}$ (°C)	0,93	0,06
$UR$ (%)	-0,65	0,70
$DPV$ (kPa)	0,83	-0,48
$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia)	0,70	0,48
$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	0,13	0,63

### 1.3.3 Análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência ( $ET_{OPM}$ )

Os coeficientes lineares e angulares da relação entre  $\Delta_{ET_{OPM}}$  e  $\Delta_{VC}$  (Tabela 1.5), obtidos das análises de regressão (Figura 1.4) representam valores médios anuais, não demonstrando a variabilidade sazonal da sensibilidade. Para o melhor entendimento da sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE às variáveis climáticas em estudo ao longo do ano, os coeficientes de sensibilidade foram apresentados na Figura 1.5. A informação gerada com os coeficientes de sensibilidade é extremamente útil pois, além de refletir a influência de determinada variável climática sobre a  $ET_{OPM}$ , auxilia na quantificação de erros gerados na leitura e processamento de cada variável climática sobre a estimativa da  $ET_{OPM}$ .

Observou-se resposta linear da  $ET_{OPM}$  em relação às variáveis climáticas, sendo obtidos altos coeficientes de determinação ( $R^2 \geq 0,98$ ) para todos os tipos climáticos analisados (Tabela 1.5).

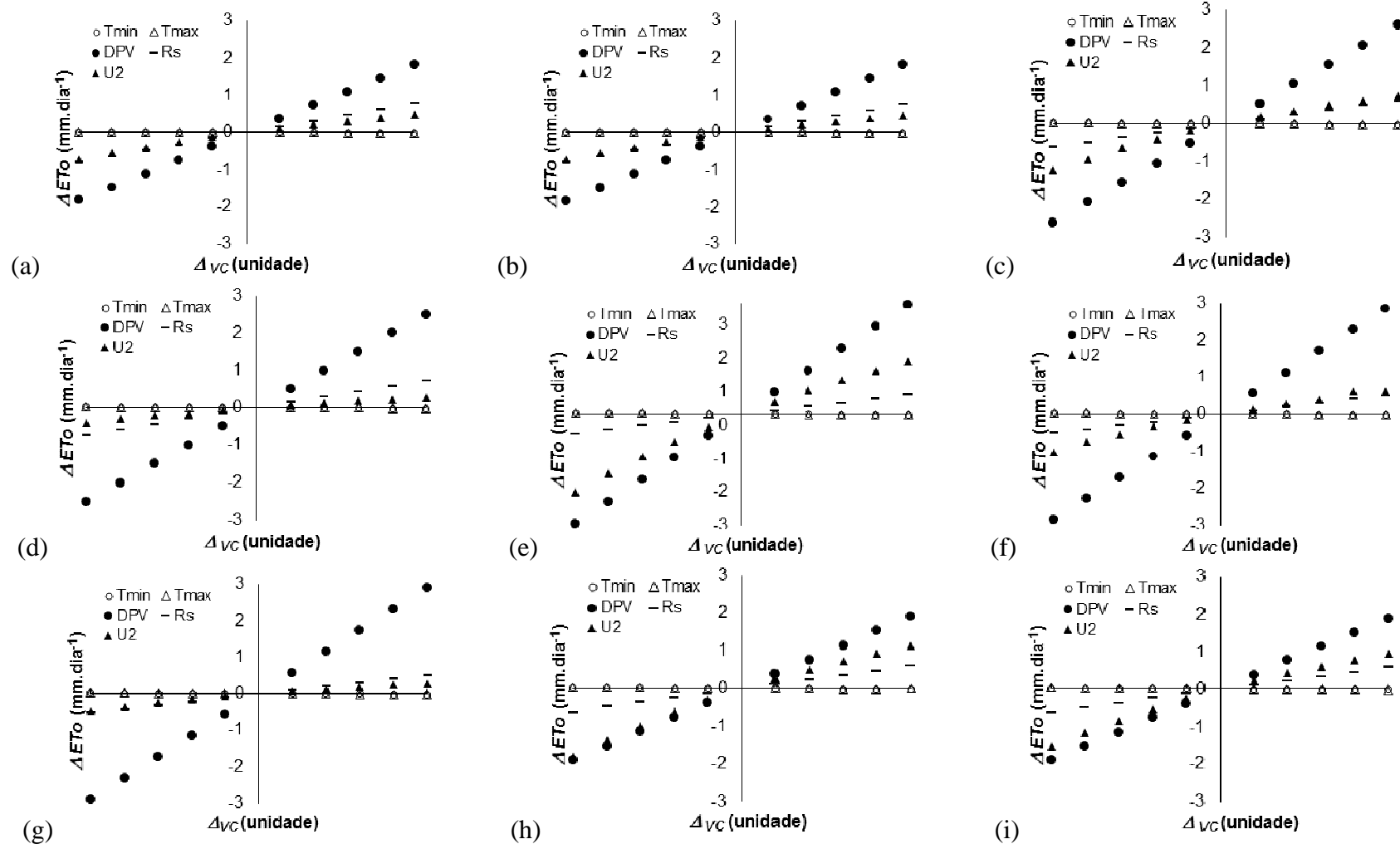


Figura 1.4 – Variação média anual da  $ET_{oPM}$ , entre 1970 e 2014, em resposta aos acréscimos/decréscimos unitários de cada variável climática para as estações e tipos climáticos: (a) Manaus (*Af*); (b) Macapá (*Am*); (c) João Pessoa (*As*); (d) São Luís (*Aw*); (e) Petrolina (*Bsh*); (f) Porto Alegre (*Cfa*); (g) Curitiba (*Cfb*); (h) Uberaba (*Cwa*); e, (i) Belo Horizonte (*Cwb*).



Tabela 1.5. Coeficientes de regressão linear entre os valores médios anuais de  $\Delta_{EToPM}$  (mm dia<sup>-1</sup>) e  $\Delta_{VC}$ , para cada variável e tipo climático analisado, entre 1970 e 2014.

Tipo Climático	Variável	Coefficiente Linear ( <i>a</i> )	Coefficiente Angular ( <i>b</i> )	R <sup>2</sup>
Af	$T_{min}$ (°C)	-0,0002	-0,0032	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0002	-0,0036	0,99
	DPV (kPa)	$-1,07 \cdot 10^{-16}$	0,9153	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$3,33 \cdot 10^{-17}$	0,1544	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,05392	0,2384	0,98
Am	$T_{min}$ (°C)	-0,0002	-0,0038	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0002	-0,0042	0,99
	DPV (kPa)	$-4,48 \cdot 10^{-18}$	1,1010	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$-5,55 \cdot 10^{-17}$	0,1498	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,0373	0,1716	0,98
As	$T_{min}$ (°C)	-0,0003	-0,0049	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0003	-0,0052	0,99
	DPV (kPa)	$-5,78 \cdot 10^{-17}$	1,3005	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$1,00 \cdot 10^{-17}$	0,1224	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,0992	0,3870	0,98
Aw	$T_{min}$ (°C)	0,0005	-0,0035	0,96
	$T_{max}$ (°C)	-0,0002	-0,0039	0,99
	DPV (kPa)	$-4,55 \cdot 10^{-16}$	1,2493	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$7,77 \cdot 10^{-17}$	0,1465	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,0295	0,1351	0,98
Bsh	$T_{min}$ (°C)	0,0021	-0,0064	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0004	-0,0072	0,99
	DPV (kPa)	$-1,62 \cdot 10^{-16}$	1,6387	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$2,22 \cdot 10^{-17}$	0,1141	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,1651	0,7755	0,99
Cfa	$T_{min}$ (°C)	-0,0001	-0,0045	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0003	-0,0051	0,99
	DPV (kPa)	$-1,96 \cdot 10^{-16}$	1,4177	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	0,0001	0,1006	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,0792	0,3251	0,98
Cfb	$T_{min}$ (°C)	-0,0002	-0,0039	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0002	-0,0044	0,99
	DPV (kPa)	$1,57 \cdot 10^{-16}$	1,4543	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$-4,44 \cdot 10^{-17}$	0,1030	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,0433	0,1532	0,98
Cwa	$T_{min}$ (°C)	-0,0003	-0,0057	0,99
	$T_{max}$ (°C)	0,0030	-0,0050	0,80
	DPV (kPa)	$-2,03 \cdot 10^{-17}$	0,9565	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$-6,66 \cdot 10^{-17}$	0,1219	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,1491	0,5840	0,98
Cwb	$T_{min}$ (°C)	-0,0003	-0,0056	0,99
	$T_{max}$ (°C)	-0,0003	-0,0062	0,99
	DPV (kPa)	$2,44 \cdot 10^{-17}$	0,9494	1,00
	$R_s$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	$1,11 \cdot 10^{-17}$	0,1180	1,00
	$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	-0,1269	0,4873	0,98

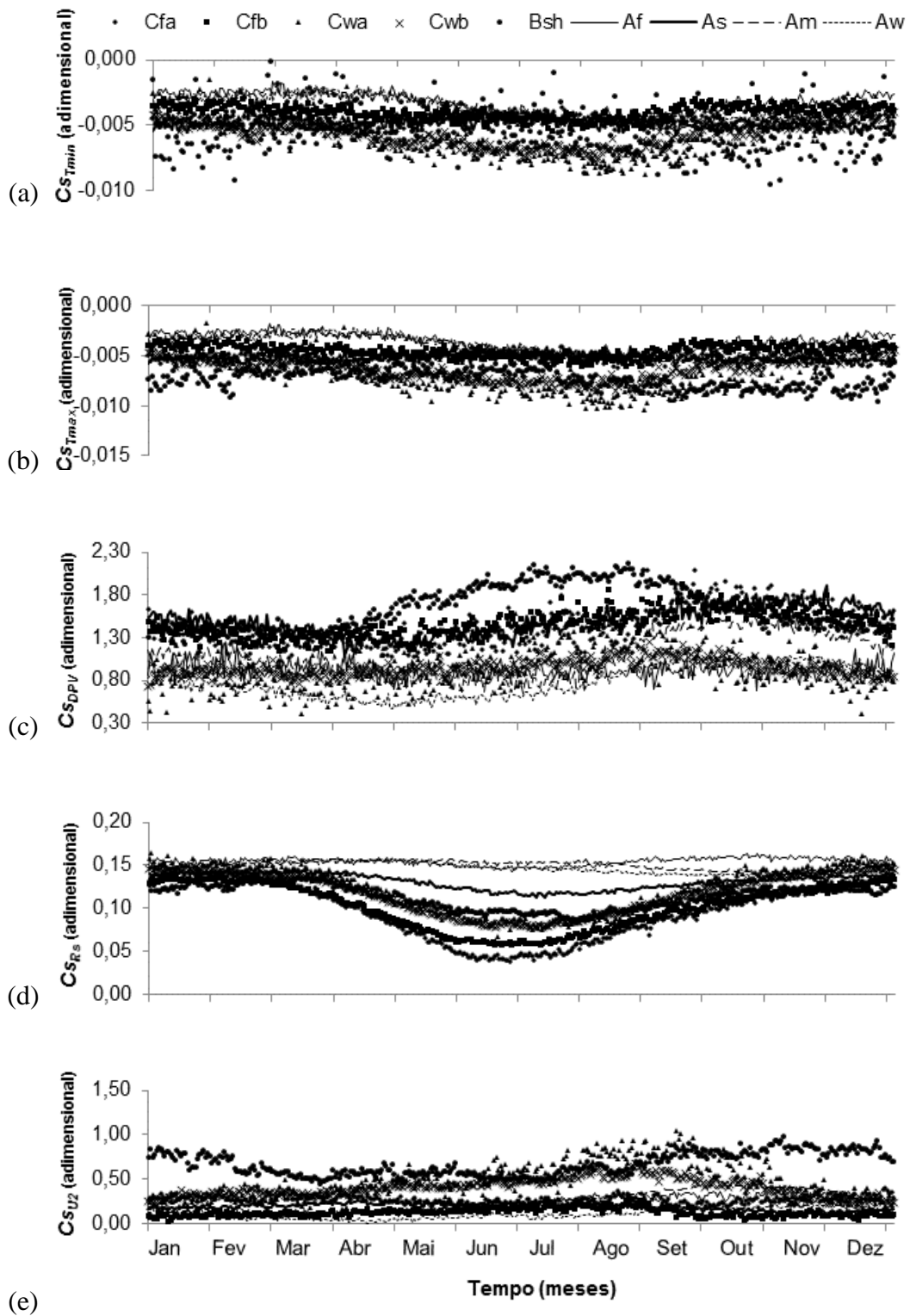


Figura 1.5 – Coeficientes médios mensais de sensibilidade da  $ET_{0PM}$ , para os tipos climáticos analisados, entre 1970 e 2014, em resposta aos acréscimos/decrécimos unitários das variáveis: (a)  $T_{min}$ ; (b)  $T_{max}$ ; (c)  $DPV$ ; (d)  $Rs$ ; (e)  $u_2$ .

As variáveis  $T_{max}$  e  $T_{min}$  exerceram menor influência sobre a  $ET_{OPM}$  em períodos anuais (Figura 1.4, Tabela 1.5 e Apêndice 3). Em condições normais, a temperatura do ar influencia a taxa de difusão do vapor de água entre a câmara subestomática (folha) e a atmosfera, determinando a magnitude do gradiente de pressão de vapor entre o mesofilo foliar e a atmosfera. Portanto, sabendo que a pressão de saturação de vapor ( $e_s$ ) é uma função exponencial da temperatura do ar e, que a  $ET_{OPM}$  é uma função linear do  $DPV$ , o incremento na temperatura resulta em incremento considerável na  $ET_{OPM}$  para climas secos. O mesmo não ocorre para climas úmidos, em que a pressão atual de vapor tende à pressão de saturação de vapor (Irmak et al., 2006). No presente trabalho, foram constatados resultados contrastantes entre os climas, com maior influência da temperatura sobre a  $ET_{OPM}$  para o clima semiárido seco. Entretanto, o incremento individual da temperatura resultou em redução da  $ET_{OPM}$  para os tipos climáticos (Figura 1.4, Tabela 1.5 e Apêndice 3). Conforme esperado, mantendo-se os valores de  $DPV$  constantes, incrementos na temperatura tenderam a reduzir o valor da componente de radiação no numerador da Equação 1.1 e, conseqüentemente, o valor final da  $ET_{OPM}$  (Yan et al., 2012). De modo geral, o incremento de 1 °C na temperatura mínima e máxima, individualmente, resultou no decréscimo de até 0,003 mm dia<sup>-1</sup> e 0,006 mm dia<sup>-1</sup> na  $ET_{OPM}$ , respectivamente. Segundo Monteith e Unsworth (1990) e Irmak et al. (2006), com o  $DPV$  mantido constante, a temperatura tende a apresentar pequena influência sobre a  $ET_{OPM}$  nas análises de sensibilidade.

Os resultados do presente trabalho concordam com os obtidos por Silva et al. (2011), ao evidenciarem que a temperatura foi a variável que menos contribuiu para a sensibilidade da  $ET_{OPM}$ , na região norte do Estado da Paraíba. Entretanto, para clima extremamente árido na Índia, com precipitações em torno de 100 a 400 mm ano<sup>-1</sup> e  $UR$  baixa, menor que 40% no período de Inverno, Goyal et al. (2004) observaram maior influência da temperatura sobre a estimativa da  $ET_{OPM}$  dentre todas as variáveis analisadas. Os contrastes observados entre as regiões confirmam a necessidade do conhecimento da sensibilidade da  $ET_{OPM}$  para cada tipo climático.

Particularmente, os tipos climáticos tropicais brasileiros são caracterizados por temperaturas máximas e mínimas elevadas, acompanhadas por alta umidade relativa do ar (Fisch et al., 1998; Souza e Ambrizzi, 2003), resultando em baixo  $DPV$ . Além disso, a  $R_s$  é alta e pouco variável ao longo ao ano. Como resultado, a variação da  $ET_{OPM}$  em relação à temperatura, quando todas as outras variáveis são mantidas constantes, é menor nos climas tropicais brasileiros em comparação à outras regiões de clima quente e úmido, como

apresentado por Irmak et al. (2006). Segundo os autores, em regiões litorâneas dos Estados da Califórnia e Flórida, as temperaturas máximas apresentaram maior magnitude e geralmente estão associadas à maior  $UR$ , a qual chega a atingir 97% no período de Inverno, resultando em déficits de pressão de vapor extremamente baixos. Desse modo, variações na temperatura tendem a apresentar maior influência sobre o método de Penman-Monteith, devido à menor influência de outras variáveis como o  $DPV$  e  $R_s$ , que se apresentam sob menor magnitude, em comparação aos climas tropicais brasileiros.

Os incrementos e decrementos no  $DPV$  resultaram nas maiores variações da  $ET_{OPM}$ , sendo fortemente correlacionados em todos os climas analisados (Figura 1.4 e Tabela 1.4). Entretanto, a sensibilidade tende a reduzir no Verão em detrimento do aumento das temperaturas máximas (Figura 1.5c). O aumento da temperatura tendeu a reduzir a magnitude do termo da Equação 1.1 correspondente à declividade da curva de pressão de vapor da água. Baseando-se nesse mesmo princípio, pode-se observar grande sensibilidade ao  $DPV$  em climas mais frios (subtropical) (Monteith e Unsworth, 1990), com exceção para o clima semiárido que apresentou maior sensibilidade entre os climas, principalmente nos meses do Inverno (Figura 1.5c). No clima semiárido, a baixa umidade relativa (Tabela 1.3) tendeu a favorecer os maiores  $DPV$ 's entre os climas analisados, o que aumentou a sensibilidade da  $ET_{OPM}$ , principalmente no Inverno, quando a influência da temperatura na  $ET_{OPM}$  tende a ser naturalmente menor (Figura 1.5a e 1.5b). A cada 0,4 kPa de aumento no  $DPV$  ocorreu incremento de 1,64 mm dia<sup>-1</sup> na  $ET_{OPM}$  para o clima semiárido, chegando a valores próximos de 2 mm dia<sup>-1</sup> nos meses de Inverno (Figura 1.5c). Os resultados obtidos concordam com os apresentados por Wang e Dickinson (2012), indicando que a influência da pressão de saturação de vapor sobre a demanda atmosférica é especialmente pronunciada em regiões com característica semi-árida, como é o caso de alguns Estados do interior do nordeste brasileiro. A influência do  $DPV$  sobre a  $ET_{OPM}$  é ainda maior devido ao incremento relativo (0,4 a 2 kPa) à sua magnitude (Tabela 1.3) quando comparado às demais variáveis. Portanto, pequenas variações no  $DPV$  tendem a resultar em grandes variações na  $ET_{OPM}$ .

A sensibilidade ao  $DPV$  nos climas subtropicais também pode ser explicada pela influência da  $R_s$  (Tabela 1.3). Logo, a pequena magnitude dos  $DPV$ 's observados no clima subtropical resultou no acréscimo da magnitude do termo correspondente a componente de radiação na Equação 1.1, em detrimento do componente aerodinâmico. Entretanto, em termos absolutos, a  $ET_{OPM}$  mostrou-se mais sensível ao  $DPV$  em climas subtropicais.

A sensibilidade da  $ET_{OPM}$  à  $R_s$  apresentou grande variabilidade entre os climas analisados (Figura 1.4), sendo maior e mais constante ao longo dos meses nos climas quentes (Figura 1.5d). O incremento de  $1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  na  $R_s$  resultou em incremento de  $0,15 \text{ mm dia}^{-1}$  e  $0,10 \text{ mm dia}^{-1}$  na  $ET_{OPM}$ , para os climas tropicais e subtropicais, respectivamente. Nos climas subtropicais a sensibilidade foi reduzida drasticamente no Inverno (Figura 1.5d), como resultado da sazonalidade da  $R_s$  ao longo do ano. Comparativamente, Irmak et al. (2003) observou grande influência da  $R_s$  sobre a  $ET_{OPM}$  em climas úmidos, concordando com o obtido no presente trabalho. A maior sensibilidade entre os climas tropicais foi observada para o clima tropical úmido sem estação seca (Tabela 1.2) no qual, mesmo sob altas temperaturas, a  $R_s$  tendeu a influenciar a  $ET_{OPM}$ . Entretanto, segundo Hupet e Vanclooster (2001), a radiação solar apresenta grande influência sobre a  $ET_{OPM}$  em climas extremamente frios e úmidos, devido à menor magnitude e influência das demais variáveis climáticas sobre a Equação 1.1, característica observada para o tipo climático subtropical. Comparativamente, Gong et al. (2006) analisando a sensibilidade da  $ET_{OPM}$  para Changjiang (China) verificaram que a umidade relativa do ar, seguida da radiação solar de ondas curtas e temperatura do ar, estão diretamente relacionadas ao cálculo da  $ET_o$  em climas úmidos. Nesse sentido, combinando os resultados do presente trabalho aos obtidos na literatura, observou-se que a influência da  $R_s$  sobre a  $ET_{OPM}$  está condicionada à  $UR$ , a qual sob grandes magnitudes, tende a reduzir o  $DPV$  e, conseqüentemente sua influência sobre a variação da  $ET_{OPM}$  (Apêndice 3).

A velocidade do vento influenciou a  $ET_{OPM}$  positivamente, sendo a segunda variável em ordem de importância, juntamente com a  $R_s$ , para todos os climas analisados (Figura 1.4). Segundo Irmak et al. (2006), com o incremento da velocidade do vento o aumento da  $ET_{OPM}$  se dá pela redução do termo da Equação 1.1 correspondente à resistência aerodinâmica. Os resultados foram contrastantes entre os tipos climáticos analisados, sendo observadas as maiores e menores sensibilidades para os climas semiárido e subtropical, respectivamente. O incremento de  $1 \text{ m s}^{-1}$  na velocidade do vento proporcionou incremento médio de  $0,77 \text{ mm dia}^{-1}$  na  $ET_{OPM}$  no clima semiárido, sendo que em climas mais úmidos o incremento da  $ET_o$  alcançou apenas  $0,38 \text{ mm dia}^{-1}$  (Tabela 1.5). Assim, em condições de menor umidade relativa, o vento substitui o ar saturado e repõe ar seco com maior eficiência (Allen et al., 1998; EMBRAPA, 2015), quando comparado a climas úmidos, favorecendo a manutenção de maiores déficits de pressão de vapor e promovendo maior  $ET_{OPM}$ . Segundo Nobel (1991) o aumento em  $u_2$  favorece a redução da espessura da camada de ar limítrofe, localizada na superfície da folha, caracterizada como um mecanismo de resistência à difusão de vapor de

água da folha para a atmosfera. Portanto, para o clima semiárido, a maior sensibilidade ocorreu para os meses da Primavera e Verão, devido à baixa  $UR$  e altas temperaturas, as quais favorecem maiores  $DPV$ 's, potencializando o efeito de  $u_2$  sobre a  $ET_{OPM}$ . Tendência oposta foi observada para o clima subtropical úmido com invernos secos, devido à maior sensibilidade da  $ET_{OPM}$  à  $R_s$  ocorrida nos meses de Verão (Figura 1.5e).

Os maiores coeficientes absolutos de sensibilidade obtidos para a temperatura (máxima e mínima) foram observados para os climas tropicais, na Primavera e Verão e, para o clima semiárido, o qual não apresentou período definido de acréscimo ou decréscimo dos coeficientes ao longo do ano. A variação da sensibilidade para a temperatura máxima pode ser explicada pelo seu emprego na estimativa de outras variáveis, como a  $R_n$ ,  $R_{nl}$  (balanço de radiação de ondas longas) e  $e_s$  (pressão de saturação de vapor). A  $T_{max}$  apresentou maior magnitude que  $T_{min}$ , em qualquer período e clima analisado, o que resulta na maior sensibilidade de  $ET_{OPM}$  à  $T_{max}$ , em comparação à  $T_{min}$ . Entretanto, em relação às demais variáveis, os coeficientes de sensibilidade foram baixos e próximos de zero.

Comparativamente, para o clima subtropical, os coeficientes obtidos para o  $DPV$  e  $u_2$  apresentaram incremento no Inverno, enquanto que a  $R_s$  decresceu no mesmo período. Resultados similares para  $R_n$  e  $u_2$  foram obtidos por Hupet e Vancloster (2001) para clima frio, e por Saxton (1975) para os meses do Inverno. De acordo com Saxton (1975) e Irmak et al. (2006), a redução da sensibilidade à  $R_s$  em resposta ao aumento da sensibilidade à  $u_2$  durante o Inverno deve-se à maior importância da componente aerodinâmica em detrimento da componente de radiação na Equação 1.1. A exceção ocorreu para o clima semiárido, o qual apresentou incremento dos coeficientes para o  $DPV$  no Inverno, simultaneamente ao decréscimo da sensibilidade para a  $R_s$  e  $u_2$  (Figura 1.5), conforme observado por Rana e Katerji (1998) para climas áridos da região Mediterrânea.

Para os climas tropicais, os coeficientes da  $R_s$  e  $u_2$  foram praticamente constantes ao longo do ano (Figura 1.5d e 1.5e). Resultados similares foram obtidos por Irmak et al. (2006), os quais também observaram menor magnitude de diferença na sensibilidade da  $ET_o$  à  $R_s$  e  $u_2$  em climas quentes e úmidos, sendo uma tendência observada principalmente para o clima tropical com verões secos (Tabela 1.2), que também apresentou constância e menor magnitude para os coeficientes de  $u_2$ .

Nos tipos climáticos tropicais, a maior magnitude e constância na disponibilidade de radiação solar, inclusive durante os meses de Inverno, em comparação ao clima subtropical, concedeu à  $R_s$  alta sensibilidade em relação à  $ET_{OPM}$ . A expressiva influência da  $R_s$  sobre a

*ETo* em climas quentes e úmidos também foi observada por Smajstrla (1987) na Florida, EUA. Portanto, a sensibilidade à *Rs* nos climas tropicais também está condicionada a sua menor variabilidade anual.

#### 1.4 CONCLUSÕES

- A sensibilidade da  $ET_{OPM}$  diária às variáveis climáticas apresentou tendência heterogênea ao longo das estações do ano e entre os tipos climáticos brasileiros, indicando robustez do método de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração de referência;
- A estimativa da *ETo* diária a partir do método Penman-Monteith ASCE apresentou maior sensibilidade ao *DPV*, *Rs* e  $u_2$ ;
- Na composição de séries de dados diários para estimar a  $ET_{OPM}$ , cuidados devem ser tomados durante a coleta e determinação da *UR*,  $T_{max}$  e  $u_2$ ;
- Devido à variabilidade da sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE às variáveis climáticas e à inexistência de séries de dados climáticos confiáveis para algumas localidades brasileiras, recomenda-se a adaptação do método às variáveis climáticas de maior sensibilidade para cada tipo climático, para resultar em estimativas mais adequadas e acessíveis.

#### 1.5 LITERATURA CITADA

ALENCAR LP, DELGADO RC, ALMEIDA TS, WANDERLEY HS. Comparação de diferentes métodos de estimativa diária da evapotranspiração de referência para a região de Uberaba. Revista Brasileira de Ciências Agrárias. 2011;6:337-343.

ALLEN RG, PEREIRA LS, RAES D, SMITH M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. 1.ed. Rome:Food and Agriculture Organization of the United Nations; 1998.

ALLEN RG. Quality assessment of weather data and micrometeorological flux impacts on evapotranspiration calculations. Journal of Agricultural Meteorology. 2008;64:191-204.

ÁLVARES CA, STAPE JL, SENTELHAS PJ, GONÇALVES JLM, SPAROVEK G. Koppen's climate classification map for Brazil. Meteorologische Zeitschrift. 2013;22:711-728.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. In: Allen RG, Walter IA, Elliott RL, Howell TA, Itenfisu D, Jensen ME, Snyder RL. (Eds.). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 69 p, 2005.

BERENGENA J, GAVILAN P. Reference ET estimation in a highly advective semiarid environment. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2005;131:147-163.

BLANEY HF, CRIDDLE WD. Determining Water Requirements in Irrigated Area from Climatological Irrigation Data, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service; 1950 (Boletim Técnico, 96).

CHEN B, CHEN JM, JU W. Remote sensing-based ecosystem – atmosphere simulation scheme (EASS)-model formulation and test with multiple-year data. *Ecological Modelling*. 2007;209:277-300.

Embrapa [internet]. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Sistemas de Produção; 2015 [acesso em 10 jan 2015]. Disponível em: [www.embrapa.br](http://www.embrapa.br).

ESRI ArcGIS Desktop Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute; 2011.

ESTÉVEZ J, GAVILÁN P, BERENGENA J. Sensitivity analysis of a Penman-Monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in southern Spain. *Hydrology Processes*. 2009;23:3342-3353.

FISCH G, MARENGO JM, NOBRE CA. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*. 1998;28:101-126.

GONG L, XU C, CHEN D, HALLDIN S, CHEN YD. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*. 2006;329:3-4.

GOYAL RK. Sensitivity of evapotranspiration to global warming: a case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agricultural Water Management*. 2004;69:1-11.

HILLEL D. *Soil and water: physical principles and processes*. Academic press: New York; 1971.



HUPET F, VANCLOOSTER M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of reference evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 2001;243:192-204.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia [internet]. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa/BDMEP; 2014 [acesso em 22 ago 2014]. Disponível em: <http://www.bdmpe.inmet.br/>.

IRMAK S, IRMAK A, ALLEN RG, JONES JW. Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2003;129:336-347.

IRMAK S, PAYERO, JO, MARTIN DL, IRMAK A, HOWELL TA. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE-Penman-Monteith equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2006;132:564-578.

ITENFISU D, ELLIOTT RL, ALLEN RG, WALTER IA. Comparison of reference evapotranspiration calculations as part of ASCE standardization effort. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2003;129:440-448.

JERSZURKI D, SOUZA JLM, EVANGELISTA AWP. Probabilidade e variação temporal da evapotranspiração de referência na região de Telêmaco Borba-PR. *Agrária*. 2015;10:110-116.

KAISER HF. The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and Psychological Measurement*. 1960;20:141–151.

KOPPEN W. Das geographische System der Klimate. Koppen W, Gieger R. (Eds.): *Handbuch der Klimatologie*. Gebruder Borntrager. 1936;1:1-44.

LEMOS FILHO LCA, MELLO CR, FARIA MA, CARVALHO LG. Spatial-temporal analysis of water requirements of coffee crop in Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2010;14:165-172.

LIQIAO L, LIJUAN L, LI Z, JIUYI L, DEJUAN J, MINGXING X, WENXIAN S. Sensitivity of the reference crop evapotranspiration in growing season in the West Songnen Plain. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*. 2008;18:340-347.

MATLAB [internet]. Version 8.1. 2013 [acesso em 24 out 2014]. Disponível em: <http://www.mathworks.com>.

MCVICAR TR, RODERICK ML, DONOHUE RJ, LI LT, VAN NIEL TG, THOMAS A, GRIESER J, JHAJHARIA D, HIMRI Y, MAHOWALD NM, MESCHERSKAYA AV, KRUGER AC, REHMAN S, DIMPASHOH Y. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: implications for evaporation. *Journal of Hydrology*. 2012;416:182-205.

MONTEITH JL, UNSWORTH MH. *Principles of Environmental Physics*. 2ed. Edward Arnold, New York; 1990.

MONTEITH JL. Evaporation and Environment. In: 19th Symposia of the Society for Experimental Biology; Cambridge:University Press; 1965. p. 205-234.

NOBEL PS. *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*. 1ed. San Diego:Academic Press; 1991.

PENMAN HL. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society Serie B*. 1948;193:120-145.

PEREIRA LS, ALLEN LG, SMITH M, RAES D. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: past and future. *Agricultural Water Management*. 2015;147:4-20.

RANA G, KATERJI N. A measurement based sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration model for crops of different height and in contrasting water status. *Theoretical and Applied Climatology*. 1998;60:141-149.

SAXTON KE. Sensitivity analysis of the combination evapotranspiration equation. *Agricultural and Meteorology*. 1975;15:343-353.

SILVA AO, MOURA GBA, SILVA EFF, LOPES PMO, SILVA APN. Análise espaço-temporal da evapotranspiração de referência sob diferentes regimes de precipitações em Pernambuco. *Revista Caatinga*. 2011;24:135-142.

SHAW EM. *Hydrology in practice*. 3ed. Chapman and Hall; 1993.

SMAJSTRLA AG, ZAZUETA FS, SCHMIDT GM. Sensitivity of potential evapotranspiration to four climatic variables in Florida. *Soil and Crop Science Society of Florida*. 1987;46:21-26.

SOUZA EB, AMBRIZZI T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. *Climanálise*. 2003;5:36-44.

SOUZA JLM, FEZER KF, GURSKI BC, JERSZURKI D, PACHECHENIK PE. Soil water balance in different densities of *Pinus taeda* in Southern Brazil. *Acta Scientiarum*. 2016;38:265-271.

STEDUTO P, TODOROVIC M, CALIANDRO A, RUBINO P. Daily reference evapotranspiration estimates by the Penman-Monteith equation in Southern Italy. Constant vs. variable canopy resistance. *Theoretical Applied Climatology*. 2003;74:217-225.

WALTER IA, ALLEN RG, ELLIOTT R, JENSEN ME, ITENFISU D, MECHAM B, HOWELL TA, SNYDER R, BROWN P, ECHINGS S, SPOFFORD T, HATTENDORF M, CUENCA RH, WRIGHT JL, MARTIN D. ASCE's standardized reference evapotranspiration equation. In: *National Irrigation Symposium*, 4., 2000, Phoenix. *Proceedings...* Phoenix: American Society of Agricultural Engineers. 2000;1:209-215.

WANG K, DICKINSON RE. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology and climatic variability. *Reviews of Geophysics*. 2012;50.

XU CY, SINGH VP. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. *Journal of Hydrology*. 2005;308:105-121.

YAN H, WANG SQ, BILLESBACH D, OECHEL W, ZHANG JH, MEYERS T, DRAGONI D. Global estimation of evapotranspiration using a leaf area index-based surface energy and water balance model. *Remote sensing of environment*. 2012;124:581-595.

ZWICK WR, VELICER WF. Comparison of five rules for determining the number of components to retain. *Psychological Bulletin*. 1986;99:432-442.

## CAPÍTULO 2 – DESENVOLVIMENTO E AJUSTE DE UM MÉTODO ALTERNATIVO PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NOS TIPOS CLIMÁTICOS BRASILEIROS

### RESUMO

Devido à inexistência de métodos alternativos adequados para as condições tropicais e subtropicais brasileiras, teve-se por objetivo no presente trabalho desenvolver, ajustar e avaliar a resposta de um método de base física (“Moretti-Jerszurki”) para estimar a evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) a partir do potencial hídrico atmosférico e radiação solar no topo da atmosfera, para os tipos climáticos brasileiros. As análises foram realizadas para o período de 10 anos (janeiro de 2004 a janeiro de 2014), considerando nove tipos climáticos brasileiros. A  $ET_o$  foi estimada com o método de Penman-Monteith ASCE ( $ET_{oPM}$ ) a partir da temperatura máxima e mínima do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), insolação acumulada ( $\text{h dia}^{-1}$ ), umidade relativa média (%) e velocidade do vento a dois metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ ). A proposição do método “Moretti-Jerszurki” baseou-se tanto na utilização do potencial hídrico atmosférico  $\psi_{ar}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$ ), quanto no  $\psi_{ar}$  e radiação solar no topo da atmosfera  $Ra$  ( $ET_{oMJ}$  e  $ET_{oMJc}$ ). O  $\psi_{ar}$  foi estimado a partir da temperatura média do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) e umidade relativa média (%). Análises de regressão linear simples entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{oPM}$  e  $ET_{oMJ}$  vs  $ET_{oPM}$  para cada tipo climático analisado, foram utilizadas para a calibração dos métodos  $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$  e  $ET_{oMJc}$ , respectivamente, para os períodos mensal e anual. O desempenho dos métodos calibrados ( $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$  e  $ET_{oMJc}$ ) foi obtido a partir do índice “ $d$ ” de concordância, “ $c$ ” de desempenho, raiz quadrada do erro quadrático médio ( $RMSE$ ), erro absoluto médio ( $MAE$ ) e razão da média ( $MR$ ). A associação entre o  $\psi_{ar}$  e  $ET_{oPM}$  apresenta tendência linear variável entre os tipos climáticos analisados. O método alternativo “Moretti-Jerszurki” baseado apenas no  $\psi_{ar}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$ ) apresentou desempenho satisfatório para estimar  $ET_o$  diária nos tipos climáticos semiárido e tropicais, o que é interessante, pois o método necessita apenas das medidas das variáveis temperatura ( $T_{ar}$ ) e umidade relativa média do ar ( $UR$ ). Os coeficientes de ajuste “ $a$ ” e “ $b$ ” médios mensais obtidos para os subgrupo climático semiárido brasileiro são consistentes e podem ser satisfatoriamente empregados para a estimativa da  $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$  como alternativa à  $ET_{oPM}$ . A utilização da  $Ra$  e  $\psi_{ar}$  no método alternativo “Moretti-Jerszurki” calibrado ou não ( $ET_{oMJc}$  e  $ET_{oMJ}$ ) resultou em desempenhos predominantemente entre “bom” e “ótimo” em relação ao método padrão de estimativa de Penman-Monteith, para todos os tipos climáticos analisados, principalmente para os tipos climáticos subtropicais.

**Palavras-chave:** déficit de pressão de vapor, métodos alternativos, método de Penman-Monteith, relações hídricas.

## CHAPTER 2 – DEVELOPMENT AND ADJUSTMENT OF AN ALTERNATIVE REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION METHOD UNDER BRAZILIAN CLIMATE TYPES

### ABSTRACT

The development and validation of new simplified reference evapotranspiration ( $ET_o$ ) methods hold significant promise for an improved quantitative understanding of terrestrial water fluxes to the atmosphere. To address a critical gap in knowledge, concerning the general absence of adequate alternative  $ET_o$  estimations for tropical and subtropical regions, we had to aim develop, adjust and evaluate a new physical method (“Moretti-Jerszurki”) based on atmospheric water potential and extraterrestrial radiation, for daily estimation of  $ET_o$  under brazilian climate types. We compared our results with standard  $ET_{oPM}$  (Penman-Monteith) estimates performed between 2004 and 2014, using air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), sunshine hours ( $\text{h d}^{-1}$ ), relative humidity (%) and wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ) for the most representative climate types in Brazil. The proposition of the “Moretti-Jerszurki” method was based on the utilization of atmospheric water potential  $\psi_{air}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{air})}$ ); and on the  $\psi_{air}$  and extraterrestrial radiation  $Ra$  ( $ET_{oMJ}$  e  $ET_{oMJc}$ ). The  $\psi_{air}$  was estimated using maximum and minimum air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and relative humidity (%). Least square regression analysis of  $\psi_{air}$  vs  $ET_{oPM}$  and  $ET_{oMJ}$  vs  $ET_{oPM}$  were used to calibrate the  $ET_{oMJ(\psi_{air})}$  and  $ET_{oMJc}$  methods, respectively, in annual and monthly basis. The performance of calibrated methods  $ET_{oMJ(\psi_{air})}$  and  $ET_{oMJc}$  was evaluated by index of agreement “ $d$ ” and performance “ $c$ ”, root mean square error ( $RMSE$ ), mean absolute error ( $MAE$ ) and mean reason ( $MR$ ). The association between  $\psi_{ar}$  and  $ET_{oPM}$  was linearly variable over climates. The “Moretti-Jerszurki” method based on  $\psi_{air}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{air})}$ ) was particularly robust in tropical and semi-arid climates, outlining the only need for air temperature ( $T_{air}$ ) and average relative humidity ( $RH$ ) for  $ET_o$  estimation. The adjustment coefficients “ $a$ ” and “ $b$ ” averaged in a monthly basis for the semi-arid climate were consistent and can be satisfactory employed on the estimations of  $ET_{oMJ(\psi_{air})}$ , as an alternative to  $ET_{oPM}$ . The use of  $Ra$  and  $\psi_{air}$  on the  $ET_{oMJ}$  and  $ET_{oMJc}$  resulted on performances spanning between “good” and “great”, relating to Penman-Monteith standard method, for all climate types, mainly for the subtropical climate.

**Key-words:** vapor pressure deficit, alternative methods, Penman-Monteith method, water relations.

## 2.1 INTRODUÇÃO

O conhecimento do conteúdo e dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera é fator determinante para a produção agrícola, sendo considerado essencial para a tomada de decisão quanto à introdução de novas culturas e regiões passíveis de serem exploradas, bem como melhoria do manejo em áreas já cultivadas. Nesse contexto, a estimativa da evapotranspiração de referência (*ET<sub>o</sub>*) tem papel fundamental no estudo e determinação das relações hídricas em atividades da engenharia rural, principalmente da quantidade de água necessária às culturas em atividades de planejamento e dimensionamento de sistemas de irrigação.

Diversos métodos de estimativa da *ET<sub>o</sub>* para fins agrícolas são citados na literatura (Carvalho et al., 2011), em sua maioria classificados em empíricos, aerodinâmicos, balanço de energia e combinados (Borges Júnior et al., 2012). A partir da análise de desempenho dos modelos, o método combinado de Penman-Monteith, inicialmente proposto por Penman (1948) e, posteriormente adaptado pela *Food and Agriculture Organization of the United Nations* – FAO (Allen et al., 1998) e pela *American Society of Civil Engineers* – ASCE (ASCE-EWRI, 2005), foi reconhecido como método padrão, ajustando-se amplamente à estimativa da *ET<sub>o</sub>* para períodos diários, pântadaias, semanais, decendiais, quinzenais ou mensais, em diversas regiões do mundo (Jensen et al., 1990; Hargreaves e Allen, 2003; ASCE-EWRI, 2005; Tabari et al., 2011). Entretanto, devido às variáveis necessárias ao cálculo (Conceição, 2006), a utilização do método de Penman-Monteith é, muitas vezes, limitada em regiões com poucas ou nenhuma estação climatológica, cujos dados climáticos são inexistentes, inadequados ou pouco confiáveis (Polo et al., 2011). Dentre os inúmeros modelos alternativos desenvolvidos ao longo do tempo, destacam-se os métodos de Thornthwaite (1944), Hamon (1961), Romanenko (1961), Turc (1961), Jensen e Haise (1963), Makkink (1957), Schendel (1967), Benevides-Lopez (1970), Camargo (1971), Priestley e Taylor (1972), Budiko (1974), Linacre (1977), Hargreaves e Samani (1985), Trabert (1896), Alexandris e Kerkides (2003), Trajkovic (2007), Ravazzani et al. (2012), Valiantzas (2013) e Berti et al. (2014), os quais tem por finalidade simplificar a estimativa da *ET<sub>o</sub>*, utilizando dados de entrada medidos em estações meteorológicas ou estimados indiretamente. No entanto, em muitos casos, a aplicação dos métodos é limitada às características climáticas das regiões onde foram ajustados e validados, subestimando ou superestimando os valores de *ET<sub>o</sub>*. Além disso, alguns métodos se baseiam em variáveis de difícil obtenção como a radiação solar incidente, cuja disponibilidade de dados em estações meteorológicas ainda é

limitada e suscetível a erros, quando comparada às facilidades de medida da temperatura e umidade relativa do ar, inclusive para intervalos de tempo menores que um dia (Weiss et al., 2001; Borges et al., 2010).

De modo geral, a literatura relata apenas o desempenho dos métodos alternativos frente ao método padrão de Penman-Monteith (Borges e Mediondo, 2007; Oliveira et al., 2008; Trajkovic e Kolakovic, 2009; Martinez e Thepadia, 2010; Carvalho et al., 2011; Cunha et al., 2013; Rojas e Sheffield, 2013), sendo escassos trabalhos que analisam o ajustamento de métodos de estimativa da *ET<sub>o</sub>* para os tipos climáticos (Todorovic et al., 2013). Portanto, dada a variabilidade de tipos climáticos no Brasil e à indisponibilidade de dados climáticos para muitas regiões, é clara a necessidade do desenvolvimento e aprimoramento de métodos alternativos para a estimativa da *ET<sub>o</sub>*, baseando-se em poucas variáveis climáticas de fácil obtenção, que apresentem desempenho satisfatório para as condições climáticas e periodicidades (horária, diária, pântadal, semanal, decendial, quinzenal e mensal). Além disso, a maioria dos métodos disponíveis não permitem diferenciar ou não são sensíveis para estimativa da *ET<sub>o</sub>* considerando variações espaciais em escala local e regional.

Nesse sentido, considera-se que métodos baseados no déficit de pressão de vapor (*DPV*) da atmosfera são promissores para as condições brasileiras, conforme apresentado em alguns estudos (Rana and Katerji, 1998; Irmak et al., 2006; Lemos Filho et al., 2010; Silva et al., 2011) e confirmado no Capítulo 1 do presente trabalho. Entretanto, para as regiões de característica climática fria e úmida, espera-se influência da radiação solar em combinação ao efeito do *DPV* sobre a *ET<sub>o</sub>*, conforme observado no Brasil (Capítulo 1) e em outras regiões: Hupet e Vanclooster (2001), na Bélgica; Irmak et al. (2006), nos EUA; e, Gong et al. (2006) na China. Nesse sentido a utilização da radiação solar em combinação ao *DPV* pode ser uma alternativa promissora para a estimativa da *ET<sub>o</sub>*, principalmente para os climas subtropicais brasileiros. A radiação solar representa a energia disponível para a evapotranspiração em termos de fluxo de calor latente (Yan et al., 2012) e, dentre as formas de radiação existentes, a radiação solar no topo da atmosfera é a mais facilmente estimada a partir de dados de latitude do local, dia juliano, hora do dia e constante solar ( $G_{cs}$ ), possibilitando seu uso em condições de indisponibilidade de dados climáticos.

O déficit de pressão de vapor (*DPV*) está associado ao efeito combinado da temperatura média do ar (*T*) e umidade relativa média do ar (*UR*), as quais definem a demanda atmosférica por água e, conseqüentemente, por evapotranspiração em conformidade às condições climáticas. Desde os primeiros estudos realizados por Dalton (Shaw, 1993) até a

proposição do método de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração de referência (Allen et al., 1998, ASCE-EWRI, 2005), é reconhecida a influência do gradiente de pressão de vapor entre o sistema solo-planta e a atmosfera, atuando na evapotranspiração (Hillel, 1971). No sistema solo-planta o fluxo de água para a atmosfera ocorre no sentido decrescente do seu estado de energia, sendo resultado do gradiente de potencial hídrico (Hillel, 1971). Na atmosfera, o vapor de água representa o menor estado de energia ou potencial hídrico ao longo do sistema solo-planta-atmosfera. Portanto, percebe-se que o fluxo de água para a atmosfera é diretamente proporcional a magnitude do potencial hídrico do ar e inversamente proporcional às resistências do caminho.

O estudo do movimento de água na atmosfera é bastante complexo, devido à interação do vapor de água com outros gases e dependência de variáveis climáticas (Kämpfer, 2013). Nesse sentido, Philip (1964), Slayter (1967) e Hillel (1971) foram os principais contribuintes para o estudo do estado de energia da água no sistema solo-planta-atmosfera. De acordo com os autores, o potencial da água na atmosfera é resultado do efeito combinado da componente de pressão da função termodinâmica “energia livre de Gibbs” (Apêndice 2) e da dinâmica do vapor de água na atmosfera. Hillel (1971) demonstrou a solução matemática que descreve o estado de energia da água na atmosfera ou “potencial hídrico atmosférico” ( $\psi_{ar}$ ), a qual também foi apresentada, posteriormente, por Reichardt e Timm (2012).

Apesar de promissora, a aplicação do  $\psi_{ar}$  na descrição quantitativa dos processos de transferência de água para a atmosfera não foi convenientemente estudada. Logo, acredita-se que a equação do potencial hídrico atmosférico, a qual baseia-se no déficit de pressão de vapor da atmosfera, em combinação à radiação solar no topo da atmosfera, poderia servir de base para um método alternativo: devido à grande influência dessas variáveis sobre a  $ET_o$ ; e, por resultar de equacionamentos físicos. A proposição de um método simplificado de base física se justificaria devido às seguintes premissas: (i) Estabelecimento de um método sensível às variações climáticas locais e regionais, possibilitando a avaliação da variabilidade espacial da  $ET_o$ ; (ii) Utilização de poucas variáveis climáticas de fácil obtenção; (iii) Estimativa da  $ET_o$  para períodos menores que um dia; e (iv) Estimativa da  $ET_o$  em condições de ambiente aberto ou fechado. A comprovação de um método alternativo dessa natureza seria muito útil para a pesquisa, pois possibilitaria a realização de estudos envolvendo a variabilidade espacial da  $ET_o$  em ambiente aberto (campo) ou protegido, reduzindo a necessidade de recursos físicos e financeiros e, ao mesmo tempo, resultando em estimativas consistentes de evapotranspiração de referência.



Diante do contexto apresentado, teve-se por objetivo no presente trabalho desenvolver, ajustar e avaliar a resposta de um método alternativo de base física (“Moretti-Jerszurki”) para estimar a evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) a partir do potencial hídrico atmosférico e radiação solar no topo da atmosfera, para os tipos climáticos brasileiros.

## 2.2 MATERIAL E MÉTODOS

### 2.2.1 Dados climáticos utilizados nas análises

Foram utilizados dados históricos diários (janeiro de 2004 a janeiro de 2014) disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2014), provenientes de nove estações climatológicas automáticas centrais distribuídas em todas as regiões brasileiras (Tabela 2.1), contemplando os tipos climáticos mais representativos do país (Álvares et al., 2013), conforme a classificação climática de Koppen (1936) (Tabela 2.2).

Tabela 2.1. Classificação climática, localidade e coordenadas das estações avaliadas.

Classificação Climática	Estado	Estação	----- Coordenadas geográficas -----		
			Latitude (graus)	Longitude (graus)	Altitude (m)
Af	Amazonas	Manaus	-3,10	-60,01	61,25
Am	Amapá	Macapá	-0,05	-51,11	14,46
As	Paraíba	João Pessoa	-7,10	-34,86	7,43
Aw	Maranhão	São Luís	-2,53	-44,21	50,86
Bsh	Pernambuco	Petrolina	-9,38	-40,48	370,46
Cfa	Rio Grande do Sul	Porto Alegre	-30,05	-51,16	46,97
Cfb	Paraná	Curitiba	-25,43	-49,26	923,50
Cwa	Minas Gerais	Uberaba	-19,73	-47,95	737,00
Cwb	Minas Gerais	Belo Horizonte	-19,93	-43,93	915,00

Tabela 2.2. Tipos climáticos mais representativos do país (Álvares et al., 2013), conforme a classificação climática de Koppen (1936).

Clima	----- Temperatura (°C) -----			----- Precipitação (mm) -----		Descrição
	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	Mensal ----- P <sub>1</sub> P <sub>2</sub>	Anual	
Af	≥ 18			≥60	≥25(100-P <sub>1</sub> )	Tropical, sem estação seca
Am					< 60	Tropical monsoônico
As					<25(100-P <sub>1V</sub> )	Tropical com verões secos
Aw					<25(100-P <sub>1I</sub> )	Tropical com invernos secos
Bsh			≥18		<5.P <sub>LIM</sub>	Semiárido seco, com baixa latitude e altitude
Cfa	-3<T<18	≥22		>40		Subtropical úmido, sem estação seca, com verões quentes
Cfb		4≤T <sub>M10</sub> <22				Subtropical úmido, sem estação seca, com verões temperados
Cwa	-3<T<18	≥22		<40		Subtropical úmido, com invernos secos e verões quentes
Cwb		4≤T <sub>M10</sub> <22		P <sub>2V</sub> ≥10.P <sub>2I</sub>		Subtropical úmido, com invernos secos e verões temperados

T<sub>1</sub> – temperatura do mês mais frio; T<sub>2</sub> – temperatura do mês mais quente; T<sub>3</sub> – temperatura média anual; P<sub>1</sub> – precipitação do mês mais seco; P<sub>2</sub> – precipitação do mês mais úmido; P<sub>1V</sub> – precipitação do mês mais seco no Verão; P<sub>1I</sub> – precipitação do mês mais seco no Inverno; P<sub>2V</sub> – precipitação do mês mais úmido no Verão; P<sub>2I</sub> – precipitação do mês mais úmido no Inverno; P<sub>LIM</sub> – precipitação do mês mais seco do ano; T<sub>M10</sub> – número de meses com temperatura <10 °C. Adaptado de Álvares et al. (2013).

Os dados climáticos disponibilizados e utilizados foram: temperatura máxima e mínima do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa média (%), insolação acumulada (horas) e velocidade do vento a dez metros de altura  $u_{10}$  ( $\text{m s}^{-1}$ ). Os dados de velocidade do vento foram convertidos para dois metros de altura conforme recomendado por Allen et al. (1998). Optou-se pela estimativa da radiação solar incidente ( $R_s$ ) a partir dos dados diários de insolação devido à inconsistência e/ou inexistência de séries diárias de  $R_s$  para as estações climatológicas disponíveis no Brasil. Apesar da evolução dos equipamentos de medida das variáveis climáticas, frequentemente ainda se verifica: dificuldade de medição, indisponibilidade de leituras em algumas estações meteorológicas e suscetibilidade a erros (Borges et al., 2010). Em todas as estações climatológicas a insolação foi medida com o uso de heliógrafos do tipo Campbell-Stokes em intervalos de 5 minutos e, posteriormente, agrupados em 24 horas. A  $u_{10}$  foi medida a partir de um anemômetro Vaisala, a cada 10 minutos e, posteriormente, agrupados em 24 horas. A temperatura e a umidade relativa foram medidas como uso de termômetros e higrômetros, respectivamente, com intervalo de leituras de um minuto e, posteriormente, agrupados em períodos diários.

### 2.2.2 Estimativa da evapotranspiração de referência com o método padrão ( $ET_{oPM}$ )

A estimativa da  $ET_o$  diária foi realizada com o método de Penman-Monteith, parametrizado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE) (ASCE-EWRI, 2005) (Apêndice 1).

$$ET_{oPM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma_{psy} \cdot \frac{C_n}{(T_{ar} + 273)} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma_{psy} \cdot (1 + C_d \cdot u_2)} \quad (2.1)$$

Sendo:  $ET_{oPM}$  – evapotranspiração de referência ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $\Delta$  – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ );  $R_n$  – radiação líquida na superfície ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $G$  – balanço do fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $\gamma_{psy}$  – constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ );  $T_{ar}$  – temperatura média do ar ( $^{\circ}\text{C}$ );  $u_2$  – velocidade do vento a dois metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );  $e_s$  – pressão de saturação de vapor ( $\text{kPa}$ );  $e_a$  – pressão atual do vapor ( $\text{kPa}$ );  $C_n$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 900 para a grama batatais (adimensional);  $C_d$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 0,34 para a grama batatais (adimensional).

### 2.2.3 Estimativa da evapotranspiração de referência com o método alternativo “Moretti-Jerszurki”

O método alternativo proposto baseou-se na utilização do potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ ) e radiação solar no topo da atmosfera ( $R_a$ ), subdividindo-se em:

- Método “Moretti-Jerszurki”  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$ , em que a estimativa da evapotranspiração de referência baseou-se apenas no  $\psi_{ar}$ ;
- Método “Moretti-Jerszurki”  $ET_{OMJ}$ , em que a estimativa da evapotranspiração de referência baseou-se no  $\psi_{ar}$  e  $R_a$ .

Os procedimentos metodológicos utilizados para calcular a  $\psi_{ar}$  e a  $R_a$  estão dispostos a seguir:

#### a) Estimativa do potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ )

O potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ ) para períodos diários foi calculado conforme metodologia apresentada por Philip (1964) e Hillel (1971), e recentemente por Novák (2013) (Apêndice 2).

$$\psi_{ar} = \frac{R \cdot T_{ar}}{M_v} \cdot \ln \frac{e_a}{e_s} \quad (2.2)$$

Sendo:  $\psi_{ar}$  – potencial hídrico atmosférico (MPa);  $R$  – constante universal dos gases perfeitos ( $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );  $M_v$  – massa molar da água ( $18 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$ );  $T_{ar}$  – temperatura média do ar (K);  $e_a$  – pressão atual de vapor (MPa);  $e_s$  – pressão de saturação de vapor (MPa).

#### b) Estimativa da radiação solar no topo da atmosfera ( $R_a$ )

A radiação solar no topo da atmosfera ( $R_a$ ) para períodos diários foi estimada conforme metodologia apresentada por Allen et al. (1998) (Equações A1.9 a A1.11 do Apêndice 1)

$$R_a = \frac{24 \cdot (60)}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad (2.3)$$

Sendo:  $R_a$  – radiação solar no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ );  $G_{sc}$  – constante solar ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ;  $G_{sc} = 0,0820 \text{ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ );  $d_r$  – distância relativa Terra-Sol (adimensional);  $\omega_s$  – ângulo horário correspondente ao pôr do Sol (radianos);  $\varphi$  – latitude (radianos);  $\delta$  – declinação solar (radianos).

### 2.2.3.1 Aspectos metodológicos do método “Moretti-Jerszurki” $ETo_{MJ(\psi_{ar})}$

O método  $ETo_{MJ(\psi_{ar})}$  proposto é muito simples, pois considera apenas o potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ ) para estimar a  $ETo$ , sendo necessária apenas a etapa de ajustamento:

– Ajustamento: Os respectivos valores diários do  $\psi_{ar}$  e  $ETo_{PM}$ , estimada com o método de Penman-Monteith ( $ETo_{PM}$ ), para cada tipo climático analisado, foram ajustados em análises de regressão linear simples, obtendo-se os coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” das relações  $\psi_{ar}$  vs  $ETo_{PM}$  para o período diário, entre janeiro de 2004 e dezembro de 2011. É importante observar que o procedimento de ajustamento foi necessário simplesmente para converter a unidade do  $\psi_{ar}$  (MPa) para a unidade de evapotranspiração de referência ( $ETo_{MJ(\psi_{ar})}$ , mm dia<sup>-1</sup>).

$$ETo_{MJ(\psi_{ar})} = a + b \cdot \psi_{ar} \quad (2.4)$$

Sendo:  $ETo_{MJ(\psi_{ar})}$  – evapotranspiração de referência estimada com o método Moretti-Jerszurki utilizando o potencial hídrico atmosférico (mm dia<sup>-1</sup>);  $\psi_{ar}$  – potencial hídrico atmosférico diário (MPa);  $a$  – coeficiente linear da equação de regressão obtido da relação  $\psi_{ar}$  vs  $ETo_{PM}$  (mm dia<sup>-1</sup>);  $b$  – coeficiente angular da equação de regressão obtido da relação  $\psi_{ar}$  vs  $ETo_{PM}$  (adimensional).

A averiguação do desempenho e erros da associação entre  $ETo_{MJ(\psi_{ar})}$  vs  $ETo_{PM}$  foram realizadas a partir de análises de regressão linear para os últimos dois anos da série de dados climáticos diários (janeiro de 2012 a janeiro de 2014). Os valores de  $ETo_{MJ(\psi_{ar})}$  foram obtidos com os coeficientes de ajuste “ $a$ ” e “ $b$ ” das equações de regressão linear da etapa de ajustamento (Equação 2.4).

### 2.2.3.2 Aspectos metodológicos do método “Moretti-Jerszurki” $ETo_{MJ}$

O método  $ETo_{MJ}$  proposto também é muito simples, pois considera apenas as variáveis  $\psi_{ar}$  e  $R_a$  para estimar a evapotranspiração de referência:

$$ETo_{MJ} = K_{\psi_{ar}} \cdot \frac{R_a}{\lambda} \quad (2.5)$$

Sendo:  $ETo_{MJ}$  – evapotranspiração de referência estimada com o método Moretti-Jerszurki utilizando o potencial hídrico atmosférico e radiação solar no topo da atmosfera (mm dia<sup>-1</sup>);  $K_{\psi_{ar}}$  – coeficiente de proporcionalidade do potencial hídrico atmosférico (adimensional);  $R_a$  –

radiação solar no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $\lambda$  – calor latente de vaporização da água ( $\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ )

O procedimento matemático utilizado para compor o método  $ET_{OMJ}$  baseia-se na geração de um coeficiente de proporcionalidade  $K_{\psi_{ar}}$ :

$$K_{\psi_{ar}} = \frac{\psi_{ar.i} - \psi_{ar.min}}{\psi_{ar.max} - \psi_{ar.min}} \quad (2.6)$$

Sendo:  $K_{\psi_{ar}}$  – coeficiente de proporcionalidade do potencial hídrico atmosférico (adimensional);  $\psi_{ar.i}$  – potencial hídrico atmosférico no  $i$ -ésimo dia (MPa);  $\psi_{ar.max}$  – potencial hídrico atmosférico máximo encontrado no período analisado (janeiro de 2004 a dezembro de 2011) (MPa);  $\psi_{ar.min}$  – potencial hídrico atmosférico mínimo encontrado no período analisado (janeiro de 2004 a dezembro de 2011) (MPa).

Testes realizados com séries de dados climáticos (com mais de 30 anos), evidenciaram que os valores de  $\psi_{ar.max}$  e  $\psi_{ar.min}$  calculados e determinados em séries dos últimos 10 anos caracterizaram melhor os  $K_{\psi_{ar}}$ , proporcionando melhores associações entre  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$ .

Os coeficientes  $K_{\psi_{ar}}$  variam entre 0 e 1, estabelecendo a proporcionalidade entre a  $Ra$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) e a  $ET_{OMJ}$  ( $\text{mm dia}^{-1}$ ). A transformação da unidade padrão da  $Ra$  em  $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  para equivalente de evaporação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) é realizada a partir do fator de conversão definido pelo inverso do calor latente de vaporização da água ( $1/\lambda$ ) (Pereira et al., 1997; Allen et al., 1998).

Os procedimentos metodológicos para o processo de calibração e averiguação do desempenho e erros da associação entre  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$  estão dispostos a seguir:

– Calibração: Os respectivos valores diários do  $ET_{OMJ}$  e  $ET_{OPM}$ , para cada tipo climático analisado, foram calibrados a partir de análises de regressão linear simples, obtendo-se os coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” das relações  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$  para o período diário entre 2004 e 2011.

$$ET_{OMJc} = a + b \cdot ET_{OMJ} \quad (2.7)$$

Sendo:  $ET_{OMJc}$  – evapotranspiração de referência estimada com o método Moretti-Jerszurki utilizando os coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” obtidos no processo de calibração ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $ET_{OMJ}$  – evapotranspiração de referência estimada com o método Moretti-Jerszurki considerando o potencial hídrico atmosférico e a radiação solar no topo da atmosfera ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $a$  –

coeficiente linear da equação de regressão obtido da relação  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$  (mm dia<sup>-1</sup>);  $b$  – coeficiente angular da equação de regressão obtido da relação  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$  (adimensional).

A averiguação do desempenho e erros da associação entre  $ET_{OMJc}$  vs  $ET_{OPM}$  foram realizadas a partir de análises de regressão linear para os últimos dois anos da série de dados climáticos diários (janeiro de 2012 a janeiro de 2014). Os valores de  $ET_{OMJc}$  foram obtidos com os coeficientes de ajuste “ $a$ ” e “ $b$ ” das equações de regressão linear obtidos na etapa de calibração (Equação 2.7).

## 2.2.4 Validação do método alternativo “Moretti-Jerszurki”: $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$ , $ET_{OMJ}$ e $ET_{OMJc}$

A validação dos métodos alternativos  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$ ,  $ET_{OMJ}$  e  $ET_{OMJc}$  foi realizada a partir de três Cenários.

Os Cenários 1 a 3 foram realizados com dados climáticos obtidos na literatura, em um trabalho científico que estudou a evapotranspiração de referência, em superfície gramada, para o tipo climático Bsh (Tabela 2.3). Maiores informações sobre os dados experimentais obtidos encontram-se dispostas no Apêndice 4 (Tabela A.4.1).

Tabela 2.3. Classificação climática, localidade e coordenadas de procedência dos valores medidos de  $ET_o$  no Brasil.

Fonte	Tipo climático	Local	---- Coordenadas geográficas ----			Medida da $ET_o$	Superfície	Série (dias)
			Latitude (graus)	Longitude (graus)	Altitude (m)			
Medeiros (2002)	Bsh	Paraipaba-CE	-3,3	-39,2	30	Lísímetro de pesagem	Grama	240 dias

– **Cenário 1:** Foram obtidas as relações lineares entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  e  $ET_{OLIS}$ , calculados a partir dos dados climáticos de Medeiros (2002);

– **Cenários 2 e 3:** Foram obtidas as relações lineares entre os respectivos valores diários de  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$  vs  $ET_{OLIS}$ ,  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OLIS}$  e  $ET_{OMJc}$  vs  $ET_{OLIS}$ . Os valores de  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$ ,  $ET_{OMJ}$  e  $ET_{OMJc}$  foram calculados com os dados de climáticos de Medeiros (2002), no período entre 1997 e 1998, em que:

- Cenário 2: Para a  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$  e  $ET_{OMJc}$  foram utilizados os coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” obtidos no presente trabalho para o subgrupo climático semiárido ( $Bsh$ );
- Cenário 3: Para a  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$  e  $ET_{OMJc}$  foram utilizados os coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” obtidos com os dados climáticos de Medeiros (2002).

As análises de regressão linear para averiguação da associação entre  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OLIS}$ ,  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$  vs  $ET_{OLIS}$ ,  $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OLIS}$  e  $ET_{OMJc}$  vs  $ET_{OLIS}$ , estimadas nos Cenários 1 a 3, foram realizadas para o último mês (30 dias) da série de dados de  $ET_{OLIS}$  obtidos na literatura (Medeiros, 2002).

### 2.2.5 Análise estatística dos resultados

Para verificar a associação entre os resultados de  $ET_o$ , obtida com método Padrão (Penman-Monteith ou Lisímetro) e Alternativo ( $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$ ,  $ET_{OMJ}$  e  $ET_{OMJc}$ ), foram realizadas análises de regressão linear com a obtenção dos seus respectivos coeficientes de determinação ( $R^2$ ) e correlação ( $R$ ). Para avaliar o grau de concordância entre as estimativas, foi utilizado o índice “ $d$ ” de Willmott et al. (1985):

$$d = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (ET_{o_{Alternativo.i}} - ET_{o_{Padrão.i}})^2}{\sum_{i=1}^n \left( \left| ET_{o_{Alternativo.i}} - \overline{ET_{o_{Padrão}}} \right| + \left| ET_{o_{Padrão.i}} - \overline{ET_{o_{Padrão}}} \right| \right)^2} \right] \quad (2.8)$$

Sendo:  $d$  – índice de concordância de Willmott et al. (1985) (adimensional);  $ET_{o_{Alternativo.i}}$  – evapotranspiração de referência estimada com o método alternativo no  $i$ -ésimo dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $ET_{o_{Padrão.i}}$  – evapotranspiração de referência padrão, Penman-Monteith ou Lisímetros, para o  $i$ -ésimo dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $\overline{ET_{o_{Padrão}}}$  – média da evapotranspiração de referência padrão, Penman-Monteith ou Lisímetros, do período considerado ( $\text{mm dia}^{-1}$ ).

Para comparação dos valores estimados, foi utilizada uma adaptação do índice de desempenho “ $c$ ” adotado por Camargo e Sentelhas (1997):

$$c = |R \cdot d| \quad (2.9)$$

Sendo:  $c$  – índice “ $c$ ” de desempenho proposto por Camargo e Sentelhas (1997) (adimensional);  $R$  – coeficiente de correlação (adimensional) obtido na regressão linear (adimensional);  $d$  – índice “ $d$ ” de concordância proposto por Willmott et al. (1985) (adimensional).

De acordo com Camargo e Sentelhas (1997), o critério de interpretação do índice “ $c$ ” para a  $ET_o$  apresenta os seguintes desempenhos: ótimo (“ $c$ ” > 0,85); muito bom ( $0,75 < “c” \leq 0,85$ ); bom ( $0,65 < “c” \leq 0,75$ ); mediano ( $0,60 < “c” \leq 0,65$ ); sofrível ( $0,50 < “c” \leq 0,60$ ); mau ( $0,40 < “c” \leq 0,50$ ); e, péssimo (“ $c” \leq 0,40$ ).

As séries diárias de  $\psi_{ar}$ ,  $ETO(\psi_{ar})$ ,  $ETOMJ$  e  $ETOMJc$  foram comparadas com os valores de  $ETOPM$  com o teste de Tukey (5% significância). Comparações adicionais entre os respectivos valores diários de  $ETo$ , padrão e alternativo, foram realizadas obtendo-se:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (ETo_{Alternativo.i} - ETo_{Padrão.i})^2} \quad (2.10)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (|ETo_{Alternativo.i} - ETo_{Padrão.i}|) \quad (2.11)$$

$$MR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{ETo_{Alternativo.i}}{ETo_{Padrão.i}} \quad (2.12)$$

Sendo:  $RMSE$  – raiz quadrada do erro quadrático médio ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $MAE$  – erro absoluto médio ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $MR$  – razão da média (adimensional);  $ETo_{Alternativo.i}$  – evapotranspiração de referência estimada com o método alternativo no  $i$ -ésimo dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $ETo_{Padrão.i}$  – evapotranspiração de referência padrão, Penman-Monteith ou Lisímetro, para o  $i$ -ésimo dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $n$  – número de observações (adimensional).

## 2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 2.3.1 Distribuição temporal das variáveis climáticas

Observou-se grande variabilidade de  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ,  $UR$ ,  $R_s$ ,  $u_2$  e  $DPV$  entre os tipos climáticos subtropical úmido, tropical com verões secos e semiárido seco (Tabela 2.2), ao longo do ano (Tabela 2.4). O  $DPV$  apresentou uma das maiores variações ao longo do ano para todos os tipos climáticos, principalmente para os climas tropicais, atingindo valores mínimos nos períodos mais úmidos, resultando no aumento da pressão atual de vapor da atmosfera e redução da demanda atmosférica por água. Comparativamente, os valores máximos para o  $DPV$  foram atingidos em períodos secos do ano.

Nos climas quentes e secos o  $DPV$  foi alto e pouco variável ao longo do ano, devido à menor variabilidade da temperatura do ar e menor  $UR$ , o qual também resultou em pequena variação da  $ETOPM$ . Apesar da alta  $R_s$ , a  $ETOPM$  observada para os tipos climáticos tropicais é similar à do semiárido, devido os menores valores de  $DPV$  e alta  $UR$  observada. Nesse sentido, os resultados observados sugerem a influência do potencial hídrico do ar sobre a  $ETo$ , principalmente em climas secos e quentes.



Tabela 2.4. Valores médios mensais e coeficiente de variação anual da  $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ,  $UR$ ,  $DPV$ ,  $Rs$ ,  $u_2$  e  $ET_{OPM}$  para os tipos climáticos analisados, entre 2004 e 2011

Tipo Climático	Estação climatológica	Variável	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	C.V. (%)
Af	Manaus	$T_{min}$ (°C)	22,42	22,29	22,57	22,81	22,97	22,76	22,27	22,28	23,00	23,34	22,91	22,87	2,67
		$T_{max}$ (°C)	30,20	29,56	29,96	30,18	30,47	30,86	30,84	31,44	32,47	32,49	31,09	30,73	3,69
		$UR$ (%)	71,82	69,15	70,16	70,36	70,16	66,13	63,49	60,62	61,48	62,38	63,93	67,74	6,55
		$DPV$ (kPa)	0,51	0,51	0,48	0,49	0,54	0,65	0,76	0,92	0,96	0,93	0,79	0,62	27,12
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	15,64	15,45	15,31	15,42	15,65	16,95	18,10	19,37	19,34	18,51	17,41	16,13	9,94
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,53	1,49	1,53	1,45	1,36	1,47	1,53	1,64	1,62	1,61	1,67	1,49	11,19
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,32	3,28	3,23	3,24	3,22	3,49	3,77	4,20	4,39	4,26	3,93	3,55	12,51
Am	Macapá	$T_{min}$ (°C)	23,31	23,27	23,47	23,74	23,84	23,57	23,32	23,75	23,83	23,92	23,92	23,76	1,13
		$T_{max}$ (°C)	30,17	29,68	29,78	30,15	30,60	31,05	31,31	32,09	32,79	33,14	32,83	31,84	3,89
		$UR$ (%)	85,92	87,91	88,28	88,37	87,50	85,56	83,90	80,51	75,32	73,43	74,54	79,83	6,72
		$DPV$ (kPa)	0,52	0,43	0,43	0,43	0,47	0,55	0,61	0,76	0,99	1,08	1,03	0,79	35,91
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	17,19	16,47	16,04	16,18	16,65	17,63	19,12	21,80	23,52	23,75	22,11	19,51	15,25
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,06	1,92	1,75	1,58	1,39	1,34	1,39	2,04	2,89	3,18	3,01	2,57	31,71
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,59	3,35	3,26	3,26	3,35	3,51	3,78	4,46	5,17	5,38	5,04	4,29	19,58
As	João Pessoa	$T_{min}$ (°C)	24,73	24,64	24,44	23,83	23,08	22,20	21,65	21,60	22,73	24,05	24,66	24,88	5,18
		$T_{max}$ (°C)	30,47	30,62	30,69	30,30	29,78	28,84	28,17	28,36	28,90	29,66	30,11	30,35	2,97
		$UR$ (%)	73,80	73,93	75,64	78,11	80,03	82,09	81,88	78,64	75,34	72,38	72,48	73,22	4,66
		$DPV$ (kPa)	1,04	0,99	0,91	0,79	0,73	0,58	0,64	0,72	0,81	0,99	1,00	0,99	18,73
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	22,67	22,51	21,34	19,46	17,60	16,03	16,43	19,19	21,44	23,62	24,15	23,43	13,83
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,18	2,21	2,09	1,83	2,02	2,26	2,42	2,76	2,92	2,88	2,55	2,34	15,18
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,92	4,81	4,58	4,14	3,61	3,15	3,26	3,85	4,36	5,04	5,15	4,96	16,43
Aw	São Luís	$T_{min}$ (°C)	23,78	23,48	23,37	23,40	23,49	23,17	22,97	23,25	23,85	24,15	24,42	24,36	2,04
		$T_{max}$ (°C)	30,53	30,04	29,84	30,05	30,69	30,92	30,79	31,23	31,51	31,69	31,89	31,58	2,27
		$UR$ (%)	83,75	86,01	87,82	88,69	87,05	85,01	84,70	81,64	78,66	77,28	77,09	78,84	4,99
		$DPV$ (kPa)	0,61	0,52	0,44	0,41	0,48	0,55	0,56	0,68	0,81	0,88	0,90	0,83	27,02
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	17,64	16,98	15,89	15,74	16,39	17,68	18,93	21,36	22,40	22,51	21,62	19,89	13,56
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,23	1,12	0,87	0,74	0,79	0,87	0,97	1,33	1,68	1,78	1,76	1,74	32,73
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,80	3,56	3,27	3,12	3,25	3,42	3,68	4,25	4,77	4,88	4,87	4,39	16,72
Bsh	Petrolina	$T_{min}$ (°C)	23,16	23,06	23,10	22,78	21,90	20,66	19,83	19,92	21,05	22,39	23,05	23,24	5,86
		$T_{max}$ (°C)	33,09	32,74	32,60	31,84	31,15	30,00	29,63	30,64	32,48	33,89	34,02	33,65	4,66
		$UR$ (%)	55,59	59,00	60,81	62,38	60,47	60,27	57,97	53,17	48,19	45,46	48,59	52,78	10,49
		$DPV$ (kPa)	1,70	1,55	1,34	1,38	1,30	1,25	1,29	1,51	1,83	1,95	2,01	1,94	18,44
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	19,16	18,92	18,12	16,83	14,89	14,19	14,89	17,34	18,61	19,93	19,87	19,90	11,98
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,07	1,98	1,88	2,01	2,32	2,32	2,61	2,65	2,55	2,40	2,27	2,22	12,34
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,68	4,37	4,00	3,80	3,46	3,21	3,53	4,14	4,81	5,08	5,18	5,03	16,12
Cfa	Porto Alegre	$T_{min}$ (°C)	20,44	20,66	19,45	16,29	13,35	10,89	10,41	11,25	12,99	15,30	16,93	19,11	23,80
		$T_{max}$ (°C)	30,49	30,24	28,81	25,71	22,32	19,67	19,52	21,02	22,24	24,86	27,07	29,51	16,09
		$UR$ (%)	72,15	74,59	75,68	77,31	80,70	82,36	81,05	78,46	77,00	74,89	71,60	70,88	5,21
		$DPV$ (kPa)	0,96	0,88	0,78	0,60	0,42	0,33	0,35	0,44	0,50	0,63	0,81	0,95	36,17
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	23,53	21,46	18,28	14,73	11,24	9,46	10,40	13,12	16,52	19,84	22,99	24,04	30,52
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,54	2,26	2,06	1,82	1,60	1,60	1,74	1,82	2,48	2,63	2,70	2,63	21,36
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,94	4,44	3,64	2,59	1,68	1,28	1,42	1,92	2,74	3,62	4,45	4,97	43,04
Cfb	Curitiba	$T_{min}$ (°C)	16,86	17,29	16,24	13,97	10,84	9,33	8,66	9,49	11,05	12,99	14,43	16,06	2,57
		$T_{max}$ (°C)	26,70	27,08	25,96	23,74	21,03	20,05	19,86	21,37	21,43	23,12	24,77	26,24	23,53
		$UR$ (%)	81,43	81,54	82,39	82,64	83,08	82,33	80,64	78,08	81,04	81,67	79,59	80,20	11,33
		$DPV$ (kPa)	0,52	0,53	0,48	0,41	0,33	0,32	0,36	0,45	0,41	0,43	0,51	0,54	2,46
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	20,07	18,96	17,37	14,78	12,26	11,20	12,16	14,40	15,96	17,99	20,06	20,64	19,44
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	2,23	2,13	1,96	1,93	1,74	1,81	1,94	2,05	2,24	2,33	2,49	2,36	20,53
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,80	3,61	3,15	2,45	1,79	1,55	1,73	2,24	2,58	3,06	3,64	3,85	12,64
Cwa	Uberaba	$T_{min}$ (°C)	19,72	19,58	19,33	17,78	14,33	13,10	12,85	13,68	16,96	19,15	19,23	19,88	16,96
		$T_{max}$ (°C)	29,77	30,95	30,80	30,21	28,38	27,21	28,39	29,47	31,59	32,10	30,25	30,30	6,28
		$UR$ (%)	77,52	74,36	74,59	71,72	69,17	64,35	59,47	47,86	52,81	61,28	63,05	74,88	15,21
		$DPV$ (kPa)	0,76	0,88	0,88	0,91	0,87	0,89	1,10	1,51	1,62	1,41	0,99	0,82	29,79
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	16,98	19,40	19,41	17,87	16,23	14,70	16,51	18,72	19,60	20,19	20,35	17,41	12,99
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	0,97	0,96	0,91	0,92	0,75	0,91	1,32	1,66	1,71	1,25	1,08	0,91	41,10
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	3,57	4,17	4,03	3,49	2,89	2,64	3,17	4,04	4,63	4,60	4,48	3,72	19,66
Cwb	Belo Horizonte	$T_{min}$ (°C)	19,42	19,66	19,37	18,05	15,85	14,53	14,19	15,16	16,77	18,11	18,55	19,03	11,30
		$T_{max}$ (°C)	28,44	29,07	28,62	27,60	25,86	25,07	24,86	26,27	27,30	28,05	27,61	27,90	5,20
		$UR$ (%)	73,39	70,25	71,90	70,12	68,51	67,01	63,45	58,83	61,41	65,31	71,94	75,21	7,52
		$DPV$ (kPa)	0,86	0,97	0,89	0,88	0,82	0,81	0,89	1,09	1,11	1,07	0,86	0,77	13,66
		$Rs$ (MJ m <sup>-2</sup> dia <sup>-1</sup> )	21,01	21,63	19,44	17,89	15,53	14,82	15,49	17,68	18,82	20,17	20,25	19,73	12,58
		$u_2$ (m s <sup>-1</sup> )	1,49	1,57	1,43	1,41	1,37	1,31	1,45	1,60	1,74	1,66	1,51	1,41	10,37
		$ET_{OPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	4,30	4,42	3,90	3,42	2,75	2,47	2,64	3,31	3,84	4,18	4,13	4,02	18,81

Para os climas subtropicais úmidos, a  $ET_{OPM}$  foi mais variável e de menor magnitude, resultado, principalmente, dos menores  $DPV$ 's e maior variabilidade da  $R_s$  (confirmando os resultados do Capítulo 1). Em contraste com os climas tropicais e semiárido, as variáveis  $T_{max}$  e  $T_{min}$  apresentaram os maiores coeficientes de variação anual, devido à maior sazonalidade característica do tipo climático subtropical. Devido à maior sazonalidade, a  $R_s$  também foi variável, principalmente para os climas subtropical úmido sem estação seca (Tabela 2.2), os quais apresentam invernos mais rigorosos e menor insolação, radiação solar e  $ET_{OPM}$ . A  $u_2$  apresentou maior variação e magnitude para o clima tropical com verões secos, seguido pelo clima semiárido, a qual combinada aos maiores  $DPV$ 's, resultaram em alta demanda atmosférica por água, dada a maior eficiência na substituição do ar saturado e reposição de ar seco (Allen et al., 1998; EMBRAPA, 2015).

### **2.3.2 Análise de regressão linear entre o potencial hídrico atmosférico ( $\psi_{ar}$ ) e a evapotranspiração de referência estimada com o método padrão ( $ET_{OPM}$ )**

Verificou-se relação linear entre  $\psi_{ar}$  e  $ET_{OPM}$  (Figura 2.1 e Figuras A5.1 a A5.9 do Apêndice 5), com os coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” variando de acordo com as características de cada tipo climático. A partir de análises preliminares realizadas, foi possível observar que a relação linear entre  $\psi_{ar}$  e  $ET_{OPM}$  é influenciada pelo número de anos das séries de dados empregadas. De forma geral, constatou-se que séries longas (30 a 40 anos) não resultaram em melhor associação entre  $\psi_{ar}$  e  $ET_{OPM}$ , provavelmente devido à interferência de fatores externos como a substituição de aparelhos de medição nas estações meteorológicas e a variabilidade cíclica e irregular do clima percebidas em séries de longo prazo (Jerszurki et al., 2015), os quais podem interferir no desempenho do método alternativo.

Foram obtidas boas associações (Figura 2.1) entre o  $\psi_{ar}$  e  $ET_{OPM}$  para os tipos climáticos semiárido e tropical. O coeficiente linear ( $a$ ) é o ponto onde a reta de regressão intercepta o eixo das ordenadas ( $y$ ), ou seja, o valor de  $ET_{OPM}$  obtido quando o  $\psi_{ar}$  for nulo. Logo, “ $a$ ” corresponde ao valor de  $ET_{OPM}$  ocorrido devido às outras variáveis climáticas consideradas no método, sem a participação do  $\psi_{ar}$ . Nesse sentido, baseando-se nos coeficientes lineares observados, pode-se afirmar que o potencial hídrico atmosférico está determinando a tendência da evapotranspiração estimada com o método de Penman-Monteith no intervalo acima de  $2 \text{ mm dia}^{-1}$ . Abaixo desse limite, a influência do  $\psi_{ar}$  é desprezível, com destaque para outras variáveis climáticas como a  $R_s$  e  $u_2$  na determinação da

evapotranspiração. A exceção ficou para o clima subtropical úmido, o qual apresentou coeficientes lineares mais baixos, devido às menores magnitudes da  $ET_o$ .

Os maiores coeficientes angulares [ $b$ ] foram observados para os climas tropicais e, os menores, para os climas semiárido e subtropical úmido com estação seca. O coeficiente angular representa o número de unidades de variação no eixo das ordenadas ( $y$ ), quando da variação dos valores no eixo das abcissas ( $x$ ) em uma unidade. Assim, para cada aumento absoluto de uma unidade no  $\psi_{ar}$ , há variação na  $ET_{OPM}$  igual ao coeficiente angular obtido. Nos climas subtropicais a magnitude do acréscimo da  $ET_{OPM}$  com o aumento do  $|\psi_{ar}|$  é menor devido ao maior intervalo de variação do  $\psi_{ar}$  e à menor magnitude da  $ET_o$ , caracterizando menor sensibilidade do método (Tabela 2.4). Portanto, é clara a influência de outras variáveis climáticas, como a  $R_s$  e  $u_2$  sobre a  $ET_{OPM}$  em detrimento do  $\psi_{ar}$ , para regiões de clima subtropical, conforme destacado por Hupet e Vanclouster (2001) e Gong et al. (2006). Nesse sentido, a utilização da  $R_a$  em combinação ao  $\psi_{ar}$  em clima subtropical pode ser uma alternativa simplificada e eficiente para a obtenção de estimativas consistentes da  $ET_o$ , e consequente manutenção das premissas anteriormente sugeridas para a geração do modelo alternativo simplificado.

Nos climas tropicais e semiárido a taxa de acréscimo da  $ET_{OPM}$  é maior em um menor intervalo de variação do  $\psi_{ar}$ , indicando que pequenas variações no  $\psi_{ar}$  estão associadas à maior variação da  $ET_{OPM}$ . Logo, observa-se sensibilidade do modelo às variações de  $T_{ar}$  e  $UR$ , confirmando a possibilidade de uso da relação para a caracterização da variabilidade local e regional da  $ET_o$ . Além disso, o resultado obtido reforça a necessidade de cuidados a serem tomados durante a coleta e determinação da  $UR$  e temperatura do ar (conforme confirmado no Capítulo 1), para não resultar em estimativas inconsistentes do  $\psi_{ar}$ . Combinando os resultados do presente trabalho aos obtidos na literatura, observou-se que a influência do  $\psi_{ar}$  sobre a  $ET_{OPM}$ , bem como a magnitude dos coeficientes lineares e angulares, está condicionada à  $UR$  e  $T_{ar}$ , o que demonstra a sensibilidade do método às variáveis-chave na classificação climática.

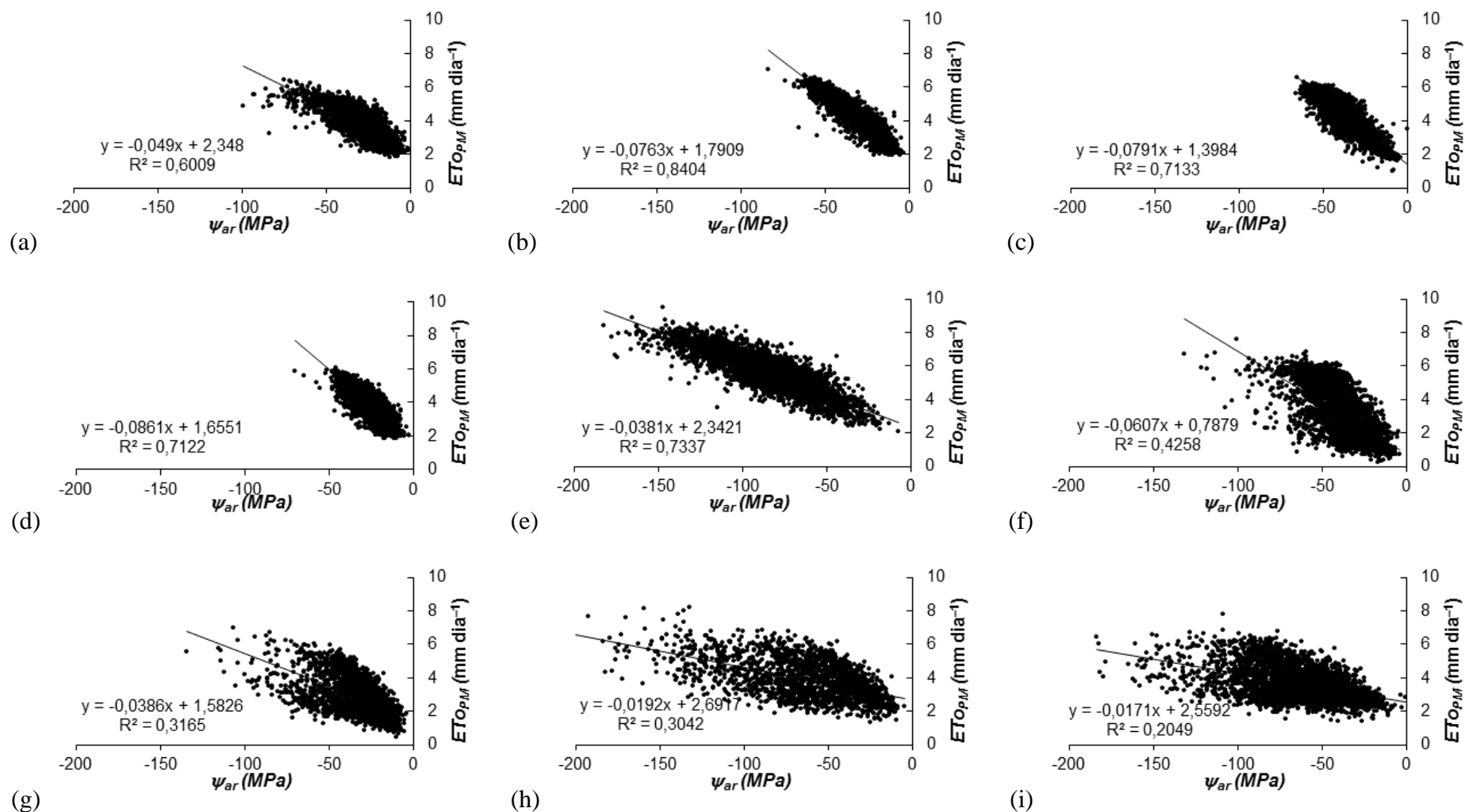


Figura 2.1 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ETo_{PM}$ , entre 2004 e 2011, para as estações e tipos climáticos: (a) Manaus (Af); (b) Macapá (Am); (c) João Pessoa (As); (d) São Luís (Aw); (e) Petrolina (Bsh); (f) Porto Alegre (Cfa); (g) Curitiba (Cfb); (h) Uberaba (Cwa); e, (i) Belo Horizonte (Cwb).

### 2.3.3 Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos “Moretti-Jerszurki” ( $ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}$ ) e padrão ( $ET_{O_{PM}}$ )

Observou-se bom ajustamento entre  $ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}$  e  $ET_{O_{PM}}$  para os tipos climáticos tropicais e semiárido e, baixo ajustamento para os climas subtropicais (Figura 2.2 e Apêndice 6, Figuras A6.1 a A6.9). O desempenho do ajuste anual do método baseado no potencial hídrico atmosférico ficou entre “bom” a “ótimo” para os climas tropicais e semiárido e, entre “péssimo” a “sofrível”, para os climas subtropicais (Tabela 2.5). Os resultados deveram-se ao alto grau de concordância (Índice “ $d$ ”) e correlação do método alternativo com o método de Penman-Monteith para os climas quentes. Nesse sentido, dado o maior ajustamento dos dados próximo à reta de 45°, a utilização do método alternativo resultou em associação entre as estimativas ( $MR$  – razão da média), com a ocorrência de pequenas subestimativas ou superestimativas da  $ET_{O_{PM}}$ . O método  $ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}$  superestimou entre 1% e 10% os resultados da  $ET_{O_{PM}}$  para os climas tropicais, subestimou em 1% as estimativas para o clima semiárido e, superestimou entre 2% e 16% as estimativas para os climas subtropicais. Apesar da alta  $R_s$  observada no clima semiárido, a influência do  $DPV$  sobre a  $ET_o$  se sobressai em relação à  $R_s$ , dada a característica extremamente quente e seca do clima, conferindo boa associação entre  $ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}$  e  $ET_{O_{PM}}$ .

Tabela 2.5. Raiz quadrada do erro quadrático médio ( $RMSE$ ), erro absoluto médio ( $MAE$ ), razão da média ( $MR$ ), índices “ $d$ ” e “ $c$ ” e desempenho do método alternativo “Moretti Jerszurki” ( $ET_{O_{MJ}(\psi_{ar})}$ ), em relação ao padrão ( $ET_{O_{PM}}$ ), para os tipos climáticos analisados, no período anual, entre 2012 e 2014.

Clima	$RMSE$ --- (mm dia <sup>-1</sup> ) ---	$MAE$	$MR$ ----- (adimensional)	R	Índice “ $d$ ” -----	Índice “ $c$ ” -----	Desempenho
Af	0,57	0,45	1,10	0,82	0,88	0,70	“Bom”
Am	0,45	0,34	1,03	0,91	0,95	0,86	“Ótimo”
As	0,54	0,43	1,03	0,82	0,90	0,74	“Bom”
Aw	0,51	0,40	1,03	0,84	0,91	0,76	“Muito bom”
Bsh	0,72	0,58	0,99	0,81	0,88	0,71	“Bom”
Cfa	1,25	1,07	1,16	0,71	0,77	0,55	“Sofrível”
Cfb	0,93	0,77	1,09	0,61	0,69	0,42	“Mau”
Cwa	0,92	0,79	1,02	0,58	0,67	0,39	“Péssimo”
Cwb	0,86	0,70	1,11	0,48	0,57	0,27	“Péssimo”

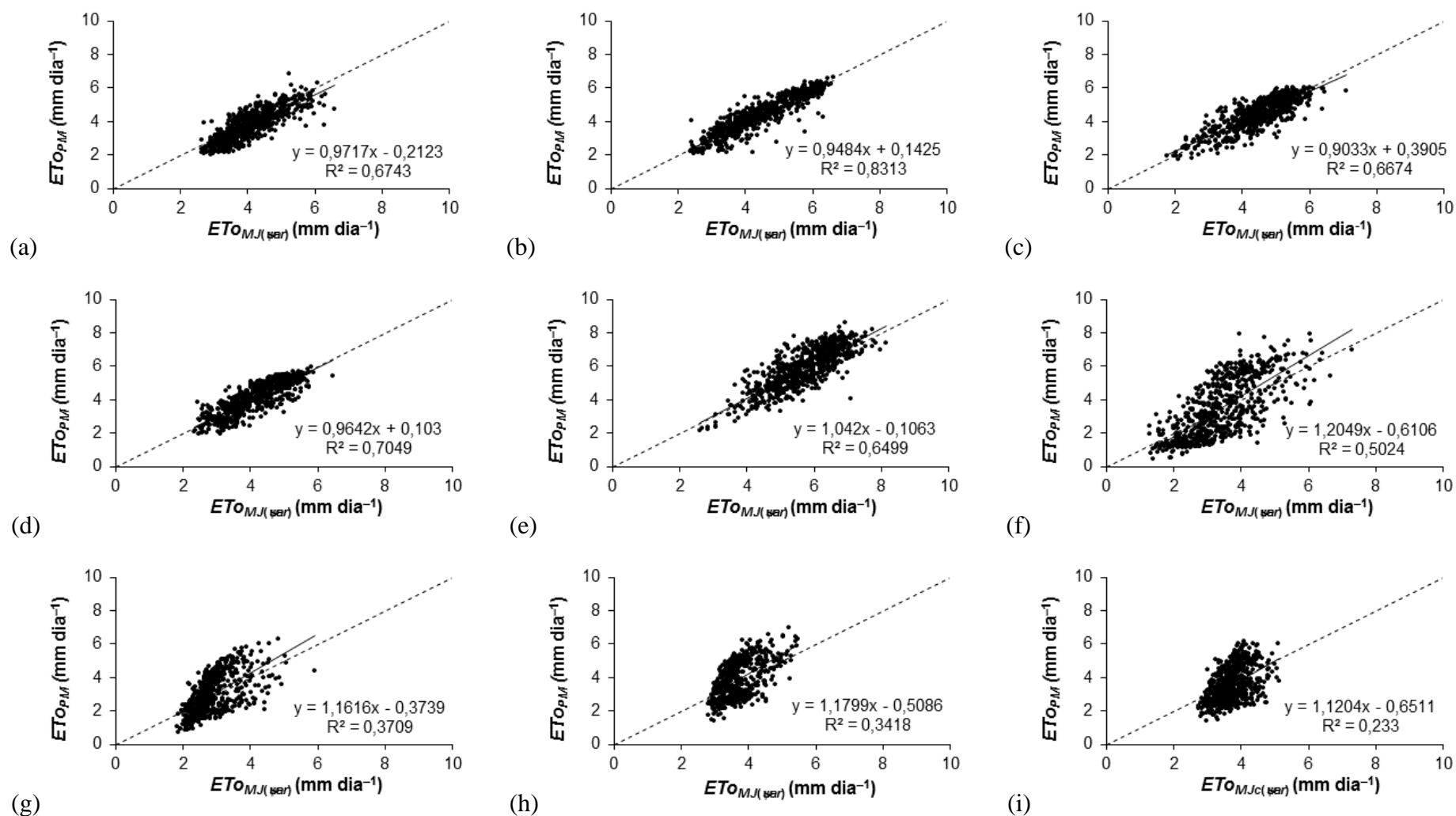


Figura 2.2 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ETO_{MJ(\text{Year})}$  vs  $ETO_{PM}$ , entre 2012 e 2014, para as estações e tipos climáticos: (a) Manaus (*Af*); (b) Macapá (*Am*); (c) João Pessoa (*As*); (d) São Luís (*Aw*); (e) Petrolina (*Bsh*); (f) Porto Alegre (*Cfa*); (g) Curitiba (*Cfb*); (h) Uberaba (*Cwa*); e, (i) Belo Horizonte (*Cwb*).

Foi observado pequeno erro de ajustamento (*RMSE* e *MAE*) entre os métodos (Tabela 2.5) para os tipos climáticos analisados, com os menores valores para os climas mais quentes. Comparativamente, Djaman et al. (2015) destacaram boa performance de métodos alternativos baseados na *UR* e déficit de pressão de vapor para a estimativa da *ET<sub>o</sub>* em regiões de clima quente e seco. De acordo com os autores, o erro de estimativa variou entre 6 e 20% para um único tipo climático.

As menores associações observadas nos meses de inverno ocorreram devido aos menores valores de *ET<sub>o</sub>*, normalmente encontrados nessa época do ano, principalmente para os tipos climáticos mais frios (Figuras A5.1 a A5.9 do Apêndice 5). Em climas quentes e úmidos, a menor associação deveu-se, principalmente, à menor amplitude do  $\psi_{ar}$ . Em trabalho semelhante, no período de inverno para regiões de clima úmido, Alexandris et al. (2006) observaram maiores subestimativas da *ET<sub>o</sub>* com os métodos alternativos baseados na *Rs*, *UR* e temperatura. As correlações obtidas para o clima subtropical indicaram que altas *UR*'s associadas às baixas temperaturas, características desse tipo climático, resultam em menores *DPV*'s e demanda atmosférica por água. Nesse sentido, percebe-se que a tendência da *ET<sub>o</sub>* não é predominantemente explicada pelo  $\psi_{ar}$ , sendo também explicada por outras variáveis climáticas, como a *Rs*,  $u_2$  e temperatura do ar (Pandey et al., 2016).

De modo geral, métodos baseados apenas na radiação solar são uma boa alternativa ao método de Penman-Monteith para climas úmidos (Yoder et al., 2005; Gocic e Trajkovic, 2010; Martinez e Thepadia, 2010; George e Raghuwanshi, 2012). Entretanto, as respostas são extremamente variáveis entre as regiões, pois além da *Rs*, a *ET<sub>o</sub>* depende de outras variáveis climáticas. Irmak et al. (2008) analisando a eficiência de modelos simplificados para estimar a *ET<sub>o</sub>* nas condições climáticas dos EUA, observaram pior desempenho dos métodos alternativos baseados na radiação solar. Em contrapartida, Mohawesh (2011) e Sabziparvar e Tabari (2010) relataram melhores estimativas de *ET<sub>o</sub>* em climas áridos e semiáridos no Irã, com métodos baseados na radiação solar. A tendência contrastante das estimativas dos métodos que se baseiam apenas na radiação solar decorre das diferenças das condições climáticas onde foram desenvolvidos (Jensen et al., 1990; Irmak et al., 2003; Tabari et al., 2011). Além disso, a radiação solar incidente é de difícil obtenção, pois: nem todas as estações meteorológicas realizam sua leitura, devido ao custo de aquisição dos equipamentos; e, as leituras realizadas também podem conter erros, devido à necessidade de manutenção dos equipamentos (Allen et al., 1998; Djaman et al., 2015). Portanto, baseando-se nos resultados obtidos no presente trabalho, considera-se que o uso da radiação solar nos métodos

alternativos de estimativa da *ET<sub>o</sub>* justifica-se em condições especiais ou particulares, quando outros métodos não apresentam bom desempenho, como no clima subtropical brasileiro.

Os resultados obtidos com o método baseado apenas no  $\psi_{ar}$  demonstraram a possibilidade de sua utilização nas condições analisadas, caracterizando-o como alternativa promissora para as condições climáticas brasileiras, especialmente para os climas tropicais e semiárido. Contudo, ainda se destaca que é importante analisar a influência de cada clima sobre a estimativa da *ET<sub>o</sub>* com métodos alternativos (Todorovic et al., 2013). A análise e estabelecimento de métodos alternativos para a estimativa da *ET<sub>o</sub>* é promissora, mas ainda é restrita a poucas regiões e tipos climáticos no Brasil. Vescove e Turco (2005) obtiveram subestimativa da *ET<sub>o</sub>* em condições de seca, quando utilizaram métodos alternativos tendo a radiação solar como variável de entrada (Makkink, 1957). Borges e Mediondo (2007) também observaram subestimativa da *ET<sub>o</sub>* com métodos baseados na temperatura do ar e número de horas de brilho solar, em todas as estações do ano. Alencar et al. (2011) obtiveram bons desempenhos dos métodos alternativos baseados na radiação solar para a região de clima subtropical. Comparativamente ao obtido no presente trabalho, Mendonça et al. (2003), Cavalcante Júnior et al. (2011) e Todorovic et al. (2013) também observaram melhor ajustamento dos métodos baseados na temperatura e umidade relativa do ar para climas quentes e secos, justificando sua utilização quando houver indisponibilidade de dados climáticos. Nesse sentido, cabe ressaltar a importância da calibração do método alternativo de estimativa da *ET<sub>o</sub>* à região de interesse (Xu e Chen, 2005; Garcia et al., 2007), a qual caracteriza-se como aspecto relevante na escolha e aplicação do método.

É importante observar também que a utilização do método de Penman-Monteith pode resultar em estimativas diferentes para a mesma localidade, devido ao número de variáveis de entrada e à necessidade de estimativa de muitas delas (pressão atmosférica, pressão atual e de saturação de vapor, fluxo de calor no solo, entre outras), as quais podem ser realizadas por inúmeros métodos. Nesse sentido, a utilização de métodos simplificados facilita a estimativa da *ET<sub>o</sub>* e, pode ser empregada como boa alternativa ao método padrão. Outro aspecto relevante que justifica a utilização do método alternativo é a sua sensibilidade à variabilidade local e regional das variáveis climáticas (Silva et al., 2011). Métodos baseados na temperatura e umidade relativa do ar estão relacionados à componente de resistência aerodinâmica da *ET<sub>o</sub>*, a qual é influenciada pela heterogeneidade espacial (Todorovic et al., 2013). Logo, a utilização do método baseado no  $\psi_{ar}$  propicia o estudo da variabilidade espacial da *ET<sub>o</sub>*, a qual vem se tornando objeto de estudo em pesquisas voltadas à determinação da



disponibilidade de água e aumento da eficiência de uso da água pelas plantas (Duursma et al., 2008; Gharun et al., 2015; Couvreur et al., 2016).

Baseando-se nos coeficientes lineares e angulares obtidos (Tabela A9.1 do Apêndice 9), observaram-se aspectos distintos entre os grupos climáticos tropical, semiárido e subtropical, sendo possível verificar tendência de agrupamento para os tipos climáticos. Na tentativa de se estabelecer coeficientes “*a*” e “*b*” genéricos para as localidades ao longo do ano, observaram-se bons resultados quando da utilização de coeficientes mensais médios para os climas agrupados de acordo com a *UR* e temperatura, variáveis que mais interferem na diferenciação climática. Os subgrupos climáticos formados foram: tropical (Af, Am, As e Aw), semiárido (Bsh), subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb) e subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb) (Figura 2.3).

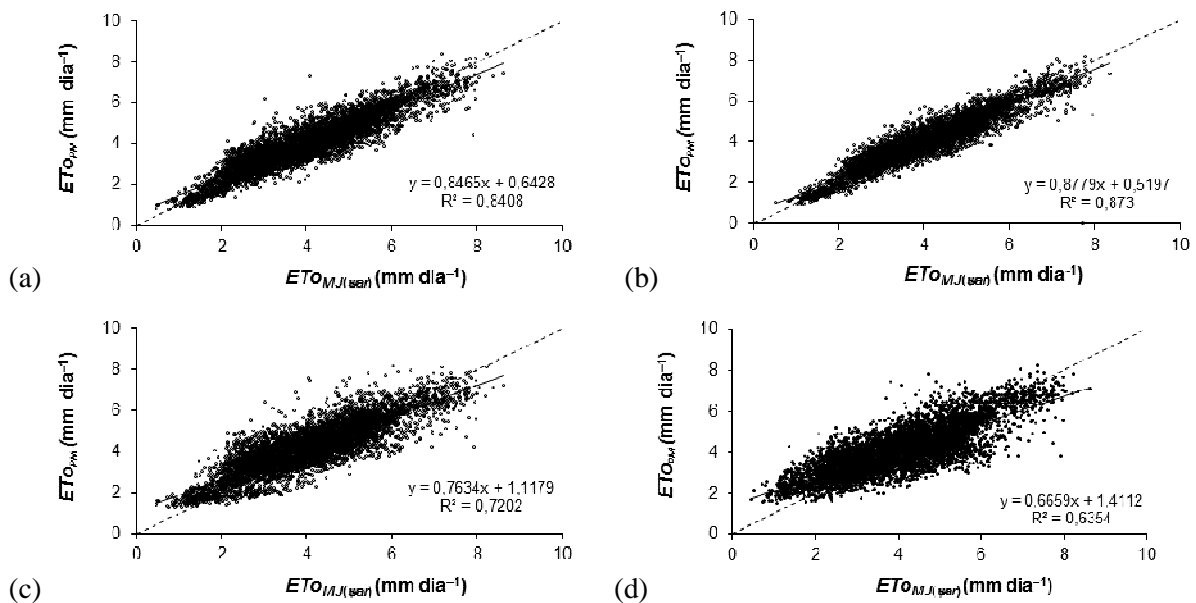


Figura 2.3 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0_{MJ(\psi ar)}}$  vs  $ET_{0_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, sendo  $ET_{0_{MJ(\psi ar)}}$  estimado com: (a) coeficientes “*a*” e “*b*” mensais de cada tipo climático; (b) coeficientes “*a*” e “*b*” médios mensais dos tipos climáticos agrupados em subgrupos climáticos; (c) coeficientes “*a*” e “*b*” médios estacionais dos tipos climáticos agrupados em subgrupos climáticos; e, (d) coeficientes “*a*” e “*b*” médios anuais dos tipos climáticos agrupados em subgrupos climáticos.

O agrupamento dos coeficientes “*a*” e “*b*” médios mensais em subgrupos climáticos (Tabela A9.2 do Apêndice 9) melhorou a estimativa da  $ET_{0_{MJ(\psi ar)}}$ , sugerindo a associação entre os coeficientes e as variáveis *UR* e temperatura. O agrupamento estacional e anual (Tabela A9.3 e Tabela A9.4 do Apêndice 9) resultou na pior associação do método. Conforme

Oliveira (2015) a variabilidade observada nos períodos estacionais oficiais resulta em menor uniformidade da distribuição das variáveis climáticas. A energia disponível no ambiente para evapotranspiração não se limita às datas estabelecidas para o início e término das estações do ano. Os resultados obtidos indicaram a possibilidade de utilização dos coeficientes “*a*” e “*b*” médios mensais agrupados em subgrupos climáticos (Figura 2.3b). No entanto, para resultados mais conclusivos recomenda-se a realização de análises complementares para avaliar a melhor forma de periodicidade dos agrupamentos, baseando-se no maior número possível de localidades, contemplando os tipos climáticos mais representativos do país.

### 2.3.4 Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos “Moretti-Jerszurki” ( $ET_{OMJ}$ ) e padrão ( $ET_{OPM}$ )

Verificou-se relação linear ( $P < 0,05$ ) entre  $ET_{OMJ}$  e  $ET_{OPM}$  (Figura 2.4 e Figuras A7.1 a A7.9 do Apêndice 7). Diferente das associações obtidas das análises que consideraram a  $ET_{OMJ(\psi_{ar})}$  (Tabela 2.5), o método  $ET_{OMJ}$  resultou em melhores associações para todos os tipos climáticos analisados, principalmente para os climas subtropicais. Os coeficientes lineares “*a*” ficaram em torno de: 3 mm dia<sup>-1</sup> para o clima semiárido; entre 1,5 e 2,5 mm dia<sup>-1</sup> para os climas tropicais; e, entre 1,0 e 2,5 mm dia<sup>-1</sup> para os climas subtropicais. Foram observados coeficientes angulares |“*b*”| variando entre: 0,35 e 0,5 para os climas subtropicais; 0,4 para o clima semiárido; e, entre 0,27 e 0,33 para os climas tropicais. A utilização da  $Ra$  e  $\psi_{ar}$ , resultam em maior sensibilidade de estimativa (Pandey et al., 2016) e proporcionaram estimativas mais consistentes da  $ET_o$ .

A utilização da radiação solar em métodos alternativos para estimar a  $ET_o$  em climas frios e úmidos é reconhecida na literatura, propiciando bons resultados nas regiões analisadas (Hupet e Vanclooster, 2001; Yoder et al., 2005; Irmak et al., 2006; Gong et al., 2006; Gocic e Trajkovic, 2010; Martinez e Thepadia, 2010; George e Raghuwanshi, 2012). Entretanto, os métodos alternativos geralmente empregam a radiação solar incidente ( $R_s$ ), que apresenta aspectos como: dificuldade para medição, indisponibilidade de leituras em algumas estações meteorológicas e suscetibilidade a erros (Weiss et al., 2001; Borges et al., 2010). Nesse sentido, a utilização da  $Ra$  em combinação ao  $\psi_{ar}$  é uma alternativa mais interessante e promissora para a estimativa da  $ET_o$  em todos os tipos climáticos analisados, tanto pela facilidade de estimativa da variável, a partir de dados de latitude do local, dia juliano, hora do dia e constante solar ( $G_{cs}$ ), quanto pela sua reconhecida influência sobre a  $ET_o$  (Yan et al., 2012). Aspectos também evidenciados no Capítulo 1.

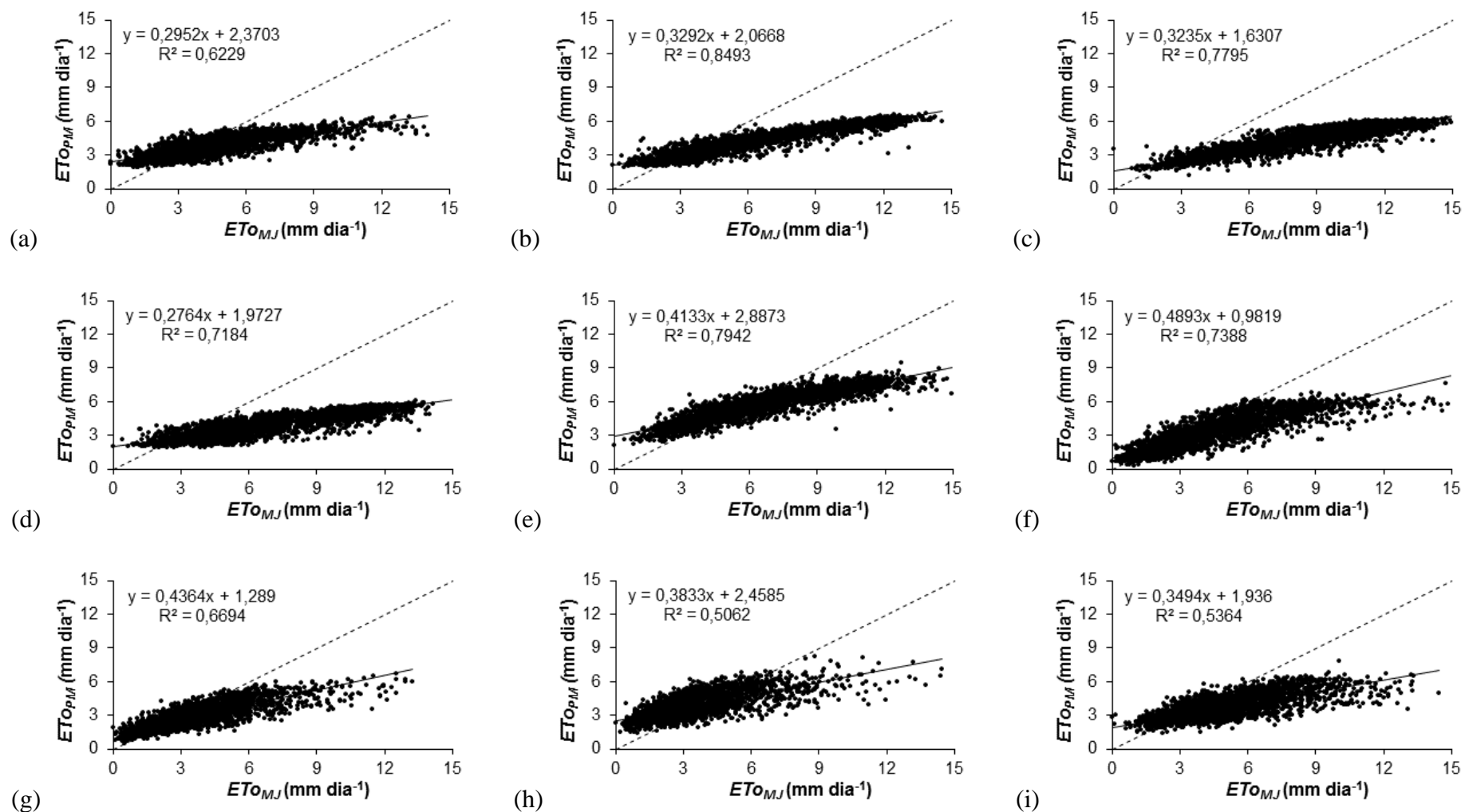


Figura 2.4 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para as estações e tipos climáticos: (a) Manaus (*Af*); (b) Macapá (*Am*); (c) João Pessoa (*As*); (d) São Luís (*Aw*); (e) Petrolina (*Bsh*); (f) Porto Alegre (*Cfa*); (g) Curitiba (*Cfb*); (h) Uberaba (*Cwa*); e, (i) Belo Horizonte (*Cwb*).

### 2.3.5 Análise de regressão linear entre a evapotranspiração de referência estimada com os métodos “Moretti-Jerszurki” calibrado ( $ET_{O_{MJC}}$ ) e padrão ( $ET_{O_{PM}}$ )

O processo de calibração melhorou o desempenho do método alternativo  $ET_{O_{MJC}}$  em relação ao método padrão para os climas subtropicais e tropical úmido (Figura 2.5 e Tabela 2.6). Observou-se bom ajustamento ( $P < 0,05$ ) entre  $ET_{O_{MJC}}$  e  $ET_{O_{PM}}$  para todos os tipos climáticos analisados, principalmente para o período anual e meses do verão e primavera nos climas subtropicais, e para os meses do outono e inverno nos climas tropicais (Figura 2.5 e Figuras A8.1 a A8.9 do Apêndice 8). O desempenho do ajuste anual do método  $ET_{O_{MJC}}$  ficou predominantemente entre “bom” a “ótimo” para os climas analisados (Tabela 2.6). O ajustamento dos dados próximo à reta de 45° com o método  $ET_{O_{MJC}}$  resultou em melhor associação entre as estimativas (Tabela 2.6), com a ocorrência de pequenas subestimativas ou superestimativas da  $ET_{O_{PM}}$ . O método  $ET_{O_{MJC}}$  superestimou entre 2% e 11% os resultados de  $ET_{O_{PM}}$ , com exceção do clima semiárido e subtropical úmido com invernos secos, nos quais o método subestimou em torno de 1% as estimativas de  $ET_{O_{PM}}$ .

Tabela 2.6. Raiz quadrada do erro quadrático médio ( $RMSE$ ), erro absoluto médio ( $MAE$ ), razão da média ( $MR$ ), índices “ $d$ ” e “ $c$ ” e desempenho do método alternativo “Moretti Jerszurki” ( $ET_{O_{MJC}}$ ), em relação ao padrão ( $ET_{O_{PM}}$ ), para os tipos climáticos analisados, no período anual, entre 2012 e 2014.

Clima	$RMSE$ --- (mm dia <sup>-1</sup> ) ---	$MAE$ ---	$MR$ -----	R	Índice “ $d$ ” (adimensional) -----	Índice “ $c$ ” -----	Desempenho
Af	0,59	0,47	1,11	0,8404	0,8738	0,7344	“Bom”
Am	0,44	0,33	1,03	0,9154	0,9545	0,8737	“Ótimo”
As	0,46	0,35	1,02	0,8705	0,9308	0,8103	“Muito bom”
Aw	0,51	0,40	1,03	0,8447	0,9172	0,7748	“Muito bom”
Bsh	0,60	0,46	0,99	0,8795	0,9198	0,8090	“Muito bom”
Cfa	0,78	0,62	1,06	0,8989	0,9376	0,8429	“Muito bom”
Cfb	0,63	0,51	1,04	0,8364	0,9014	0,7540	“Ótimo”
Cwa	0,77	0,64	0,99	0,7529	0,8178	0,6157	“Mediano”
Cwb	0,70	0,57	1,11	0,7756	0,8445	0,6551	“Bom”

Os menores erros de ajustamento ( $RMSE$  e  $MAE$ ) entre os métodos (Tabela 2.6) foram verificados para os tipos climáticos tropicais. Conforme Alexandris et al. (2006) as menores associações observadas para os meses de inverno, para o clima subtropical, devem-se à baixa  $Ra$  e  $ET_o$  no período (Apêndice 8, Figuras A8.1 a A8.9). Tendência contrária foi observada em climas tropicais, devido aos altos valores de  $Ra$  no período do verão, resultando na superestimativa da  $ET_{O_{PM}}$ .

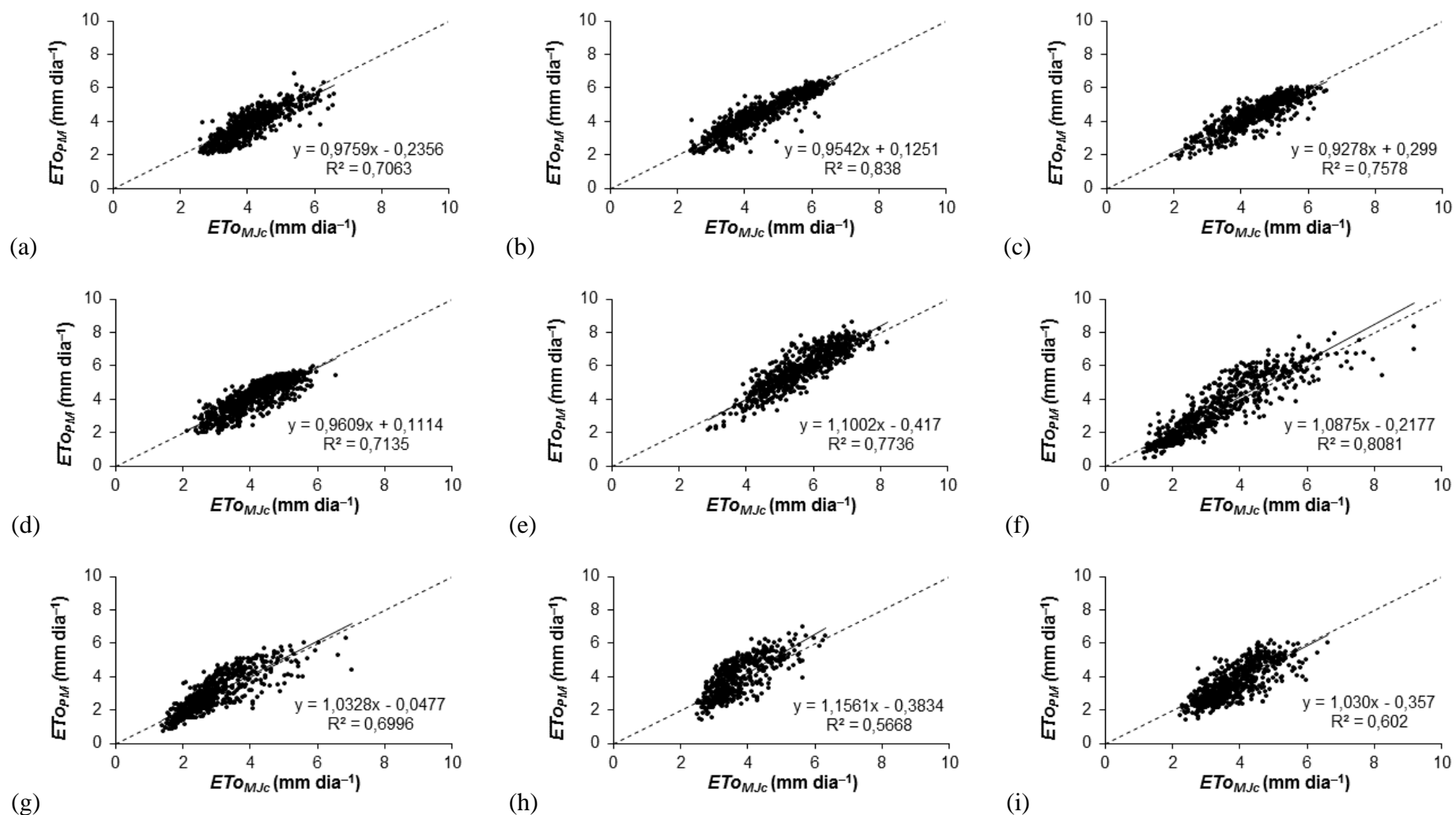


Figura 2.5 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0MJc}$  vs  $ET_{0PM}$ , entre 2012 e 2014 para as estações e tipos climáticos: (a) Manaus (*Af*); (b) Macapá (*Am*); (c) João Pessoa (*As*); (d) São Luís (*Aw*); (e) Petrolina (*Bsh*); (f) Porto Alegre (*Cfa*); (g) Curitiba (*Cfb*); (h) Uberaba (*Cwa*); e, (i) Belo Horizonte (*Cwb*).

Os desempenhos verificados entre  $ET_{OMJc}$  e  $ET_{OPM}$  (Tabela 2.6) para todos os tipos climáticos analisados demonstram a possibilidade de utilização do método, inclusive para os tipos climáticos subtropicais. Entretanto, conforme destacado anteriormente, a análise da influência do tipo climático sobre o desempenho do método alternativo de estimativa da  $ET_o$  é essencial para a determinação de inconsistências e realizar sua melhoria (Todorovic et al., 2013). Comparativamente ao método que se baseia apenas no potencial hídrico atmosférico ( $ET_{OMJ(\psi ar)}$ ), é importante destacar que a  $ET_{OMJc}$  foi mais sensível às variações climáticas locais e regionais, devido à utilização de poucas variáveis climáticas de fácil obtenção, inclusive para intervalos menores que um dia. Logo, acredita-se que o método possibilite a estimativa da  $ET_o$  para períodos menores que um dia, e em condições a campo ou ambiente protegido.

A tentativa de estabelecer coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” genéricos para as localidades proporcionou resultados semelhantes aos obtidos com o método  $ET_{OMJ(\psi ar)}$ , a partir da utilização dos coeficientes médios mensais, médios estacionais e médios anuais para os tipos climáticos agrupados conforme a  $UR$  e temperatura (Tabela A9.6 à Tabela A9.8 do Apêndice 9). Os subgrupos climáticos formados foram: tropical úmido (Af, Am, As e Aw), semiárido (Bsh), subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb) e subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb) (Figura 2.6).

Como verificado para a  $ET_{OMJ(\psi ar)}$ , o agrupamento dos coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” médios mensais em subgrupos climáticos (Tabela A9.6 do Apêndice 9) melhorou a estimativa da  $ET_{OMJc}$ . O agrupamento estacional e anual (Tabela A9.7 e Tabela A9.8 do Apêndice 9) também resultou na pior associação do método. Porém, devido à característica sazonal da  $Ra$ , o pior desempenho estacional do método  $ET_{OMJc}$  foi ainda mais evidente, em comparação ao método  $ET_{OMJ(\psi ar)}$ .

Os resultados obtidos para o método  $ET_{OMJc}$  também indicaram a possibilidade de utilização dos coeficientes “ $a$ ” e “ $b$ ” médios mensais (Figura 2.6b) em subgrupos climáticos. No entanto, para resultados mais conclusivos recomenda-se a realização de análises complementares para avaliar a melhor forma de periodicidade dos agrupamentos, baseando-se na utilização do maior número possível de localidades, contemplando os tipos climáticos mais representativos do país.

Diferente da maioria dos métodos alternativos existentes, cabe ressaltar que o método “Moretti-Jerszurki” é caracterizado como um método de base física, pois baseou-se apenas

nas relações entre  $\psi_{ar}$  ( $T$  e  $UR$ ),  $Ra$  e  $ET_{PM}$ . Nesse sentido, tal característica facilita a realização de adaptações no método e melhoria das estimativas de  $ET_o$ .

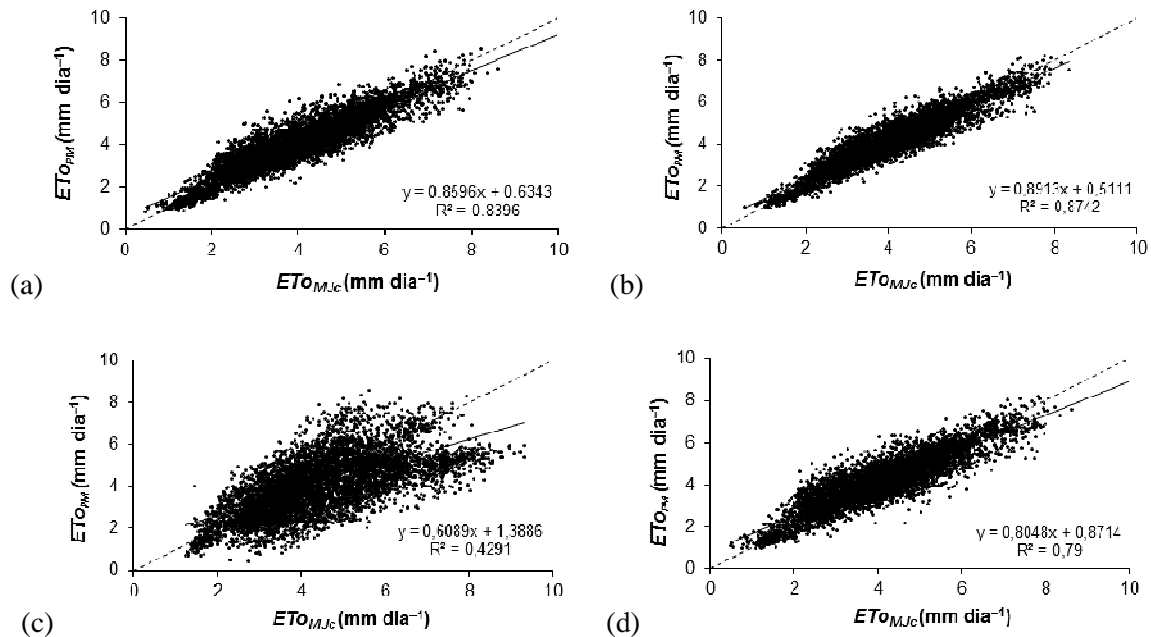


Figura 2.6 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{o_{MJc}}$  vs  $ET_{o_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, sendo  $ET_{o_{MJc}}$  estimado com: (a) coeficientes “a” e “b” mensais de cada tipo climático; (b) coeficientes “a” e “b” médios mensais dos tipos climáticos agrupados em subgrupos climáticos; (c) coeficientes “a” e “b” médios estacionais dos tipos climáticos agrupados em subgrupos climáticos; e, (d) coeficientes “a” e “b” médios anuais dos tipos climáticos agrupados em subgrupos climáticos.

### 2.3.6 Cenários de validação do método alternativo “Moretti-Jerszurki”: $ET_{o_{MJ(\psi_{ar})}}$ ; $ET_{o_{MJ}}$ e $ET_{o_{MJc}}$

No Cenário 1 verificou-se correlação significativa ( $P < 0,05$ ) entre  $\psi_{ar}$  e  $ET_{o_{LIS}}$  para o tipo climático semiárido (Figura 2.7a), confirmando a relação linear anteriormente observada para todos os tipos climáticos analisados (Figura 2.1).

Entretanto, nos Cenários 2 e 3 observaram-se erros de estimativa que resultaram em desempenhos do método alternativo “Moretti-Jerszurki” ( $ET_{o_{MJ(\psi_{ar})}}$ ,  $ET_{o_{MJ}}$  e  $ET_{o_{MJc}}$ ) entre “péssimo” a “mediano” (Tabela 2.7).

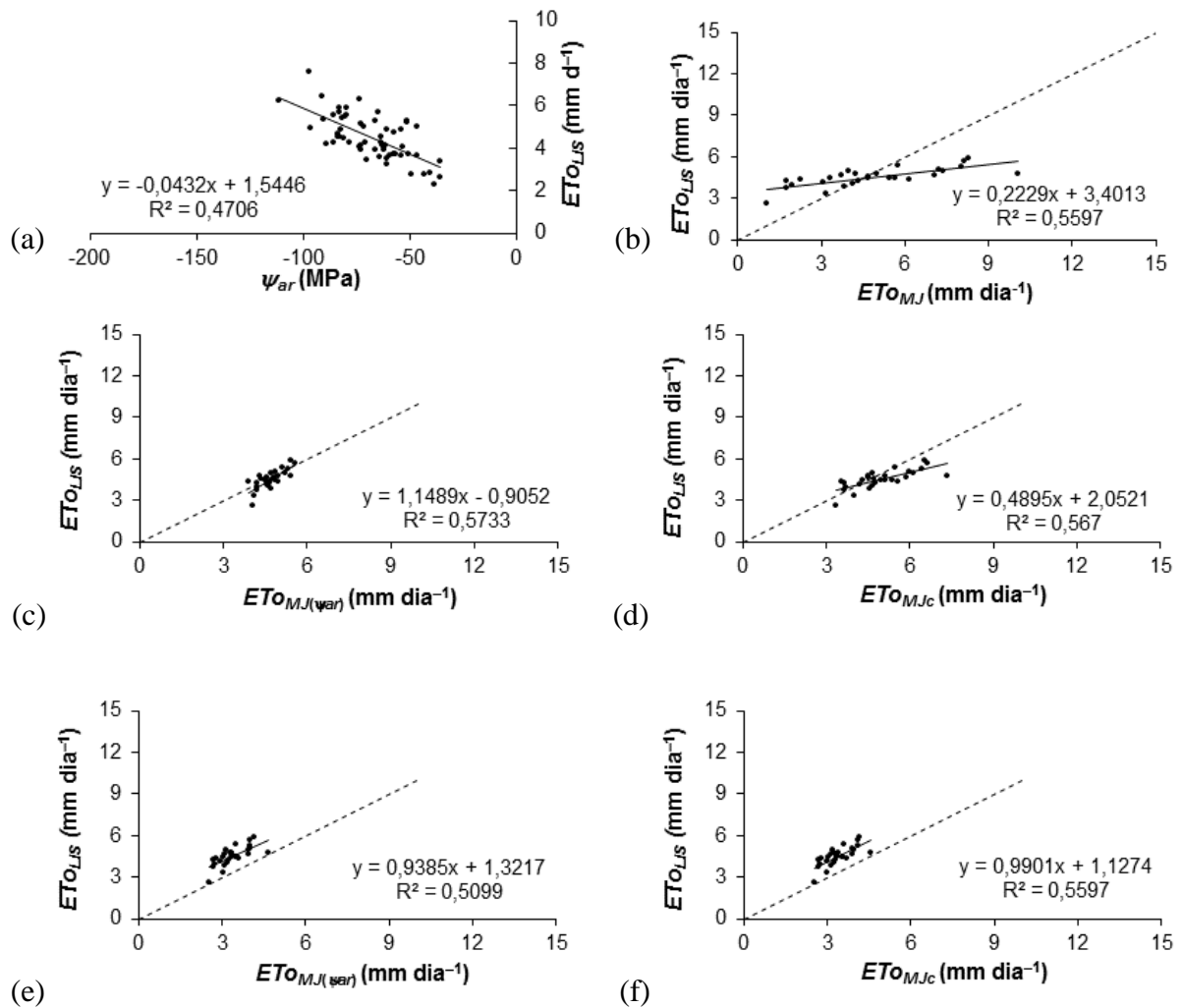


Figura 2.7 – Análise de regressão linear obtida para o clima *Bsh*, nos anos de 1997 e 1998, entre os respectivos valores diários de: (a)  $\psi_{ar}$  e  $ET_{OLIS}$  no Cenário 1; (b)  $ET_{MJ}$  vs  $ET_{OLIS}$  nos Cenários 2 e 3; (c)  $ET_{MJ(\psi_{ar})}$  vs  $ET_{OLIS}$  no Cenário 2; (d)  $ET_{MJc}$  vs  $ET_{OLIS}$  no Cenário 2; (e)  $ET_{MJ(\psi_{ar})}$  vs  $ET_{OLIS}$  no Cenário 3; e, (f)  $ET_{MJc}$  vs  $ET_{OLIS}$  Cenário 3.

No Cenário 2, em que a  $ET_{MJ(\psi_{ar})}$  foi estimada a partir dos coeficientes “a” e “b” obtidos da relação “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ ” (Tabela A9.1 do Apêndice 9, resultados do presente trabalho) e a  $ET_{MJc}$  foi estimada a partir dos coeficientes “a” e “b” obtidos da relação “ $ET_{MJ}$  vs  $ET_{OPM}$ ” (Tabela A9.2 do Apêndice 9, resultados do presente trabalho), para o subgrupo climático semiárido, observou-se melhor associação entre  $ET_{MJ(\psi_{ar})}$  e  $ET_{OLIS}$ , resultando no desempenho “mediano” do método alternativo (Figura 2.7c e Tabela 2.7). O desempenho foi superior à  $ET_{MJ}$  e  $ET_{MJc}$  (Figura 2.7c, Figura 2.7d e Tabela 2.7).



Tabela 2.7. Raiz quadrada do erro quadrático médio (*RMSE*), erro absoluto médio (*MAE*), razão da média (*MR*), índices “*d*” e “*c*”, e desempenho dos métodos alternativos “Moretti Jerszurki” ( $ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$ ,  $ET_{O_{MJ}}$  e  $ET_{O_{MJc}}$ ) em relação aos valores medidos de  $ET_{O_{LIS}}$ , nos Cenários 2 e 3, para o tipo climático Bsh, entre 1997 e 1998.

Ajustamento	<i>RMSE</i> --- (mm dia <sup>-1</sup> ) ---	<i>MAE</i>	<i>MR</i>	<i>R</i>	Índice “ <i>d</i> ” ----- (adimensional) -----	Índice “ <i>c</i> ” -----	Desempenho
----- Cenário 2 -----							
$ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$ vs $ET_{O_{LIS}}$	0,48	0,38	1,06	0,76	0,80	0,61	“Mediano”
$ET_{O_{MJ}}$ vs $ET_{O_{LIS}}$	1,84	1,42	1,05	0,75	0,58	0,42	“Mau”
$ET_{O_{MJc}}$ vs $ET_{O_{LIS}}$	0,84	0,65	1,10	0,75	0,75	0,57	“Sofrível”
----- Cenário 3 -----							
$ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$ vs $ET_{O_{LIS}}$	1,21	1,11	0,76	0,71	0,52	0,37	“Péssimo”
$ET_{O_{MJ}}$ vs $ET_{O_{LIS}}$	1,84	1,42	1,05	0,75	0,58	0,42	“Mau”
$ET_{O_{MJc}}$ vs $ET_{O_{LIS}}$	1,18	1,09	0,76	0,75	0,54	0,40	“Mau”

A proximidade da relação  $ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$  vs  $ET_{O_{LIS}}$  à reta de 45° para o Cenário 2 (Figura 2.7c e Tabela 2.7) resultou em pequenas subestimativas ou superestimativas dos valores da  $ET_{O_{LIS}}$ . Conforme verificado por Rana e Katerji (1998), em climas secos e quentes, o *DPV* apresentou maior influência sobre a *ET<sub>O</sub>* (confirmado no Capítulo 1), justificando o melhor desempenho do método  $ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$  para o clima semiárido. Em contrapartida, no Cenário 3 a  $ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$  estimada a partir dos coeficientes “*a*” (0,77) e “*b*” (–0,04) obtidos da relação “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ ” a partir dos dados climáticos apresentados em Medeiros (2002), para o subgrupo climático semiárido, resultou em menor associação entre  $ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$  e  $ET_{O_{LIS}}$ , e desempenho “péssimo” do método alternativo (Tabela 2.7). O resultado deveu-se à pequena série de dados (menor que um ano) utilizada no ajustamento, não sendo possível observar tendência da *ET<sub>O</sub>* entre os meses e estações do ano, resultando em coeficientes “*a*” e “*b*” inconsistentes. Similarmente, observou-se “mau” desempenho da  $ET_{O_{MJc}}$  estimada a partir dos coeficientes “*a*” (2,29) e “*b*” (0,22) obtidos da relação “ $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{OPM}$ ”, a partir dos dados climáticos apresentados em Medeiros (2002), para o subgrupo climático semiárido (Tabela 2.7).

Nesse sentido, o melhor desempenho da  $ET_{O_{MJ(\psi_{ar})}}$  para o Cenário 2 demonstra que o método baseado apenas no  $\psi_{ar}$ , utilizando os coeficientes “*a*” e “*b*” médios mensais agrupados por subgrupo climático pode ser empregado para a estimativa da *ET<sub>O</sub>* no clima semiárido brasileiro, como alternativa ao método padrão. Logo, observa-se a superioridade

dos coeficientes de ajuste obtidos (Tabela A9.1 do Apêndice 9), os quais se aproximam da real tendência da  $ET_o$ .

## 2.4 CONCLUSÕES

- A associação entre o  $\psi_{ar}$  e a  $ET_{OPM}$  apresenta tendência linear variável entre os tipos climáticos analisados;
- O método alternativo “Moretti-Jerszurki” baseado apenas no  $\psi_{ar}$  ( $ET_{MJ(\psi_{ar})}$ ) apresentou desempenho satisfatório para estimar  $ET_o$  diária nos tipos climáticos semiárido e tropical, principalmente por necessitar apenas de medidas das variáveis  $T_{ar}$  e  $UR$ ;
- Os coeficientes de ajuste “ $a$ ” e “ $b$ ” médios mensais obtidos para o subgrupo climático semiárido brasileiro são consistentes e podem ser satisfatoriamente empregados para a estimativa da  $ET_{MJ(\psi_{ar})}$  como alternativa à  $ET_{OPM}$ ;
- A utilização da  $R_a$  e  $\psi_{ar}$  no método alternativo “Moretti-Jerszurki” calibrado ou não ( $ET_{MJc}$  e  $ET_{MJ}$ ) resultou em desempenhos predominantemente entre “bom” e “ótimo” em relação ao método padrão de estimativa de Penman-Monteith, para todos os tipos climáticos analisados.

## 2.5 LITERATURA CITADA

ALENCAR LP, DELGADO RC, ALMEIDA TS, WANDERLEY HS. Comparação de diferentes métodos de estimativa diária da evapotranspiração de referência para a região de Uberaba. Revista Brasileira de Ciências Agrárias. 2011;6:337-343.

ALEXANDRIS S, KERKIDES P. New empirical formula for hourly estimations of reference evapotranspiration. Agricultural Water Management. 2003;60:157-180.

ALEXANDRIS S, KERKIDES P, LIAKATAS A. Daily reference evapotranspiration estimates by the “Copais” approach. Agricultural Water Management. 2006;86:371-386.

ALLEN RG, PEREIRA LS, RAES D, SMITH M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. 1.ed. Rome:Food and Agriculture Organization of the United Nations; 1998.

ÁLVARES CA, STAPE JL, SENTELHAS PJ, GONÇALVES JLM, SPAROVEK G. Koppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*. 2013;22:711-728.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. In: Allen RG, Walter IA, Elliott RL, Howell TA, Itenfisu D, Jensen ME, Snyder RL, editors. Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute; 2005. 69 p.

BENEVIDES JG, LOPEZ D. Formula para el calculo de la evapotranspiracion potencial adaptada al tropico (15° N - 15° S). *Agronomia Tropical*. 1970;20:335-345.

BERTI A, TARDIVO G, CHIAUDANI A, RECH F, BORIN M. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. *Agricultural Water Management*. 2014;140:20-25.

BORGES JÚNIOR JCF, ANJOS RJ, SILVA TJA, LIMA JRS, ANDRADE CLT. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência diária para a microrregião de Garanhuns-PE. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2012;16:380-390.

BORGES V P, OLIVEIRA AS, COELHO FILHO MA, SILVA TSM, PAMPONET BM. Avaliação de modelos de estimativa da radiação solar incidente em Cruz das Almas, Bahia. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2010;14:74-80.

BORGES AC, MENDIONDO EM. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2007;11:293-300.

BUDIKO MI. *Climate and Life*. New York: Academic; 1974.

CAMARGO AP, SENTELHAS PC. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativas da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. 1997;5:89-97.

CAMARGO AP. *Balanço hídrico no Estado de São Paulo*. 3.ed. Campinas: Instituto Agrônômico; 1971. (Boletim técnico, 116).

CAVALCANTE JUNIOR EG, OLIVEIRA AD, ALMEIDA BM, SOBRINHO JE. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para as condições do semiárido Nordeste. *Semina*. 2011;32:1699-1708.

CARVALHO LGC, RIOS GFA, MIRANDA WL, CASTRO NETO P. Evapotranspiração de referencia: uma abordagem atual dos métodos de estimativa. *Pesquisa Agropecuária Tropical*. 2011;41:456-465.

CONCEIÇÃO MAF. Roteiro de cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith-FAO, Embrapa Uva e Vinho, Estação Experimental de Viticultura Experimental; 2006 (Boletim técnico, 65).

COUVREUR V, KANDELOUS MM, SANDEN BL, LAMPINEN BD, HOPMANS JW. Downscaling transpiration rate from field to tree scale. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2016;221:71-77.

CUNHA PCR, NASCIMENTO JL, SILVEIRA PM, ALVES JÚNIOR J. Eficiência de métodos para o cálculo do coeficiente do tanque classe A na estimativa da evapotranspiração de referência. *Pesquisa Agropecuária Tropical*. 2013;43:114-122.

DJAMAN K, BALDE AB, SOW A, MULLER B, IRMAK S, N'DIAYE MK, MANNEH B, MOUKOUMBI YD, FUTAKUCHI K, SAITO K. Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in the Senegal River Valley. *Journal of Hydrology: regional studies*. 2015;3:139-159.

DUURSMA RA, KOLARI P, PERÄMÄKI M, NIKINMAA E, HARI P, DELZON S, LOUSTAU D, ILVESNIEMI H, PUMPANEN J, MÄKELÄ A. Predicting the decline in daily maximum transpiration rate of two pine stands during drought based on constant minimum leaf water potential and plant hydraulic conductance. *Tree Physiology*. 2008;28:265-276

Embrapa [internet]. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Sistemas de Produção; 2015 [acesso em 10 jan 2015]. Disponível em: [www.embrapa.br](http://www.embrapa.br).

GARCIA M, VILLAGARCIA L, CONTRERAS S, DOMINGO F, PUIG DE FABREGAS J. Comparison of three operative models for estimating the surface water deficit using ASTER reflective and thermal data. *Sensors*. 2007;7:860-883.

GEORGE BA, RAGHUWANSHI NS. Inter-comparison of reference evapotranspiration estimated using six methods with data from four climatological stations in India. *Journal of Indian Water Resources Society*. 2012;32:15-22.

GHARUN M, TURNBULL TL, HENRY J, ADAMS MA. Mapping spatial and temporal variation in tree water use with an elevation model and gridded temperature data. *Agricultural Forest Meteorology*. 2015;200: 249-257.

GOCIC M, TRAJKOVIC S. Software for estimating reference evapotranspiration using limited weather data. *Computers and Electronics in Agriculture*. 2010;71:158-162.

GONG L, XU C, CHEN D, HALLDIN S, CHEN YD. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*. 2006;329:3-4.

HAMON WR. Estimating potential evapotranspiration. *Journal of Hydraulics Division ASCE*. 1961;87:107-120.

HARGREAVES GH, ALLEN RG. History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2003;129:53-63.

HARGREAVES GH, SAMANI ZA. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applying Engineering Agriculture*. 1985;1:96-99.

HILLEL D. *Soil and water: physical principles and processes*. Academic press: New York; 1971.

HUPET F, VANCLOOSTER M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of reference evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 2001;243:192-204.

IRMAK S, IRMAK A, ALLEN RG, JONES JW. Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2003;129:336-347.

IRMAK S, PAYERO, JO, MARTIN DL, IRMAK A, HOWELL TA. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE-Penman-Monteith equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2006;132:564-578.

IRMAK A, IRMAK S. Reference and crop evapotranspiration in south central Nebraska: II. Measurement and estimation of actual evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2008;134:700-715.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia [internet]. Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa/BDMEP; 2014 [acesso em 22 ago 2014]. Disponível em: <http://www.bdmpe.inmet.br/>.

JENSEN ME, BURMAN RD, ALLEN RG. *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. New York: ASCE; 1990.

JENSEN ME, HAISE HR. Estimating evapotranspiration from solar radiation. Journal of the Irrigation and Drainage Division. 1963;4:15-41.

JERSZURKI D, SOUZA JLM, EVANGELISTA AWP. Probabilidade e variação temporal da evapotranspiração de referência na região de Telêmaco Borba-PR. Agrária. 2015;10:110-116.

KÄMPFER N. Monitoring Atmospheric Water Vapour. Ground-based Remote Sensing and In-situ Methods. 1ed. Springer:New York; 2013.

KOPPEN W. Das geographische System der Klimate. Koppen W, Gieger R. (Eds.): Handbuch der Klimatologie. Gebruder Borntrager.1936;1:1-44.

LEMOS FILHO LCA, MELLO CR, FARIA MA, CARVALHO LG. Spatial-temporal analysis of water requirements of coffee crop in Minas Gerais State, Brazil. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. 2010;14:165-172.

LINACRE ET. A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data alone. Agricultural Meteorology. 1977;18:409-424.

MAKKINK GF. Testing the Penman formula by means of lysimeters. Journal of the Institution of Water Engineers. 1957;11:277-288.

MARTINEZ CJ, THEPADIA M. Estimating reference evapotranspiration with minimum data in Florida, USA. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 2010;136:494-501.

MEDEIROS AT. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir da equação de Penman-Monteith, de medidas lisimétricas e de equações empíricas, em Paraipaba, CE [tese]. Piracicaba: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”; 2002.

MENDONÇA JC, SOUSA EF, BERNARDO S, DIAS GP, GRIPPA S. Comparação de estimativa entre métodos de evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) na região Norte Fluminense, RJ. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. 2003;7:276-279.

MOHAWESH OE. Evaluation of evapotranspiration models for estimating daily reference evapotranspiration in arid and semiarid environments. Plant, Soil and Environment. 2011;57:145-152.

NOVÁK V. Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System. Springer Science and Business Media: New York, London; 2013.

OLIVEIRA CT. Avaliação das medidas de tendência e dispersão de dados climáticos agrupados conforme períodos estacionais, oficial e modificado do ano [monografia]. Curitiba: Universidade Federal do Paraná; 2015.

- OLIVEIRA RA, TAGLIAFERRE C, SEDIYAMA GC, MATERAM FJV, CECON PR. Desempenho do irrigâmetro na estimativa da evapotranspiração de referência. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2008;12:166-173.
- PANDEY PK, DABRAL PP, PANDEY V. Evaluation of reference evapotranspiration methods for the northeastern region of India. *International Soil and Water Conservation Research*. 2016;4:52-63.
- PENMAN HL. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society Serie B*. 1948;193:120-145.
- PEREIRA, AR, NOVA NAV, SEDIYAMA GC. *Evapo(Transpi)Ração*. 1. ed. Piracicaba, SP: Fundação de Estudos Agrários Luiz De Queiroz; 1997.
- PHILIP JR. Sources and transfer processes in the air layers occupied by vegetation. *Journal of Applied Meterology*. 1964;3:390–395.
- POLO J, ZARZALEJO LF, MARCHANTE R, NAVARRO AA. A simple approach to the synthetic generation of solar irradiance time series with high temporal resolution. *Solar Energy*. 2011;85:1164–1170.
- PRIESTLEY CHB, TAYLOR RJ. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*. 1972;100:81-92.
- RANA G, KATERJI N. A measurement based sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration model for crops of different height and in contrasting water status. *Theoretical and Applied Climatology*. 1998;60:141-149.
- RAVAZZANI G, CORBARI C, MORELLA S, GIANOLI P, MANCINI M. Modified Hargreaves-Samani equation for the assessment of reference evapotranspiration in Alpine River Basins. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2012;138:592-599.
- REICHARDT K, TIMM LC. *Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações*. 2ed. Barueri: Manole; 2012.
- ROJAS JP, SHEFFIELD RE. Evaluation of daily reference evapotranspiration methods as compared with the ASCEEWRI Penman-Monteith equation using limited weather data in northeast Louisiana. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2013;139:285-292.
- ROMANENKO VA. Computation of the autumn soil moisture using an universal relationship for a large area. In: *Proceedings, Ukrainian Hydrometeorological Resaerch Institute*. 3 Kiev, 1961.

- SABZIPARVAR AA, TABARI H. Regional estimation of reference evapotranspiration in arid and semi-arid regions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2010;136:724-731.
- SCHENDEL U. *Vegetations Wasserverbrauch und Wasserbedarf*. Habilitation, Kiel; 1967.
- SHAW EM. *Hydrology in practice*. 3ed. Chapman and Hall; 1993.
- SILVA AO, MOURA GBA, SILVA EFF, LOPES PMO, SILVA APN. Análise espaço-temporal da evapotranspiração de referência sob diferentes regimes de precipitações em Pernambuco. *Revista Caatinga*. 2011;24:135-142.
- SLAYTER RO. *Plant-water relationships*. Academic Press, London; 1967.
- TABARI H, GRISMER M, TRAJKOVIC S. Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Journal of Irrigation Science*. 2011;31:107-117.
- THORNTHWAITE CW. Report of the committee on transpiration and evaporation. *Transactions of the American Geophysical Union*. 1944;25:686-693.
- TODOROVIC M, KARIC B, PEREIRA LS. Reference evapotranspiration estimate with limited weather data across a range of Mediterranean climates. *Journal of Hydrology*. 2013;481:166-176.
- TRABERT W. Neue Beobachtungen über Verdampfungsgeschwindigkeiten. *Meteorologische Zeitschrift*. 1896;13:261-263.
- TRAJKOVIC S. Hargreaves versus Penman-Monteith under Humid conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2007;133:38-42.
- TRAJKOVIC S, KOLAKOVIC S. Evaluation of reference evapotranspiration equations under humid conditions. *Water Resources Management*. 2009;23:3057-3067.
- TURC L. Water requirements assessment of irrigation, potential evapotranspiration: simplified and updated climatic formula. *Annals of Agronomy*. 1961;12:13-49.
- VALIANTZAS DJ. Simplified forms for the standardized FAO-56 Penman-Monteith reference evapotranspiration using limited data. *Journal of Hydrology*. 2013;505:13-23.
- VESCOVE HV, TURCO JP. Comparação de três métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para a região de Araraquara-SP. *Engenharia Agrícola*. 2005;25:713-721.



XU CY, CHEN D. Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrology Processes*. 2005;19:3717-3734.

WEISS A, HAYS CJ, HU Q, EASTERLING WE. Incorporating bias error in calculating solar irradiance: implications for crop simulations. *Agronomy Journal*. 2001;93:1321-1326.

WILLMOTT CJ, ACKLESON SG, DAVIS JJ, FEDDEMA KM, KLINK DR. Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research*. 1985;90:8995-9005.

YAN H, WANG SQ, BILLESBACH D, OECHEL W, ZHANG JH, MEYERS T, DRAGONI D. Global estimation of evapotranspiration using a leaf area index-based surface energy and water balance model. *Remote sensing of environment*. 2012;124:581-595.

YODER RE, ODHIAMBO LO, WRIGHT WC. Evaluation of methods for estimating daily reference crop evapotranspiration at a site in the humid southeast United States. *Applying Engineering Agriculture*. 2005;21:197-202

### **CAPÍTULO 3 – IMPACTO DO CRESCIMENTO E CONDUTÂNCIA HIDRÁULICA DO SISTEMA RADICULAR SOBRE A DISPONIBILIDADE DE ÁGUA PARA ESPÉCIES ARBÓREAS EM CONDIÇÃO DE DEFICIÊNCIA HÍDRICA**

Autor: M.Sc. Daniela Jerszurki

Orientador: Ph.D. Jorge Luiz Moretti de Souza

Co-orientador: Ph.D Jan Hopmans

#### **RESUMO**

Além das propriedades hidráulicas do solo, variáveis relacionadas à planta são extremamente relevantes no controle do suprimento de água, destacando-se o crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular. Apesar da reconhecida influência sobre a dinâmica hídrica no sistema solo-planta-atmosfera, a tendência das variáveis relacionadas à planta ainda não foi completamente elucidada. Teve-se como objetivo no presente trabalho analisar o impacto do crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular sobre a disponibilidade de água para espécies arbóreas em condição de deficiência hídrica. O experimento foi conduzido durante três meses em casa de vegetação, utilizando-se nove mudas de Nogueira (*Juglans regia* L.) transplantadas em vasos cilíndricos transparentes equipados com: (i) tubos minirizotron, os quais permitiram o monitoramento não-invasivo do crescimento radicular; (ii) tensiômetros digitais com transdutores de pressão, para a medição do potencial hídrico do solo; (iii) psicrômetros conectados às folhas, para a determinação do potencial hídrico foliar; e, (iv) balanças eletrônicas utilizadas para a medição da massa dos vasos, cuja variação ao longo do tempo permitiu a obtenção da transpiração real das plantas. Os tratamentos consistiram em níveis de reposição (100%, 75% e 50%) baseando-se na transpiração potencial das plantas. Os resultados obtidos foram comparados a partir de análises de modelos lineares mistos (REML) e regressão segmentada. Os tratamentos foram comparados com o teste de Tukey ( $\alpha = 0,05$ ). A disponibilidade de água para a transpiração foi limitada pelo potencial de água no solo e potencial hídrico foliar sob níveis de reposição iguais ou inferiores a 75%. A relação não-linear entre potencial hídrico foliar e a transpiração real resultou na manutenção do potencial nos períodos de maior demanda atmosférica ao longo do dia e, em maior eficiência do uso da água em condições de estresse hídrico. A condutância hidráulica do sistema radicular foi o parâmetro que melhor explicou a disponibilidade de água às plantas, especialmente em condições de estresse hídrico, destacando a importância do entendimento da função das raízes na predição de variações na transpiração real das plantas. O crescimento radicular não foi influenciado pela deficiência hídrica a curto prazo.

**Palavras-Chave:** condutância hidráulica, alongação radicular, eficiência do uso da água, transpiração real.

### CHAPTER 3 – IMPACT OF ROOT GROWTH AND HYDRAULIC CONDUCTANCE ON WATER AVAILABILITY OF YOUNG TREES UNDER DROUGHT STRESS

Author: M.Sc. Daniela Jerszurki

Advisor: Ph.D Jorge Luiz Moretti de Souza

Co-advisor: Ph.D Jan Hopmans

#### ABSTRACT

In addition to soil hydraulic characteristics, two plant traits control the supply of water from the soil to the canopy; namely, root growth and root hydraulic conductance. Even though these plant traits are known to be linked to water dynamics through the soil-plant-atmosphere continuum, their role in regulating water fluxes under drought conditions remains unclear. In this paper, we examine the impact of root growth and root hydraulic conductance on water availability for canopy transpiration of young trees under deficit irrigation. A greenhouse experiment was conducted using nine young walnut trees (*Juglans regia* L.) grown for three months in transparent cylindrical pots, equipped with: (i) minirhizotron tubes, which allowed for non-invasive monitoring of root growth; (ii) pressure transducer tensiometers, recording soil water potential, (iii) psychrometers attached to mature leaves, measuring stem water potential; and (iv) weighing scales used to determine total plant transpiration. Treatments consisted of different replenishment levels (100%, 75%, and 50%) of potential crop transpiration. The results were compared by linear mixed models (REML) and segmented regression. Individual treatments were compared by Tukey test at  $\alpha = 0.05$ . Our observations confirmed the significant influence of soil and stem water potential on the water readily available for canopy transpiration under replenishment levels equal or lower than 75%. A nonlinear relationship with actual transpiration explains the reduction of daytime depressions of stem water potential, needed for maintaining tree water-use efficiency. Root hydraulic conductance was the parameter that best explained soil water availability for plants, especially under drought stress, highlighting the importance of understanding root dynamics to predict shifts in canopy transpiration. The root length was not influenced by water deficit at short-term period.

**Key-words:** hydraulic conductance, root length, water-use efficiency, canopy transpiration.

### 3.1 INTRODUÇÃO

A baixa disponibilidade de água às plantas afeta diretamente o crescimento e desenvolvimento vegetal, resultando em inúmeras desordens fisiológicas as quais, em estágios mais avançados de deficiência hídrica, justificam a perda da produtividade (Lampinen et al., 2003). De acordo com Veihmeyer e Hendrickson (1927) o conceito de disponibilidade de água para as plantas é caracterizado como a quantidade total de água no solo, considerando a profundidade efetiva do sistema radicular, disponível entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. O conceito tem sido questionado ao longo do tempo (Gardner, 1965; Reichardt e Timm, 2012; de Jong van Lier et al., 2006), pois sabe-se que apenas uma fração da água disponível no solo está facilmente disponível para as plantas, sendo necessário a determinação de um ponto intermediário ou “ponto crítico de umidade do solo”, a partir do qual a planta efetivamente absorve água sem prejuízos para o seu desenvolvimento (Feddes et al., 1978; Novák e Havrila, 2006). Portanto, a compreensão dos processos que afetam a disponibilidade de água para as plantas vem ganhando importância e tornando-se um grande desafio, já que é fundamental para a eficiência do manejo da irrigação, evitando o estresse devido a deficiências e excedentes hídricos no solo, especialmente na atual condição de acréscimo da demanda por recursos hídricos (Silva et al., 2015).

Ao longo do tempo, inúmeros trabalhos vêm enfatizando a importância do estudo das propriedades do sistema radicular sobre o entendimento da disponibilidade de água às plantas (Gardner, 1960; Gardner, 1965; Reichardt e Timm, 2012; de Jong van Lier et al., 2006; Alsina et al., 2011; Couvreur et al., 2014). O crescimento e distribuição de raízes em profundidade no solo pode afetar a disponibilidade de água pela redução da distância relativa entre o solo e as raízes (Gardner, 1964). Assim, caminhos mais curtos, devido ao maior volume de raízes, resultam em maior disponibilidade de água. Além disso, a capacidade das plantas de modificar a distribuição das raízes, contribui para o crescimento e alongação para camadas profundas do solo, favorecendo a exploração de água em profundidade (Benjamin e Nielsen, 2006). A condutância hidráulica das raízes pode ser entendida como o resultado das resistências ao fluxo de água no xilema, sendo intensificadas em condições de estresse hídrico. De acordo com as propriedades hidráulicas da planta, a resistência ao fluxo de água oferecida pela planta é representada, principalmente, pela resistência do sistema radicular (Couvreur et al., 2014). A proporcionalidade existente entre a taxa de fluxo de água das raízes para a parte aérea, regulada pela transpiração e, a condutância hidráulica do sistema radicular

(Alsina et al., 2011; Couvreur et al., 2014) reforça a importância do estudo relativo da condutância hidráulica das raízes sobre o intervalo de disponibilidade de água às plantas.

Por sua vez, a própria disponibilidade de água afeta o crescimento radicular e suas propriedades hidráulicas. Em condições de baixa disponibilidade de água no solo, ocorre o fechamento dos estômatos que, dependendo do metabolismo vegetal, tende a limitar a fotossíntese, reduzindo a quantidade de carbono disponível para fixação e produção de biomassa radicular, além de favorecer o decréscimo da condutância hidráulica da planta (Jackson et al., 2000). Além disso, baixos teores de água tendem a favorecer maior impedância mecânica ao solo, enquanto que altos teores de água podem limitar o crescimento das raízes pela extrema condição de hipóxia (Bengough et al., 2006). O potencial de água e a temperatura do solo também parecem ser importantes fatores que influenciam o crescimento e propriedades hidráulicas da raiz e, conseqüentemente, a disponibilidade de água às plantas (Teskey e Hinckley, 2006).

Portanto, devido à complexidade do sistema solo-planta-atmosfera induzida por respostas à múltiplos fatores, modelos matemáticos que explicam a dinâmica da água no solo a partir do crescimento das raízes tornaram-se ferramentas cada vez mais importantes para entender a dinâmica de disponibilidade de água para as plantas (Adiku et al., 1996; Somma et al., 1998; Javaux et al., 2008; Lobet et al., 2013; Tardieu, 2013; Zhang et al., 2013). Tentativas foram feitas para melhorar a eficiência de irrigação a partir da modelagem do fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera (Kandelous et al., 2012), mas, muitas vezes, a dinâmica do crescimento das raízes foi ignorado, bem como suas propriedades hidráulicas, que são elementos-chave no entendimento da disponibilidade de água na planta. Teve-se como objetivo no presente trabalho compreender a dinâmica da disponibilidade de água às plantas sob deficiência hídrica no solo, considerando o consumo de água da planta e o crescimento e condutância hidráulica do sistema radicular.

## **3.2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **3.2.1 Local de realização do trabalho e delineamento experimental**

As análises do presente trabalho foram realizadas em casa de vegetação localizada no *Plant Sciences Department, University of California, Davis, EUA*. A região está localizada no vale central do Estado da Califórnia (EUA) e, segundo a classificação de Koppen, apresenta clima tipo Csa/Csb, subtropical seco, com temperatura média no mês mais frio próximo a

-3 °C, sem ocorrência de neve e temperatura média no mês mais quente acima de 22 °C, com verões quentes (George et al., 2014).

Foram utilizadas nove mudas de Nogueira (*Juglans regia* L.) cv. Chandler, sobre porta-enxerto Paradox (*J. hindsii* x *J. regia*), com aproximadamente oito meses de idade, em estágio inicial de desenvolvimento, transplantadas em vasos especiais. Os vasos foram construídos utilizando-se garrações de água de 20 litros, a partir da remoção da extremidade superior e inserção de um dispositivo lateral confeccionado com garrafa PET para o acondicionamento da água lixiviada durante o experimento. Os vasos foram preenchidos com solo de textura média e composto orgânico, além de dois quilogramas de calcário dolomítico a cada metro cúbico da mistura. Logo após, foram cobertos com papel alumínio para evitar a perda de água por evaporação, e revestidos lateralmente com lona plástica dupla face, com a exposição da face branca, reduzindo a influência da temperatura externa no interior do vaso (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Porosidade total, conteúdo volumétrico de água ( $\theta$ ), porosidade livre de água ( $\beta$ ) e massa específica ( $\rho_s$ ) da mistura utilizada nos vasos, na condição de capacidade de campo (0,01 MPa).

-----Propriedades físico-hídricas -----			
Porosidade total	$\theta$	$\beta$	$\rho_s$
	(%)		(g cm <sup>-3</sup> )
79,5	69,5	10,0	0,49

As plantas foram irrigadas (Tabela 3.2) manualmente por volta das 18:00 h de cada dia, período considerado ideal devido às menores temperaturas no interior da estufa, coincidindo com a redução da taxa de transpiração das plantas, para eliminar interferências sobre seu comportamento.

Tabela 3.2. Composição química da água de irrigação utilizada no experimento.

----- Composição química -----														
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	P	K	Ca	Mg	S	Na	Cl	Fe	Mn	B	Cu	Zn	Mo
----- (ppm) -----														
6	96	26	124	90	24	16	0	0	1,6	0,27	0,25	0,16	0,12	0,016

Os tratamentos consistiram em três níveis de reposição, baseando-se na taxa de transpiração diária das plantas mantidas sob condição de capacidade de campo ( $T_{cc}$ , mL dia<sup>-1</sup>) durante uma semana antes do experimento começar: (i) 100% da  $T_{cc}$  (T100; sem limitação

hídrica); (ii) 75% da  $T_{cc}$  (T75; limitação hídrica moderada); e, (iii) 50% da  $T_{cc}$  (T50; limitação hídrica intensa). Quando da ocorrência, o excedente hídrico drenado foi coletado nos dispositivos laterais conectados aos vasos e o nível de reposição recalculado.

As repetições foram realizadas em períodos diferentes devido à limitação quanto à disponibilidade de equipamentos para a medição do potencial hídrico do solo e da planta. Portanto, cada tratamento foi conduzido durante 10 dias ao longo de três períodos de tempo (Abril, Abril/Maio e Julho), totalizando três plantas (três repetições) analisadas por tratamento. Mesmo que as repetições ao longo do tempo integrem o efeito de diferentes condições climáticas no interior da estufa, esperou-se observar variações consistentes entre T100, T75 e T50, ao longo do experimento.

### **3.2.2 Determinação do potencial hídrico do solo ( $\psi_s$ ), potencial hídrico foliar ( $\psi_f$ ) e transpiração real ( $TR$ )**

O potencial de água no solo ( $\psi_s$ , MPa) foi determinado com o uso de tensiômetros dispostos a 20 cm de profundidade em cada vaso e próximo ao sistema radicular da planta. Os tensiômetros foram construídos a partir de uma cápsula porosa de cerâmica inserida na porção terminal de um tubo de policloreto de vinila (PVC), tendo aproximadamente 60 cm de comprimento e 3 cm de diâmetro. Um tubo de acrílico de aproximadamente 7 cm de comprimento foi inserido na outra extremidade do tubo de PVC para permitir a ligação à transdutores de pressão, possibilitando a automatização das leituras. O selamento superior do tensiômetro com uma tampa de borracha assegurou a manutenção da tensão no interior do equipamento.

Para a inserção dos tensiômetros no vaso, foi utilizado o tubo de Veihmeyer (Veihmeyer e Hendrickson, 1949) e, para assegurar adequado contato da cápsula porosa com o substrato, uma mistura de água e solo foi adicionada ao orifício realizado no substrato antes da inserção do tensiômetro. Os tensiômetros foram conectados a transdutores de pressão, possibilitando o monitoramento por *data logger* (Campbell Scientific, Logan, USA, Campbell CR1000) com leituras a intervalos de dez minutos, agrupados em períodos horários. Periodicamente, a aferição das leituras foi avaliada com o uso de tensímetros. As séries de dados obtidas nos *data loggers* foram convertidas em MPa, a partir da calibração preliminar dos tensiômetros.

O potencial hídrico foliar ( $\psi_f$ , MPa) foi obtido a partir de medidas diretas do potencial hídrico das folhas terminais, localizadas próximas ao tronco, utilizando-se um psicrômetro/higrômetro por planta, modelo PSY-1 (ICT International Pty, Austrália). As folhas foram limpas e seladas no interior de uma câmara, a qual limitou as variações de temperatura, equipada com o psicrômetro e conectado ao *data logger* para a recepção dos dados a intervalos de dez minutos, os quais foram posteriormente agrupados em períodos horários.

A taxa de transpiração real das plantas ( $TR$ , mm dia<sup>-1</sup>) foi obtida a partir de medições da massa dos vasos, os quais foram mantidos em balanças eletrônicas (0,001 kg Metler Toledo PBA430) conectadas a um *data logger*, com leituras tomadas em intervalos de dez minutos, agrupados em períodos horários, durante todo o período do experimento (Figura 3.1).



Figura 3.1 – (a) Vasos dispostos sobre as balanças eletrônicas e equipados com os tubos minirizotrons e tensiômetros, com detalhe para os reservatórios plásticos para a coleta de água lixiviada; e, (b) psicrômetros instalados nas folhas terminais, com detalhe para a cápsula de isolamento. Foto: Daniela Jerszurki

Os dados de temperatura média do ar ( $T_{ar}$ , °C) e umidade relativa média ( $UR$ ; %) foram provenientes de uma microestação meteorológica automática instalada no interior da casa de vegetação. A evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) foi obtida com o uso de um



atmômetro (ETgage Company, Loveland, USA, ETgage Modelo E), o qual registrou um pulso a cada 0,025 cm de lâmina de água evaporada no interior da casa de vegetação. O déficit de pressão de vapor ( $DPV$ , kPa) foi estimado a partir da relação entre a pressão de saturação e atual de vapor (Apêndice 1).

Adicionalmente, estimou-se o coeficiente empírico de estresse hídrico ( $\alpha$ ), baseando-se no potencial hídrico do solo (Gardner e Ehlig, 1963; Tanner, 1967; Wesseling, 1991; Schoppach e Sadok, 2012), o qual varia entre 1 (sem ocorrência de estresse hídrico) e zero (sob estresse hídrico). Para cada planta, a transpiração potencial diária (TP) foi estimada pelo produto da  $Tcc$  com a relação entre a transpiração real diária (TR) e  $Tcc$  das plantas não-estressadas (T100). O coeficiente de estresse hídrico foi estimado a partir da relação entre TR e TP:

$$\alpha_{t,i} = \frac{TR_{t,i}}{Tcc_t} \cdot \frac{Tcc_{T100}}{TR_{T100,i}} \quad (3.1)$$

Sendo:  $TR_{t,i}$  – transpiração real para o  $t$ -ésimo tratamento no  $i$ -ésimo dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $Tcc_t$  – transpiração diária obtida na condição de capacidade de campo para o  $t$ -ésimo tratamento ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $Tcc_{T100}$  – transpiração diária obtida na condição de capacidade de campo para o tratamento sem limitação hídrica ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $TR_{T100,i}$  – transpiração real obtida na condição de capacidade de campo para o tratamento sem limitação hídrica no  $i$ -ésimo dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ ).

### 3.2.3 Determinação da condutância hidráulica do sistema radicular ( $K_{rs}$ )

Utilizando os princípios macroscópicos do fluxo de água nas raízes (Couvreur et al., 2012), a condutância hidráulica do sistema radicular ( $K_{rs}$ ,  $\text{cm}^3 \text{hPa}^{-1} \text{dia}^{-1}$ ) pode ser expressa em função da  $TR$  e  $\psi_f$ . Segundo Couvreur et al. (2014), as resistências ao fluxo de água oferecidas pela planta são representadas, principalmente, pela resistência do sistema radicular. Portanto, simplificada, a condutância hidráulica da planta pode ser considerada equivalente à condutância hidráulica do sistema radicular:

$$\psi_{f,i} = \bar{\psi}_{sr} - \frac{TR_{t,i}}{K_{rs,i}} \quad (3.2)$$

Sendo:  $\psi_{f,i}$  – potencial hídrico foliar no  $i$ -ésimo dia (hPa);  $\bar{\psi}_{sr}$  – potencial hídrico médio na interface solo-raiz (hPa);  $TR_{t,i}$  – taxa de transpiração real da cultura no  $i$ -ésimo dia ( $\text{cm}^3 \text{dia}^{-1}$ );  $K_{rs,i}$  – condutância hidráulica do sistema radicular no  $i$ -ésimo dia ( $\text{cm}^3 \text{hPa}^{-1} \text{dia}^{-1}$ ).

Considerando que o potencial hídrico médio na interface solo-raiz ( $\bar{\psi}_{sr}$ ) e a  $K_{rs}$  não variam significativamente entre os períodos da manhã ( $t_1$ ) e ao meio-dia ( $t_2$ ):

$$K_{rs} = \frac{TR_{t_2} - TR_{t_1}}{\psi_{f,t_1} - \psi_{f,t_2}} \quad (3.3)$$

Sendo:  $K_{rs}$  – condutância hidráulica do sistema radicular ( $\text{cm}^3 \text{ hPa}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ );  $TR_{t_1}$  – taxa de transpiração real da cultura pela manhã ( $\text{cm}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$ );  $TR_{t_2}$  – taxa de transpiração real da cultura ao meio-dia ( $\text{cm}^3 \cdot \text{dia}^{-1}$ );  $\psi_{f,t_1}$  – potencial hídrico foliar pela manhã (hPa);  $\psi_{f,t_2}$  – potencial hídrico foliar ao meio-dia (hPa).

### 3.2.4 Determinação do comprimento radicular visível ( $Cr$ )

O monitoramento do comprimento radicular visível ( $Cr$ ,  $\text{cm planta}^{-1}$ ) foi realizado combinando-se o mapeamento das raízes nas paredes externas do vaso ao crescimento radicular observado com o método do minirizotron, obtendo-se medidas não destrutivas das raízes e possibilitando repetidas observações (Rewald e Ephrath, 2013). Em cada vaso foi disposto um minirizotron, constituído por um tubo de acrílico transparente, com 70 cm de comprimento, 5 cm de diâmetro interno e 5,25 cm de diâmetro externo, disposto em um ângulo de 45° em relação à superfície e anexado ao vaso com o uso de silicone em gel. As análises do  $Cr$  foram realizadas semanalmente com uma câmera de micro vídeo específica (Bartz Technology Co., Carpinteria, CA, USA), disposta no interior de cada tubo minirizotron. Cada observação consistiu na tomada de imagens a cada centímetro de profundidade, em três posições, da base ao topo do vaso, totalizando 90 imagens por planta. A análise do  $Cr$  foi realizada semi-automaticamente com o auxílio do *software* Rootfly (Rootfly, 2014). O crescimento radicular também foi monitorado semanalmente a partir do mapeamento das raízes visíveis nas paredes externas dos vasos, as quais foram posteriormente enumeradas e medidas para integrar as medições realizadas internamente com a técnica do minirizotron. Portanto, o  $Cr$  foi determinado a partir do somatório do comprimento das raízes que se encontravam no interior dos vasos, observado com a técnica do minirizotron, e o obtido com o mapeamento externo dos vasos. O  $Cr$  relativo ( $\text{cm cm}^{-2} \text{ planta}^{-1}$ ) foi obtido da relação entre o comprimento absoluto das raízes e a área total do tubo minirizotron e paredes externas do vaso utilizada para o mapeamento das raízes.

### 3.2.5 Análise estatística dos resultados

Os resultados obtidos foram submetidos a análises de modelos lineares mistos (REML), e as médias dos tratamentos comparadas com o teste de Tukey (5% significância) com o uso do *software* SAS 9.1 (SAS Institute Inc.). A resposta do coeficiente empírico de estresse hídrico em relação ao  $\psi_s$ ,  $\psi_f$  e  $K_{rs}$  foi avaliada em análises de regressão segmentada (Motulsky, 1999), com o auxílio do programa Prism 6.07 (Trial) (Prism 6.07, 2007).

## 3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 3.3.1 Potencial hídrico do solo ( $\psi_s$ ), potencial hídrico foliar ( $\psi_f$ ) e transpiração real ( $TR$ )

Conforme esperado, o  $\psi_s$  diferiu significativamente entre os tratamentos (Figura 3.2a) ( $P < 0,05$ ). Sob condições de adequada disponibilidade de água no solo e limitação hídrica moderada, o  $\psi_s$  esteve abaixo (T100) e muito próximo (T75) do limite aceito para o potencial correspondente à umidade no ponto de capacidade de campo para solos de textura arenosa (0,006 a 0,01 MPa) (Veihmeyer e Hendrikson, 1927). Sob intensa limitação hídrica, o  $\psi_s$  atingiu  $-0,08$  MPa. Kirkham (2014) atribuiu as diferenças entre a retenção de água no perfil de solo e no vaso ao efeito das forças capilares (microporos) no perfil de solo. Nesse sentido, o intervalo de potencial hídrico é maior no perfil de solo, devido à maior capacidade de retenção da água. Entretanto, as diferenças são percebidas sob menor umidade, a partir da qual as forças capilares (microporos) efetivamente atuam sobre a retenção de água, resultando na necessidade de aplicação de maiores tensões para a retirada da mesma quantidade de água.

O  $\psi_f$  apresentou diferenças significativas entre os tratamentos ( $P < 0,05$ ). Em condições de intensa limitação hídrica, o  $\psi_f$  médio ao meio-dia foi 55% maior ao observado nas plantas sem limitação hídrica (Figura 3.2b). De acordo com Cochard et al. (2002), os estômatos estão completamente fechados em plantas de Nogueira quando o potencial hídrico foliar atinge valores próximos a  $-1,6$  MPa, limite a partir do qual a transpiração é afetada. Resultados similares foram encontrados no presente trabalho (Figura 3.2b), no qual o mínimo  $\psi_f$  (meio-dia) em T50 esteve entre  $-1,0$  MPa e  $-2,0$  MPa, demonstrando forte associação com o  $\psi_s$  e a baixa  $TR$  sob limitação hídrica ( $P < 0,05$ ) (Figura 3.2c). McElrone et al. (2010) considera que o decréscimo da  $TR$  em condições de limitação hídrica é um mecanismo de prevenção da desidratação foliar, especialmente sob alta  $T_{ar}$  e  $DPV$  ( $25$  a  $28$  °C e  $9,5 \cdot 10^{-4}$  a  $2,4 \cdot 10^{-3}$  MPa, respectivamente) (Figura 3.2d). Sob limitação hídrica moderada foi observado

decréscimo menos demarcado de  $TR$ , justificado pela menor resposta ao  $\psi_f$  mínimo observado e efeito positivo da limitação hídrica sobre a atividade estomática (Xu e Zhou, 2008).

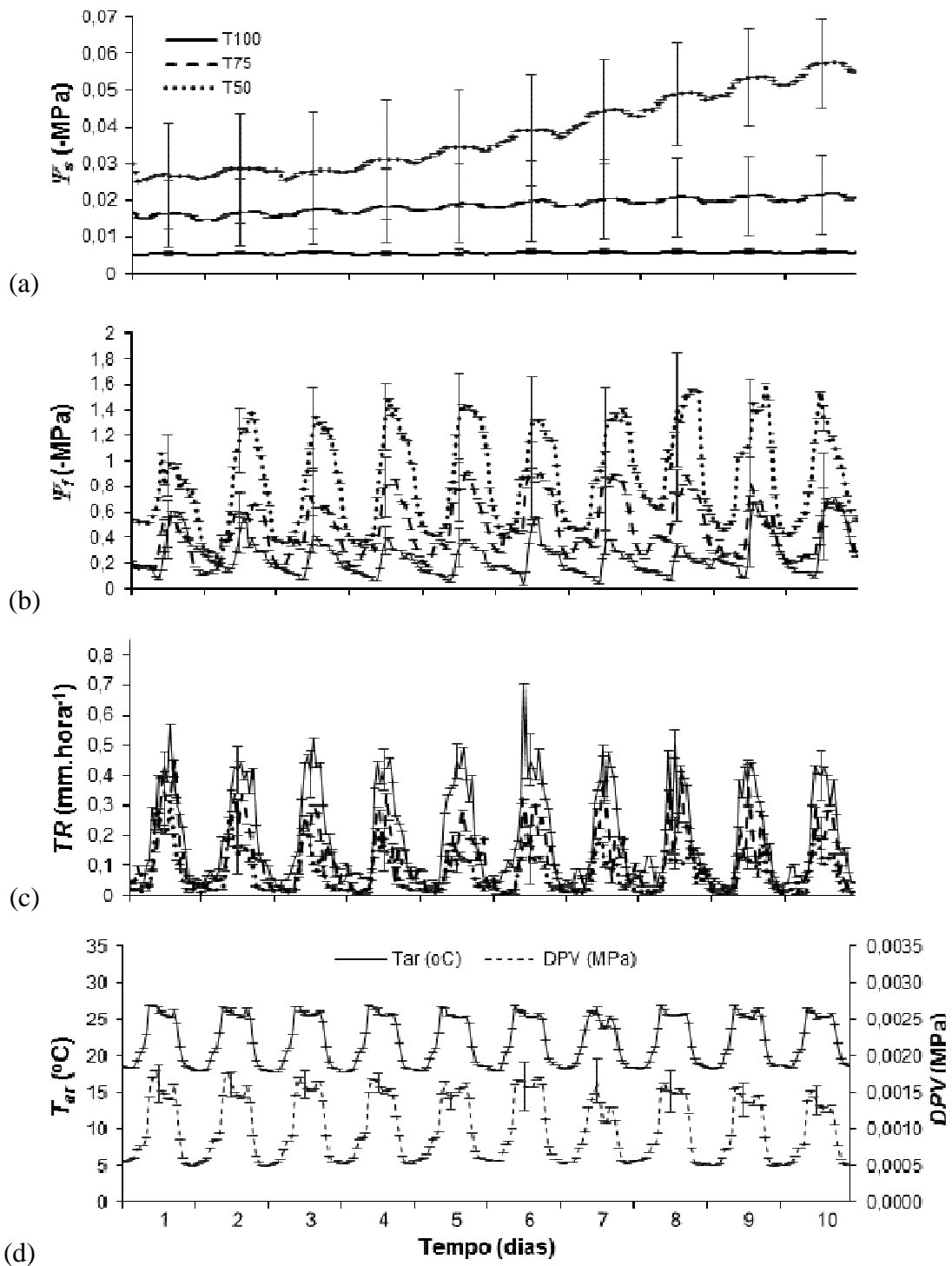


Figura 3.2 – Valores médios horários, para T100, T75 e T50, sendo: (a) potencial hídrico do solo; (b) potencial hídrico foliar; (c) transpiração real; e, (d) temperatura do ar e déficit de pressão de vapor. Cada ponto representa a média das repetições com as respectivas barras de

erro ( $n = 3$ ). Para  $\psi_s$ ,  $\psi_f$  e  $TR$  foram observadas diferenças significativas entre tratamentos a 5% de significância com o teste de Tukey.

Em todas as repetições verificou-se que a transpiração foi influenciada pelos tratamentos de irrigação ( $P < 0,05$ ) (Figura 3.2c). A transpiração real média ( $TR$ ) para as plantas não submetidas à limitação hídrica (T100) foi 32% e 66% maior que a observada para as plantas sob moderada (T75) e intensa limitação hídrica (T50), respectivamente (Figura 3.2c). Para Bingham e Wu (2011) a transpiração está diretamente relacionada ao conteúdo volumétrico de água no solo e tende a decrescer com a redução da umidade a partir de um ponto ótimo de umidade no solo. Em média, os maiores valores de transpiração ocorreram entre 13 h e 15 h, com o pico às 14 h, coincidindo com as variações diárias da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e déficit de pressão de vapor ( $DPV$ ) (Figura 3.2d). Comparativamente ao observado no presente trabalho, a associação entre a  $TR$  e as variáveis climáticas que definem a demanda atmosférica por água ( $T_{ar}$  e  $UR$ ) é conhecida e amplamente discutida na literatura (Monteith, 1995; Franks et al., 1997; Gholipour et al., 2010; Kholová et al., 2010; Duursma et al., 2014).

O coeficiente empírico de estresse hídrico ( $\alpha$ ) decresceu sob limitação hídrica (Figura 3.3a). Observou-se rápido decréscimo da  $TR$  com o aumento do  $\psi_s$  até um limite de potencial ( $\psi_{s\ lim}$ ), a partir do qual a queda da  $TR$  é constante, caracterizando a relação não-linear entre as variáveis. A análise de regressão segmentada confirmou a presença de um “ponto de quebra” da relação linear ( $\psi_{sBP}$ ) por volta de 0,02 MPa ( $R^2 = 0,93$ ) (Figura 3.3a) para o intervalo 0,016–0,022 MPa ( $P < 0,05$ ). Após  $\psi_{sBP}$ , a taxa de decréscimo da  $TR$  foi menor comparando-se ao observado no início do período de limitação hídrica. Recentemente, Schoppach e Sadok (2012) observaram que o decréscimo da  $TR$  em trigo, sob condições de deficiência hídrica, foi diretamente relacionado à fração de água “transpirável” pela planta. Concordando com o obtido por Schoppach e Sadok (2012), observou-se rápido decréscimo e consequente estabilização da  $TR$  nas plantas submetidas ao estresse hídrico. A antecipação da redução da transpiração sob condição de estresse hídrico foi recentemente reconhecida para algumas culturas anuais, como o amendoim (Devi et al., 2009) e milho (Kholová et al., 2010).

Foi observada relação não-linear entre  $\alpha$  e  $\psi_f$ , com a obtenção de um “ponto de quebra” absoluto significativo ( $\psi_{fBP}$ ) igual a 0,46 MPa ( $R^2 = 0,85$ ) (Figura 3.3b) para o intervalo 0,43 a 0,49 MPa ( $P < 0,05$ ). Após atingir  $\psi_{fBP}$ , a  $TR$  continuou a decrescer, mas sob magnitudes cada vez menores. Simonin et al. (2015) sugeriu que o decréscimo da  $TR$  representa a redução do potencial hídrico foliar durante as horas mais secas e quentes do dia.

Nesse sentido, percebe-se que inúmeros fatores controlam a dinâmica da água no solo, regulando a disponibilidade e demanda de água e otimizando a resposta da planta ao estresse hídrico (Shi et al., 2015). A relação entre  $\alpha$  e  $\psi_f$  pode ser explicada como um *feedback* negativo da *TR*. Como discutido anteriormente, sob condições de disponibilidade hídrica (T100), a *TR* não foi limitada pelo  $\psi_s$ , sendo uma resposta linear da demanda evaporativa (Figura 3.3c e Figura 3.3d). Entretanto, sob condições de limitação hídrica, foi observado decréscimo da *TR* até níveis suportados pelo  $\psi_f$ , o qual é dependente do  $\psi_s$  (Sun et al. 2011).

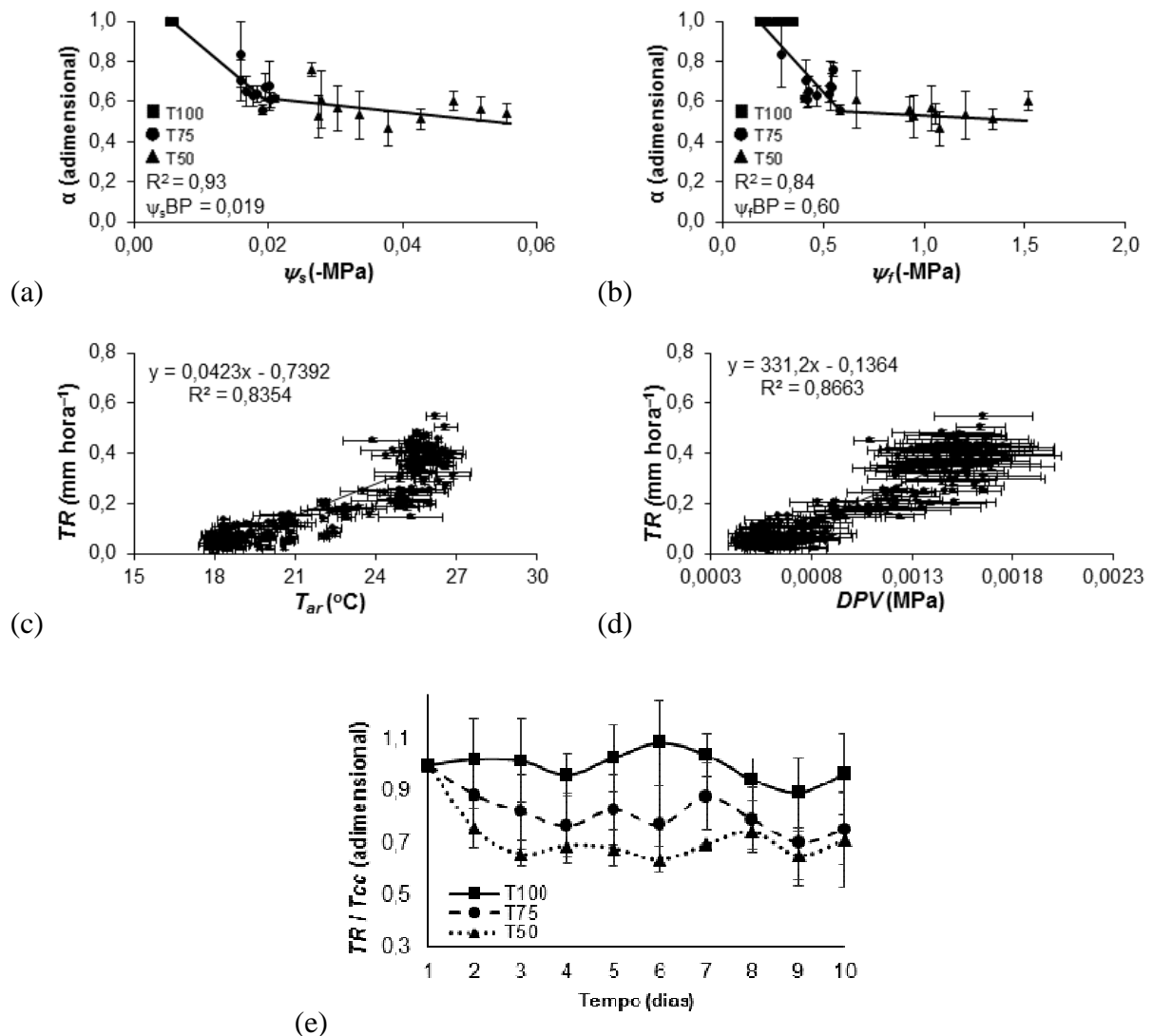


Figura 3.3 – Valores médios: (a) coeficiente empírico de estresse hídrico em função da média diária do potencial hídrico do solo; (b) coeficiente empírico de estresse hídrico em função da média diária do potencial hídrico foliar; (c) regressão linear entre a média horária da transpiração real e temperatura do ar para T100; (d) regressão linear entre a média horária da transpiração real e o déficit de pressão de vapor para T100; e, (e) média diária da relação entre

a transpiração real e a transpiração obtida sob capacidade de campo. Cada ponto representa a média das repetições com as respectivas barras de erro ( $n = 3$ ).

A relação entre a  $TR$  e  $T_{cc}$  para T100 foi superior a T75 e T50 (Figura 3.3e), para os quais a relação decresceu, principalmente, ao longo dos primeiros dias do experimento. Para T100 a relação entre  $TR$  e  $T_{cc}$  foi constante ao longo do tempo, com pequenas variações atribuídas às modificações na demanda atmosférica, já que em T100 os vasos foram mantidos na condição de capacidade de campo durante todo o período do experimento.

Inúmeros processos fisiológicos estão relacionados ao controle do status hídrico da planta e, recentemente, o balanço hormonal foi apontado com um importante fator no controle das respostas das plantas ao estresse hídrico (Corcuera et al., 2012). De acordo com Kollist et al. (2014) a abertura estomática e transpiração são reguladas pela pressão de turgor das células-guarda, dependendo do potencial osmótico nos canais iônicos e transportadores. Nesse sentido, a expressão do hormônio ABA sob deficiência hídrica é reconhecida como um importante processo desencadeador do fechamento estomático, resultando no decréscimo da  $TR$  e aumento da eficiência de utilização de água pela planta (Bauer et al., 2013; Brodribb e McAdam, 2013; Merilo et al., 2015).

Além disso, a modificação da composição isotópica dos tecidos vegetais (i.e., proporção dos isótopos de carbono e hidrogênio) vem sendo identificada como um importante mecanismo fisiológico de resposta à deficiência hídrica. Recentemente, a análise de isótopos estáveis vem sendo reconhecida como uma metodologia alternativa promissora para a determinação do impacto da deficiência hídrica nos ecossistemas terrestres (Maxwell et al., 2014; Silva, 2015; Silva et al., 2015; Sun et al., 2011). A nova medida quantitativa é capaz de definir a variabilidade da eficiência no uso da água sob condições de estresse hídrico, a partir da integração direta com o balanço hídrico terrestre.

### 3.3.2 Condutância hidráulica do sistema radicular ( $K_{rs}$ )

Observou-se alta  $K_{rs}$  em condições sem limitação hídrica, sugerindo menor resistência ao fluxo de água ao longo das raízes e contínuo suprimento de água para a transpiração (Tyree, 2003; Nikolova et al., 2009). Portanto, foram observadas diferenças significativas entre os tratamentos ( $P < 0,05$ ), as quais foram mais evidentes ao final de cada período de avaliação dos tratamentos (Figura 3.4a). De acordo com Burghardt e Riederer (2006) e Hernandez et al. (2009) a deficiência hídrica é um dos fatores de maior importância sobre a

$K_{rs}$  e o fluxo de água do solo ao interior do xilema. Entretanto, a anatomia radicular e sua distribuição no perfil de solo também influenciam a  $K_{rs}$  e a disponibilidade de água à planta (North et al., 2004). Inúmeros estudos observaram que a região das raízes de maior resistência ao fluxo radial de água está localizada entre o cortéx e os vasos xilemáticos (Newman, 1976). Apesar disso, a localização das áreas de maior resistência é variável devido ao efeito da distribuição relativa das raízes no solo e aos caminhos preferenciais do fluxo de água no sistema solo-planta (North e Nobel, 1996).

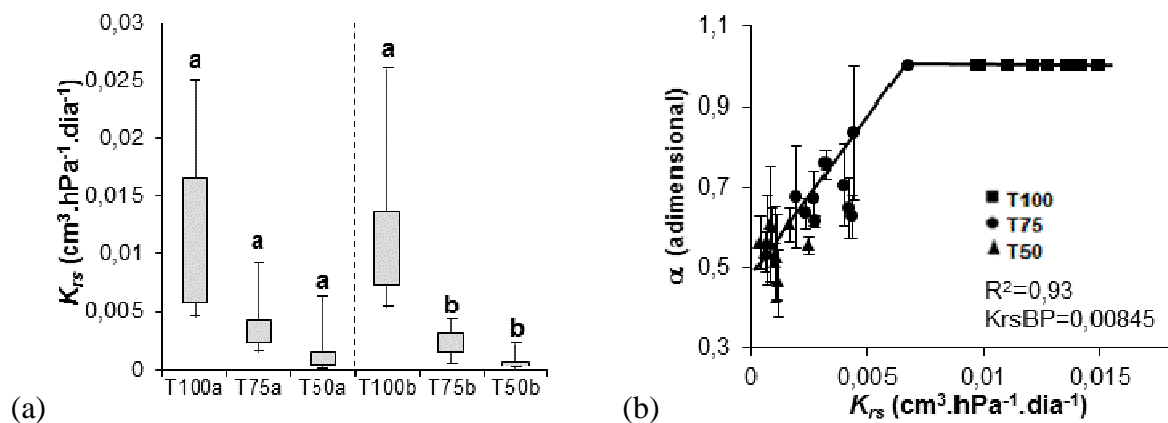


Figura 3.4 – (a) *Box plot* da  $K_{rs}$  para as fases iniciais (primeiros cinco dias para T100a, T75a e T50a) e finais do experimento (últimos cinco dias para T100b, T75b e T50b); e, (b) coeficiente empírico de estresse hídrico em função de  $K_{rs}$ . Cada ponto representa a média das repetições com as respectivas barras de erro ( $n = 3$ ). Letras diferentes seguindo as barras de erro demonstram diferença significativa entre tratamentos a 5% de significância com o teste de Tukey.

Os resultados observados indicam o decréscimo de  $K_{rs}$  sob condições de limitação hídrica moderada a intensa (Figura 3.4b), correspondendo ao incremento do  $\psi_f$  e redução de  $TR$ . Sun et al. (2011) sugeriram o efeito da cavitação e embolismo sobre o acréscimo do potencial hídrico foliar e decréscimo da  $K_{rs}$  em Nogueira, sob condições de deficiência hídrica. Nas mesmas condições, McElrone et al. (2010) relataram a associação entre o amarelecimento das folhas e suscetibilidade à cavitação e embolismo em Nogueira. McElrone et al. (2010) encontraram  $\psi_f$  atingindo  $-1,8$  MPa, os quais foram diretamente relacionados com a formação inicial de cavitação. Combinando aos resultados observados na literatura, os obtidos no presente trabalho sugerem que a cavitação inicial não é o único processo relacionado à redução de  $K_{rs}$  sob limitação hídrica. De acordo com Cochard et al. (2002)



inúmeras alterações fisiológicas radiculares estão associadas ao estresse hídrico, dificultando a definição de um processo específico.

Foi observado significativo intervalo de resposta de  $\alpha$  à  $K_{rs}$  entre 0,007 a 0,010  $\text{cm}^3 \text{hPa}^{-1} \text{dia}^{-1}$  ( $P < 0,05$ ). A análise de regressão segmentada descreveu significativo “ponto de quebra” ( $K_{rsBP}$ ) próximo a 0,008  $\text{cm}^3 \text{hPa}^{-1} \text{dia}^{-1}$  ( $R^2 = 0,93$ ; Figura 3.4b). Sob condições sem limitação hídrica, o gradiente de potencial hídrico entre o solo e o xilema favoreceu o fluxo de água na planta e alta  $K_{rs}$ , interferindo positivamente sobre a transpiração e absorção de água pelas raízes. Nessas condições, não houve estresse hídrico e o coeficiente empírico  $\alpha$  foi constante, decrescendo linearmente após o  $K_{rsBP}$ . Como função da  $TR$  e  $\psi_c$ , a resposta da  $K_{rs}$  à deficiência hídrica é induzida por respostas a múltiplos fatores e *feedbacks* no sistema solo-planta. Nesse sentido, os resultados obtidos são promissores e destacam a importância da combinação da quantificação do fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera à condutância hidráulica do sistema radicular, a qual vem se tornando uma importante ferramenta para o entendimento da disponibilidade de água às plantas (Adiku et al., 1996; Somma et al., 1998; Javaux et al., 2008; Lobet et al., 2013; Tardieu, 2013; Zhang et al., 2013).

### 3.3.3 Comprimento radicular visível ( $Cr$ )

Mesmo sob seca extrema o crescimento radicular é parcialmente mantido (Hsiao and Xu, 2000) ou mesmo incrementado, especialmente em profundidade, nos primeiros momentos de deficiência hídrica, devido à busca por água (Lynch, 2007). O aumento do crescimento das raízes em profundidade sob condições de deficiência hídrica foi previamente observado em Nogueira em experimentos de longo prazo (Contador et al., 2015). No entanto, a continuidade do déficit hídrico resulta na redução do crescimento radicular, com a formação de áreas suberizadas entre a rizosfera e os tecidos vivos da raiz, minimizando a capacidade das raízes em absorver água (Steudle, 2000). A suberização das raízes foi observada em Nogueira, sob condições de elevado potencial absoluto de água no solo (Kuhns et al., 1985). Distribuições do comprimento radicular ao longo do tempo podem ser observadas na Figura 3.5.

De modo geral, sob estresse hídrico, as raízes jovens (borda esbranquiçada) se transformaram rapidamente em raízes velhas (borda amarelada e esverdeada), sugerindo redução da atividade radicular e menor capacidade de absorção de água (Hendrick e Pregitzer, 1992). Sob condições sem limitação hídrica, raízes novas começaram a crescer antes que as

raízes antigas desaparecessem (Figura 3.5). Steudle (2000) observou a importância desse mecanismo para a manutenção de alta  $K_{rs}$  e absorção de água pela planta.

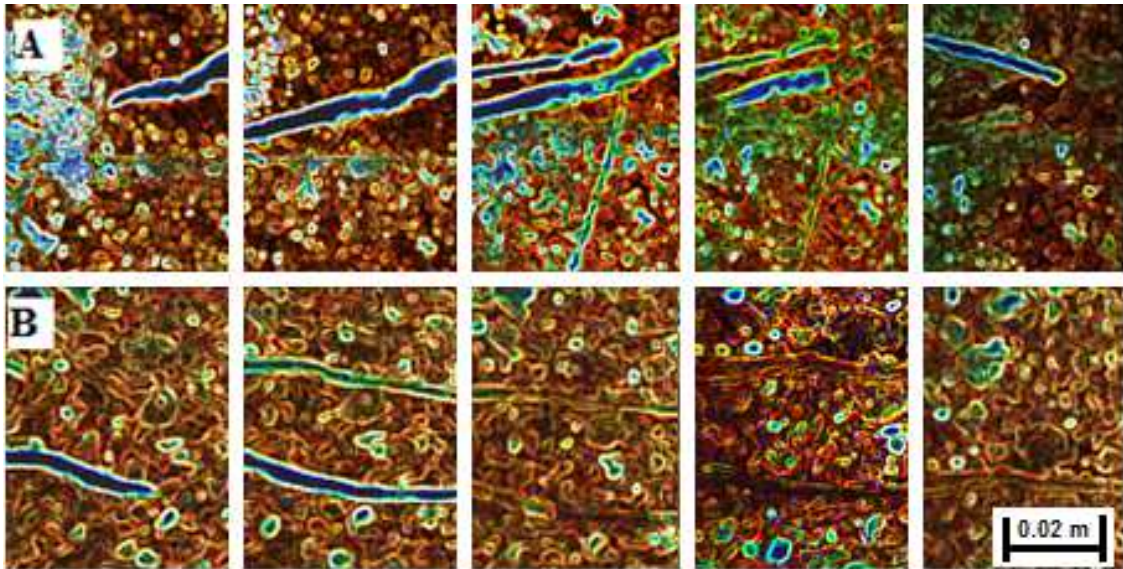


Figura 3.5 – Crescimento radicular visível no interior dos tubos minirizotron, em plantas de Nogueira, ao longo do tempo, sendo: (a) T100; e, (b) T50. Cada subfigura representa uma observação semanal da primeira repetição do experimento, em Abril. Imagens similares foram obtidas e utilizadas para a quantificação do comprimento radicular visível de cada planta, para cada tratamento e repetição.

Durante o estresse hídrico o crescimento radicular foi variável ao longo do tempo. Portanto, os resultados sugerem que apesar do efeito significativo do déficit hídrico sobre a  $K_{rs}$ , não foram observadas diferenças significativas para  $Cr$  entre os tratamentos (Figura 3.6). Kuhns et al. (1985) relataram que o decréscimo no crescimento radicular em Nogueira está associado ao potencial hídrico do solo, atingindo os maiores decréscimos sob valores absolutos próximos a  $-0,5$  MPa. Neste estudo, o  $\psi_s$  atingiu valores próximos a  $-0,07$  MPa, justificando parcialmente o crescimento radicular entre os tratamentos.

Analisando o comprimento radicular relativo externo e interno, obtido com o mapeamento das raízes nas paredes externas dos vasos e dos minirizotrons, respectivamente, foi possível identificar crescimento radicular constante entre os tratamentos (Figura 3.6a e 3.6b). Especificamente para T50, após um relativo incremento radicular no período anterior à aplicação dos tratamentos,  $Cr$  decresceu ao longo do tempo (Figura 3.6b), o qual pode ser intensificado com a continuidade do déficit hídrico, como mencionado por Larson (1974) e Kuhns et al. (1985).

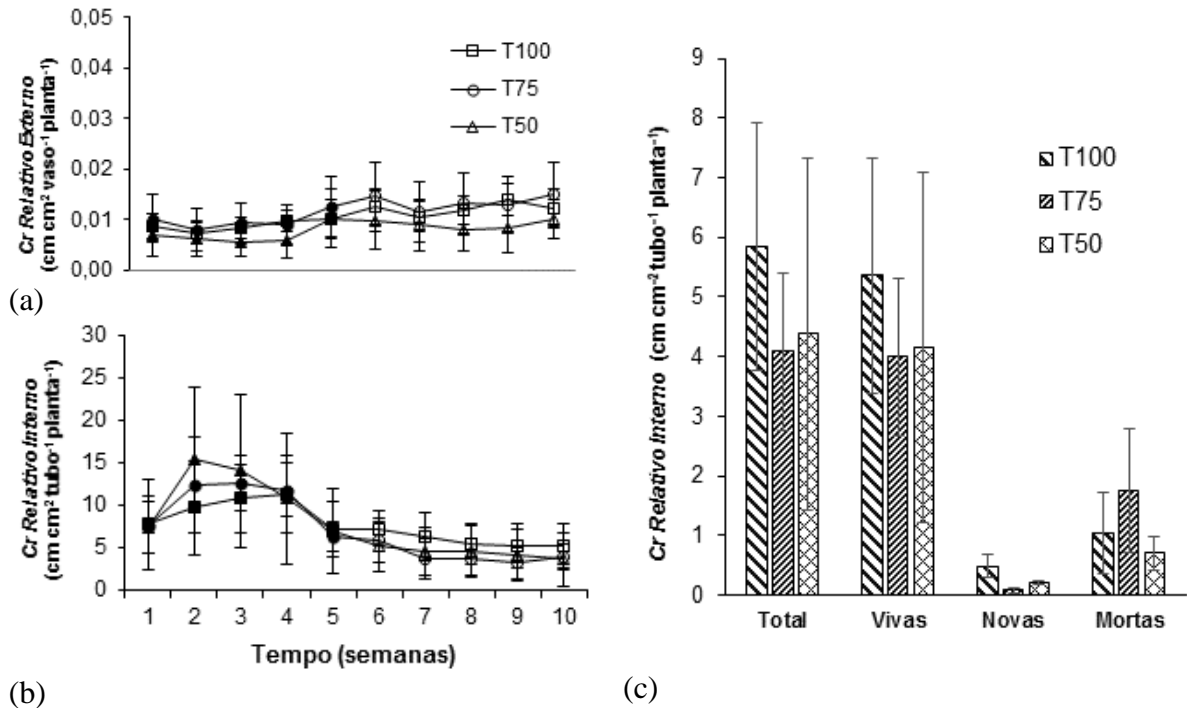


Figura 3.6 – Comprimento radicular visível relativo: (a) externo; (b) interno; e, (c) dinâmica do comprimento radicular visível interno observado com a técnica do minirizotron. Cada ponto representa a média das repetições com as respectivas barras de erro ( $n = 3$ ). Os marcadores cheios e vazios representam os períodos anterior e durante tratamentos, respectivamente.

Sob limitação hídrica, os resultados obtidos não indicaram o incremento inicial do crescimento radicular, como verificado por Steudle (2000). Entretanto, análises adicionais devem ser realizadas para caracterizar as estratégias utilizadas pelas plantas sob deficiência hídrica. A quantidade de raízes jovens, mortas, vivas e totais não diferiu significativamente entre os tratamentos (Figura 3.6c). No entanto, raízes jovens foram frequentemente observadas sob condições sem limitação hídrica (Figura 3.5a). Comparativamente, Sun et al. (2011) observaram diferenças significativas para a quantidade de raízes jovens, vivas e mortas de Nogueiras, entre o período seco e úmido do ano. Os autores observaram grande habilidade das plantas em modificar o padrão de crescimento das raízes no solo, absorvendo água de camadas profundas. Diferentemente do presente trabalho, as observações de Sun et al. (2011) foram realizadas em experimento a campo, a longo prazo, o que poderia justificar algumas diferenças entre os resultados. Além disso, o crescimento radicular é variável, sendo sensível às condições edafoclimáticas do ambiente de crescimento (Qiao et al., 2010), promovendo diferentes resultados entre os experimentos, principalmente a campo, o que destaca a importância da realização de experimentos dessa natureza em condições controladas.

Inúmeros estudos a campo descrevem os impactos do déficit hídrico sobre o crescimento das raízes (Klepper, 1987; Weir e Barraclough, 1986), sendo que a variabilidade do comprimento radicular vem sendo relatada para espécies anuais, como o trigo (Asseng et al. 1998), algodão (Taylor e Klepper, 1975) e sorgo (Robertson et al., 1993); e, espécies arbóreas (Larson, 1974; Kuhns et al., 1985; Sun et al., 2011). A partir dos resultados observados no presente trabalho e verificados na literatura, constatou-se a necessidade de realização de experimentos de longo prazo a campo para o completo entendimento da relação entre crescimento radicular e transpiração sob condições de déficit hídrico.

### 3.4 CONCLUSÕES

- A disponibilidade de água para a transpiração foi limitada pelo potencial de água no solo e potencial hídrico foliar sob níveis de reposição iguais ou inferiores a 75%;
- A relação não-linear entre potencial hídrico foliar e a transpiração real resultou na manutenção da eficiência do uso da água em condições de estresse;
- A condutância hidráulica do sistema radicular foi o parâmetro que melhor explicou a disponibilidade de água às plantas, especialmente em condições de deficiência hídrica, destacando a importância das raízes na predição de variações na transpiração real das plantas;
- O crescimento radicular não foi influenciado pela deficiência hídrica no curto prazo.

### 3.5 LITERATURA CITADA

- ADIKU GSK, BRADDOCK RD, ROSE CW. Simulating root growth dynamics. *Environmental Software*. 1996;11:99-103.
- ALSINA MM, SMART DR, BAUERLE T, DE HERRALDE F, BIEL C, STOCKERT C, NEGRON C, SAVE R. Seasonal changes of whole root system conductance by a drought-tolerant grape root system, *Journal of Experimental Botany*. 2011;62:99-109.
- ASSENG S, RITCHIE JT, SMUCKER AJM, ROBERTSON MJ. Root growth and water uptake during water deficit and recovering in wheat. *Plant and Soil*. 1998;201:265-273.
- BAUER H, ACHE P, LAUTNER S, FROMM J, HARTUNG W, AL-RASHEID KHALED AS, SONNEWALD S, SONNEWALD U, KNEITZ S, LACHMANN N, MENDEL RR, BITTNER F, HETHERINGTON AM, HEDRICH R. The stomatal response to reduced

relative humidity requires guard cell-autonomous ABA synthesis. *Currents in Biology*. 2013;23:53-57.

BENGOUGH AG, BRANSBY MF, HANS J, MCKENNA SJ, ROBERTS TJ, VALENTINE TA. Root responses to soil physical conditions; growth dynamics from field to cell. *Journal of Experimental Botany*. 2006;57:437-447.

BENJAMIN JG, NIELSEN DC. Water deficit effects on root distribution of soybean, field pea and chickpea. *Field Crops Research*. 2006;97:248-253.

BINGHAM IJ, WU L. Simulation of wheat growth using the 3D root architecture model SPACSYS: validation and sensitivity analysis. *European Journal of Agronomy*. 2011;34:181-189.

BRODRIBB TJ, MCADAM SAM. Abscisic acid mediates a divergence in the drought response of two conifers. *Plant Physiology*. 2013;162:1370-1377.

BURGHARDT M, RIEDERER M. Cuticular transpiration. In: Riederer M, Muller C, editors. *Biology of plant cuticle*. Oxford, Blackwell Publishing; 2006. p.291-310.

COCHARD H, COLI L, ROUX XL, AMEGLIO T. Unraveling the effects of plant hydraulics on stomatal closure during water stress in walnut. *Plant physiology*. 2002;128:282-290.

CONTADOR ML, COMAS LH, METCALF SG, STEWART WL, GOMEZ IP, NEGRON C, LAMPINEN BD. Root growth dynamics linked to above-ground growth in walnut (*Juglans regia*). *Annals of Botany*. 2015;116:49-60.

CORCUERA L, GIL-PELEGRIN E, NOTIVOL E. Aridity promotes differences in proline and phytohormone levels in *Pinus pinaster* populations from contrasting environments. *Trees*. 2012;26:799-808.

COUVREUR V, VANDERBORGHT J, DRAYE X, JAVAUX M. Dynamic aspects of soil water availability for isohydric plants: Focus on the plant hydraulic resistance. *Water Resources Research*. 2014;50:8891-8906.

COUVREUR V, VANDERBORGHT J, JAVAUX M. A simple three-dimensional macroscopic root water uptake model based on the hydraulic architecture approach. *Hydrology Earth Systems Science*. 2012;16, 2957-2971.

DE JONG VAN LIER Q, METSELLAR K, VAN DAM JC. Root water extraction and limiting soil hydraulic conditions estimated by numerical simulation. *Vadose Zone Journal*, 2006;5:1264-1277.

DEVI MJ, SINCLAIR TR, VADEZ V, KRISHNAMURTHY L. Peanut genotypic variation in transpiration efficiency and decreased transpiration during progressive soil drying. *Field Crops Research*. 2009;114:280-285.

DUURSMA RA, BARTON CVM, LIN YS, MEDLYN BE, EAMUS D, TISSUE DT, ELLSWORTH DS, Mcmurtrie RE. The peaked response of transpiration rate to vapour pressure deficit in field conditions can be explained by the temperature optimum of photosynthesis. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2014;189:2-10.

FEDDES RA, KOWALIK PJ, ZARADNY H. Water uptake by plant roots. In.: *Simulation of field water use and crop yield*. New York, John Wiley and Sons Incorporation; 1978. p.16-30.

FRANKS PJ, COWAN IR, FARQUAR GD. The apparent feedforward response of stomata to air vapour pressure deficit: information revealed by different experimental procedures with two rainforest trees. *Plant, Cell and Environment*. 1997;20:142-145.

GARDNER WR, EHLIG CF. The influence of soil water on transpiration by plants. *Journal of Geophysical Research*. 1963;68:5719-5724.

GARDNER WR. Dynamic aspects of soil-water availability to plants. *Annual Review of Plant Physiology*. 1965;16:323-329.

GARDNER WR. Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science*. 1960;89:63-73.

GARDNER WR. Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agronomy Journal*. 1964;56:42-45.

GEORGE MR, BECCHETTI TA, MCDUGALD NM, VAHGHN CE, FLAVEL DK, FORERO LC, DUDLEY DM, LARSEN RE, STRIBY KD, FROST WE, ONETO SR. Monitoring annual rangeland forage production [internet]. Davis, CA: University of California, Davis, Division of Agriculture and Natural Resources; 2014 [acesso em: 02 Jun 2016]. Disponível em: [http://californiarangeland.ucdavis.edu/Monitoring\\_Annual\\_Rangeland\\_Forage\\_Production/](http://californiarangeland.ucdavis.edu/Monitoring_Annual_Rangeland_Forage_Production/).

GHOLIPOOR M, VARA PRASAD PV, MUTAVA RN, SINCLAIR TR. Genetic variability of transpiration response to vapor pressure deficit among sorghum genotypes. *Field Crops Research*. 2010;119:85-90.

HENDRICK RL, PREGITZER KS. The demography of fine roots in a northern hardwood forest. *Ecology*. 1992;73:1094-1104.

- HERNANDEZ EI, VILAGROSA A, LUIS VC, LLORCA M, CHIRINO E, VALLEJO VR. Root hydraulic conductance, gas Exchange and leaf water potential in seedlings of *Pistacia lentiscus* L. and *Quercus suber* L. grown under different conditions of fertilization and light regimes. *Environmental and Experimental Botany*. 2009;67:269-276.
- HSIAO TC, XU L. Sensitivity of growth of roots versus leaves to water stress: biophysical analysis and relation to water transport. *Journal of Experimental Botany*. 2000;51:1595-1616.
- JACKSON RB, SPERRY JS, DAWSON TE. Root water uptake and transport: using physiological processes in global predictions. *Trends in plant science*. 2000;5:482-488.
- JAVAUX M, SCHRODER T, VANDERBORGHT J, VEREECKEN H. Use of a three-dimensional detailed modeling approach for predicting root water uptake. *Vadose Zone Journal*. 2008;7:1079-1088.
- KANDELOUS MM, KAMAI T, VRUGT JA, SIMUNEK J, HANSON B, HOPMANS JW. Evaluation of subsurface drip irrigation design and management parameters for alfalfa. *Agricultural Water Management*. 2012;109:81-93.
- KHOLOVÁ J, HASH CT, KUMAR PL, YADAV RS, KOČOVÁ M, VADEZ V. Terminal drought-tolerant pearl millet [*Pennisetum glaucum*(L.) R. Br.] have high leaf ABA and limit transpiration at high vapour pressure deficit. *Journal of Experimental Botany*. 2010;61:1431-1440.
- KIRKHAM MB. *Principles of Soil and Plant Water Relations*. 2 ed. Academic Press; 2014.
- KLEPPER B. Origin, branching and distribution of root systems. In *Root development and function*. Gregory PJ, Lake JV, Rose DA, editors. SEB Seminar Series 30, Cambridge University Press:Cambridge; 1987. p.103-123.
- KOLLIST H, NUHKAT M, ROELFSEMA MRG. Closing gaps: linking elements that control stomatal movement. *New Phytologist*. 2014;203:44-62.
- KUHNS MR, GARRET HE, TESKEY RO, HINCKLEY TM. Root growth of black walnut trees related to soil temperature, soil water potential, and leaf water potential. *Forest Science*. 1985;31:617-629.
- LAMPINEN B, BUCHNER R, FULTON A, GRANT J, MILLS N, PRICHARD T, SCHWANKL L, SHACKEL K, GILLES C, LITTLE C, METCALF S, RIVERS D, GAMBLE V. Irrigation management in walnut using evapotranspiration, soil and plant based data. Report to the California Walnut Board; 2003.

LARSON MM. Effects of temperature on early growth of oak seedlings. Ohio Agricultural Research and Development Center. 1974;74:6-9.

LOBET G, PAGÈS L, DRAYE X. A modeling approach to determine the importance of dynamic regulation of plant hydraulic conductivities on the water uptake dynamics in the soil-plant-atmosphere system. *Ecological modelling*. 2013;24:65-75.

LYNCH JP. Rhizoeconomics: The roots of shoot growth limitations. *HortScience*. 2007;42:1107-1109.

MAXWELL T, SILVA LCR, HORWATH W. Using multi-element isotopic analysis to decipher drought impacts and adaptive management in ancient agricultural systems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2014;45:4807-4808.

MCELRONE AJ, GRANT JA, KLUEPFEL DA. The role of tyloses in crown hydraulic failure of mature walnut trees afflicted by apoplexy disorder. *Tree physiology*. 2010;30:761-772.

MERILO E, JALAKAS P, LAANEMETS K, MOHAMMADI O, HORAK H, KOLLIST H, BROSCHE. Abscisic acid transport and homeostasis in the context of stomatal regulation. *Molecular Plant*. 2015;8:1321-1333.

MONTEITH JL. A reinterpretation of stomatal responses to humidity. *Plant, Cell and Environment*. 1995;8:357-364.

MOTULSKY HJ. *Analyzing Data with GraphPad Prism*. GraphPad Software Inc., San Diego CA; 1999.

NEWMAN EI. Water movement through root systems. *Philosophical transactions of the royal society B*. 1976;273:463-478.

NIKOLOVA PS, RASPE S, ANDERSEN CP, MAINIEIRO R, BLASCHKE H, MATYSSEK R. Effects of extreme drought in 2003 on soil respiration in a mixed forest. *European Journal of Forest Research*. 2009;128:87-98.

NORTH GB, MARTRE P, NOBEL PS. Aquaporins account for variations in hydraulic conductance for metabolically active root regions of *Agave deserti* in wet, dry, and rewetted soil. *Plant Cell Environment*. 2004;27:219-228.

NORTH GB, NOBEL PS. Radial hydraulic conductivity of individual root tissues of *Opuntia ficus-indica* (L.) Miller as soil moisture varies. *Annals of Botany*. 1996;77:133-142.



- NOVÁK V, HAVRILA J. Method to estimate the critical soil water content of limited availability for plants. *Biologia*. 2006;61:289-293.
- PRISM 6.07. GraphPad Software Inc., San Diego, CA, 2007.
- QIAO DM, SHI HB, PANG HB, QI XB, PLAUBORG F. Estimating plant rootwater uptake using a neural network approach. *Agriculture and Water Management*. 2010;98:251-260.
- REICHARDT K, TIMM LC. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. 2ed. Barueri: Manole; 2012.
- REWALD B, EPHRATH JE. Minirhizotron techniques. In: Plant roots: the hidden half. Eshel A, Beeckman T, editors. New York: CRC Press; 2013. p.42.1-42.15.
- ROBERTSON MJ, FUKAI S, LUDLOW MM, HAMER GL. Water extraction by grain sorghum in a sub-humid environment. II. Extraction in relation to root growth. *Field Crops Research*. 1993;33:99-112.
- ROOTFLY Software [internet]. Source Forge, 2014 [acesso em 16 Out 2014]. Disponível em: <http://sourceforge.net/projects/rootfly>.
- SCHOPPACH R, SADOK W. Differential sensitivities of transpiration to evaporative demand and soil water deficit among wheat elite cultivars indicate different strategies for drought tolerance. *Environment and Experimental Botany*. 2012;84:1-10.
- SHI J, LI S, ZUO Q, BEN-GAL A. An index for plant water deficit based on root-weighted soil water content. *Journal of Hydrology*. 2015;522:285-294.
- SILVA LCR, PEDROSO G, DOANE TA, HORWATH W. Beyond the cellulose: Oxygen isotope composition of plant lipids as a proxy for terrestrial water balance. *Geochemical Perspective Letters*. 2015;1:33-42..
- SILVA LCR. From air to land: Understanding water resources through plant-based multidisciplinary research. *Trends in Plant Sciences*. 2015;20:399-401.
- SIMONIN KA, BURNS E, CHOAT B, BARBOUR MM, DAWSON TE, FRANKS PJ. Increasing leaf hydraulic conductance with transpiration rate minimizes the water potential drawdown from stem to leaf. *Journal of Experimental Botany*. 2015;66:1303-1315.
- SOMMA F, HOPMANS JW, CLAUSNITZER V. Transient three-dimensional modeling of soil water and solute transport with simultaneous root growth, root water and nutrient uptake. *Plant Soil*. 1998;202:281-293.

- STEUDLE E. Water uptake by roots: effects of water deficit. *Journal of Experimental Botany*. 2000;51:1531-1542.
- SUN SJ, MENG P, ZHANG JS, WAN X. Variation of soil water uptake and its effect on plant water status in *Juglans regia* L. during dry and wet seasons. *Tree Physiology*. 2011;31:1378-1389.
- TANNER CB. Measurement of evapotranspiration. *Agronomy*. 1967;11:534-574.
- TARDIEU F. Plant response to environmental conditions: assessing potential production, water demand, and negative effects of water deficit. *Frontiers in physiology*. 2013;4:1-11.
- TAYLOR HM, KLEPPER B. Water uptake by cotton root systems: an examination of assumptions in the single root model. *Soil Science*. 1975;120:56-67.
- TESKEY RO, HINCKLEY TM. Influence of temperature and water potential on root growth of white oak. *Physiologia Plantarum*. 2006;52:363-369.
- TYREE MT. Hydraulic limits on tree performance: Transpiration, carbon gain and growth of trees. *Tress*. 2003;17:95-100.
- VEIHMEYER FJ, HENDRICKSON AH. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soil. *Soil Science*. 1949;68:75-94.
- VEIHMEYER FJ, HENDRICKSON AH. Soil moisture conditions in relation to plant growth. *Plant Physiology*. 1927;2:71-82.
- WEIR AH, BARRACLOUGH PB. The effect of drought on the root growth of winter wheat and on its water uptake from a deep loam. *Soil and Use Management*. 1986;2:91-96.
- WESSELING JG. Meerjarige simulatie van grondwaterstroming voor verschillende bodemprofielen, grondwatertrappen en gewassen met het model SWATRE, Rapport/DLO-Staring Centrum, Wageningen; 1991.
- XU Z, ZHOU G. Responses of leaf stomatal density to water status and its relationship with photosynthesis in a grass. *Journal of Experimental Botany*. 2008;9:3317-3325.
- ZHANG K. Parameter identification for root growth based on soil water potential measurements – an inverse modeling approach. *Procedia Environmental Sciences*. 2013;19:574-579.

## CONCLUSÃO GERAL

Partindo-se do estudo da sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE, observou-se influência dos tipos climáticos sobre a sensibilidade da  $ET_o$  às variáveis climáticas, principalmente em relação à  $R_s$ ,  $DPV$  e  $u_2$ . Portanto, havendo a inexistência de séries de dados climáticos confiáveis para algumas localidades brasileiras, recomenda-se a adaptação do método padrão (Penman-Monteith) ou a proposição de métodos alternativos utilizando as variáveis climáticas mais sensíveis para cada tipo climático, com destaque para as variáveis relacionadas ao potencial hídrico atmosférico, resultando em estimativas adequadas e mais acessíveis.

A busca de métodos alternativos para a estimativa da  $ET_o$  que sejam consistentes, sensíveis aos tipos climáticos e que utilizem menor número possível de variáveis climáticas resultou no desenvolvimento do método “Moretti-Jerszurki”, baseado no  $\psi_{ar}$  e  $R_a$ . O método alternativo “Moretti-Jerszurki” resultou em bom desempenho da estimativa da  $ET_o$  para os tipos climáticos brasileiros, principalmente para os climas tropicais e semiárido, quando utilizou-se apenas o  $\psi_{ar}$ ; e para todos os tipos climáticos analisados quando utilizou-se o  $\psi_{ar}$  e  $R_a$ . A maior sensibilidade do método alternativo que utiliza apenas o  $\psi_{ar}$  ( $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$ ), para os tipos climáticos tropicais, é interessante pois necessita apenas das medidas das variáveis  $T_{ar}$  e  $UR$ . Os coeficientes de ajuste “ $a$ ” e “ $b$ ” médios mensais obtidos para os subgrupo climático semiárido brasileiro são consistentes e podem ser satisfatoriamente empregados para a estimativa da  $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$  como alternativa à  $ET_{oPM}$ .

Buscando entender como a disponibilidade de água às plantas pode ser afetada pelas propriedades radiculares em condições de estresse hídrico, observou-se que a disponibilidade de água para a transpiração é limitada pelo potencial de água no solo e potencial hídrico foliar em condições de moderada e intensa limitação hídrica. Em condições de estresse hídrico, a relação não-linear entre potencial hídrico foliar e a transpiração real resultou na manutenção do potencial hídrico foliar nos períodos de maior demanda atmosférica ao longo do dia e, em maior eficiência do uso da água. A condutância hidráulica do sistema radicular foi o parâmetro que melhor explicou a disponibilidade de água às plantas, especialmente em condições de deficiência hídrica, destacando a importância das raízes na predição de variações na transpiração real das plantas. Apesar disso, o crescimento radicular não foi influenciado pela deficiência hídrica a curto prazo.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise de sensibilidade do método de Penman-Monteith ASCE para os tipos climáticos mais representativos do país mostrou-se útil para a geração e ajuste do método alternativo “Moretti-Jerszurki” para estimar a  $ET_o$ . Para tanto, a busca por coeficientes de ajuste consistentes entre o método alternativo “Moretti-Jerszurki” e padrão são necessários para o ajustamento e calibração, no maior número possível de localidades, contemplando os tipos climáticos mais representativos do país, caracterizando-se como alternativa promissora na estimativa da  $ET_o$  em condições de indisponibilidade ou baixa confiabilidade de dados climáticos.

A utilização do método “Moretti-Jerszurki” também pode ser considerada uma alternativa promissora para a obtenção da evapotranspiração em condições controladas, como em experimentos realizados em casas de vegetação, onde variáveis como a  $u_2$ ,  $R_s$  ou insolação são de difícil obtenção, limitando a utilização do método de Penman-Monteith. Além disso, baseando-se apenas nas variáveis climáticas mais sensíveis, métodos como “Moretti-Jerszurki” podem viabilizar o estudo da variabilidade espacial da  $ET_o$  em escala local e regional, a qual vem se tornando objeto de estudo em pesquisas voltadas à determinação da disponibilidade de água e aumento da eficiência de uso da água pelas plantas. De modo geral, recomenda-se a utilização do método  $ET_{oMJc}$  (função do  $\psi_{ar}$  e  $R_a$ ) para todos os tipos climáticos brasileiros e, por sua maior simplicidade, o método  $ET_{oMJ(\psi_{ar})}$  para os tipos climáticos tropical e semiárido.

Considerando a planta e suas relações no sistema solo-planta-atmosfera, o entendimento da influência das propriedades hidráulicas e crescimento das raízes sobre a dinâmica da disponibilidade de água às plantas será conseguido a partir da geração e utilização de modelos baseados nos processos do fluxo de água, quais sejam: (i) modelo hidráulico de predição da regulação estomática baseando-se na relação entre o potencial hídrico foliar e o déficit de pressão de vapor da atmosfera; (ii) modelo de predição do potencial hídrico foliar a partir da dinâmica do potencial hídrico na interface solo-raiz; e, (iii) modelo preditivo de depleção da água no solo a partir das relações entre o potencial hídrico no solo e na interface solo-raiz. Portanto, a combinação dos modelos para a geração de um algoritmo de otimização geral para a obtenção dos parâmetros que descrevam a dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera é fundamental para a identificação dos principais fatores e processos que afetam a disponibilidade de água às plantas. Além disso, recomenda-

se a realização de experimentos de longo-prazo para quantificar a influência da deficiência hídrica sobre as propriedades do sistema radicular, bem como sobre a disponibilidade de água às plantas, pois são aspectos fundamentais para a geração e melhoria de modelos preditivos da dinâmica da água no solo, necessários para o entendimento do desempenho das plantas sob condições de estresse hídrico.

## APÊNDICE 1 – ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA COM O MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH ASCE ( $ET_{oPM}$ )

A estimativa da  $ET_o$  diária foi realizada com o método de Penman-Monteith, parametrizado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE) (ASCE-EWRI, 2005).

$$ET_{oPM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma_{psy} \cdot \frac{C_n}{(T_{ar} + 273)} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma_{psy} \cdot (1 + C_d \cdot u_2)} \quad (A1.1)$$

Sendo:  $ET_{oPM}$  – evapotranspiração de referência estimado como método de Penman-Monteith ASCE ( $\text{mm dia}^{-1}$ );  $\Delta$  – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $R_n$  – radiação líquida na superfície ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $G$  – balanço do fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $\gamma_{psy}$  – constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T_{ar}$  – temperatura média do ar ( $^\circ\text{C}$ );  $u_2$  – velocidade do vento a dois metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );  $e_s$  – pressão de saturação de vapor ( $\text{kPa}$ );  $e_a$  – pressão atual do vapor ( $\text{kPa}$ );  $C_n$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 900 para a grama batatais (adimensional);  $C_d$  – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 0,34 para a grama batatais (adimensional).

A constante psicrométrica ( $\gamma_{psy}$ ) foi obtida por meio da seguinte equação:

$$\gamma_{psy} = a_{psy} \cdot P \quad (A1.2)$$

Sendo:  $\gamma_{psy}$  – constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $a_{psy}$  – coeficiente dependente do tipo de ventilação do bulbo úmido ( $a_{psy} = 0,0008 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  para psicrômetros de ventilação natural);  $P$  – pressão atmosférica ( $\text{kPa}$ ).

A determinação da pressão atmosférica ( $P$ ) partiu de uma simplificação da lei do gás ideal, assumindo a temperatura de  $20 \text{ } ^\circ\text{C}$  para atmosfera padrão:

$$P = 101,3 \cdot \left( \frac{293 - 0,0065 \cdot Z}{293} \right)^{5,26} \quad (A1.3)$$

Sendo:  $P$  – pressão atmosférica ( $\text{kPa}$ );  $Z$  – altitude (m).

O cálculo da pressão de vapor ( $e_s$ ) foi realizado utilizando-se a seguinte equação:

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})}{2} \quad (A1.4)$$

Sendo:  $e_s$  – pressão de saturação do vapor ( $\text{kPa}$ );  $e^\circ(T_{max})$  – pressão de saturação do vapor com base na temperatura máxima diária do ar ( $\text{kPa}$ );  $e^\circ(T_{min})$  – pressão de saturação do vapor com base na temperatura mínima diária do ar ( $\text{kPa}$ ).

A pressão de saturação do vapor a temperatura média do ar [ $e^o(T_{ar})$ ] foi obtida por meio da seguinte equação (Equação de Teténs):

$$e^o(T_{ar}) = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{ar}}{T_{ar} + 237,3}\right) \quad (\text{A1.5})$$

Sendo:  $e^o(T_{ar})$  – pressão de saturação do vapor a temperatura média do ar (kPa);  $T_{ar}$  – temperatura média do ar (°C);  $\exp(\dots)$  – base do logaritmo neperiano (2,7183) elevada a potência (adimensional).

A declinação da curva de pressão de saturação do vapor ( $\Delta$ ) foi obtida por meio da seguinte relação:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e^o(T_{ar})}{(T_{ar} + 237,3)^2} \quad (\text{A1.6})$$

Sendo:  $\Delta$  – declinação da curva de pressão de saturação do vapor (kPa °C<sup>-1</sup>);  $e^o(T_{ar})$  – pressão de saturação do vapor com base na temperatura média diária do ar (kPa);  $T_{ar}$  – temperatura média diária do ar (°C).

A pressão atual do vapor ( $e_a$ ) foi determinada a partir de dados diários de umidade relativa média do ar:

$$e_a = \frac{UR}{100} \cdot \left[ \frac{e^o(T_{m\acute{a}x}) + e^o(T_{m\acute{i}n})}{2} \right] \quad (\text{A1.7})$$

Sendo:  $e_a$  – pressão atual do vapor (kPa);  $UR$  – umidade relativa média do ar (adimensional);  $e^o(T_{m\acute{a}x})$  – pressão de saturação do vapor com base na temperatura máxima diária do ar (kPa);  $e^o(T_{m\acute{i}n})$  – pressão de saturação do vapor com base na temperatura mínima diária do ar (kPa).

A radiação solar no topo da atmosfera ( $R_a$ ) para períodos diários foi estimada por meio da seguinte equação:

$$R_a = \frac{24 \cdot (60)}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad (\text{A1.8})$$

Sendo:  $R_a$  – radiação solar no topo da atmosfera (MJ m<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup>);  $G_{sc}$  – constante solar (MJ m<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup>;  $G_{sc} = 0,0820$  m<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup>);  $d_r$  – distância relativa Terra-Sol (adimensional);  $\omega_s$  – ângulo horário correspondente ao pôr do Sol (radianos);  $\varphi$  – latitude (radianos);  $\delta$  – declinação solar (radianos).

A distância relativa Terra-Sol ( $d_r$ ) e a declinação solar ( $\delta$ ) foram obtidas por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right) \quad (\text{A1.9})$$

$$\delta = 0,409 \cdot \text{sen} \left( \frac{2\pi}{365} J - 1,39 \right) \quad (\text{A1.10})$$

Sendo:  $dr$  – distância relativa Terra-Sol (adimensional);  $\delta$  – declinação solar (radianos);  $J$  – dia juliano.

O ângulo horário correspondente ao pôr do Sol ( $\omega_s$ ) foi obtido por:

$$\omega_s = \arccos \left[ -\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta) \right] \quad (\text{A1.11})$$

Sendo:  $\omega_s$  – ângulo horário correspondente ao pôr do Sol (radianos);  $\varphi$  – latitude (radianos);  $\delta$  – declinação solar (radianos).

A radiação solar incidente  $R_s$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ), foi calculada com a expressão:

$$R_s = R_a \cdot \left( a + b \cdot \frac{n}{N} \right) \quad (\text{A1.12})$$

Sendo:  $R_s$  – radiação solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $R_a$  – radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $n$  – insolação diária ( $\text{h dia}^{-1}$ );  $N$  – duração máxima teórica do dia ( $\text{h dia}^{-1}$ );  $a$  – coeficiente linear (considerado igual a 0,25);  $b$  – coeficiente angular (considerado igual a 0,50).

A radiação solar em céu sem nuvens  $R_{so}$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ), foi calculada com a expressão:

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} Z) \cdot R_a \quad (\text{A1.13})$$

Sendo:  $R_{so}$  – radiação solar em céu sem nuvens ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $Z$  – altitude do local (m);  $R_a$  – radiação solar no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ).

O saldo de radiação de ondas curtas ( $R_{ns}$ ) foi calculado com a expressão:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (\text{A1.14})$$

Sendo:  $R_{ns}$  – saldo de radiação de ondas curtas ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $\alpha$  – albedo ou coeficiente de reflexão da cultura hipotética (adimensional,  $\alpha = 0,23$ );  $R_s$  – radiação solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ).

Assumindo que outros materiais como o  $\text{CO}_2$  e a poeira, os quais absorvem e emitem ondas longas estão em concentração constante, à equação utilizada para aferir o saldo de radiação de ondas longas ( $R_{nl}$ ) foi a seguinte:



$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[ \frac{(T_{max})^4 + (T_{min})^4}{2} \right] \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left( 1,35 \cdot \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (A1.15)$$

Sendo:  $R_{nl}$  – saldo de radiação de ondas longas ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $\sigma$  – constante de Stefan-Boltzmann ( $4,903 \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $T_{max}$  – temperatura máxima absoluta registrada no período de 24 horas ( $K$ );  $T_{min}$  – temperatura mínima absoluta registrada no período de 24 horas ( $K$ );  $e_a$  – pressão atual do vapor (kPa);  $R_s/R_{so}$  – radiação relativa de ondas curtas (limitada para  $\leq 1,0$ );  $R_s$  – radiação solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $R_{so}$  – radiação solar em céu sem nuvens ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ).

O saldo de radiação ( $R_n$ ) foi obtido pela seguinte equação:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (A1.16)$$

Sendo:  $R_n$  – saldo de radiação ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $R_{ns}$  – saldo de radiação de ondas curtas ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $R_{nl}$  – saldo de radiação de ondas longas ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ).

A FAO (Allen et al., 1998) considera o fluxo de calor no solo ( $G$ ) igual a zero para períodos diários. No entanto, Pereira et al. (1997) afirmam que se a temperatura média dos três dias anteriores ( $T_{-3d}$ ) estiver disponível, então é possível calcular  $G$  por meio da relação empírica:

$$G = 0,38 \cdot (T_{ar} - T_{-3d}) \quad (A1.17)$$

Sendo:  $G$  – fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ );  $T_{ar}$  – temperatura média do ar do dia considerado ( $^{\circ}\text{C}$ );  $T_{-3d}$  – temperatura média do ar dos três dias anteriores ( $^{\circ}\text{C}$ ).

## LITERATURA CITADA

ALLEN RG, PEREIRA LG, RAES D, SMITH M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations. 1ed. Rome; 1998.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. In: Allen RG, Walter IA, Elliott RL, Howell TA, Itenfisu D, Jensen ME, Snyder RL. (Eds.). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 69 p, 2005.

PEREIRA AR, NOVA NAV, SEDIYAMA GC. Evapo(Transpi)Ração. 1ed. Piracicaba, SP: Fundação de Estudos Agrários Luiz De Queiroz; 1997.

## APÊNDICE 2 – ESTIMATIVA DO POTENCIAL HÍDRICO ATMOSFÉRICO ( $\psi_{ar}$ )

Conforme metodologia proposta por Philip (1964) e Hillel (1971) e, recentemente apresentada por Reichardt e Timm (2012) e Novák (2013):

No primeiro princípio da termodinâmica, em sistemas dinâmicos ocorre, inicialmente, o balanço das energias referentes ao calor ( $Q$ ), trabalho mecânico ( $W$ ) de expansão e compressão e a energia interna ( $U$ ) do sistema, sendo que uma forma de energia é capaz de se transformar em qualquer outra, conservando o total de energia.

$$Q - W - \Delta U = 0 \quad (\text{A2.1})$$

Sendo:  $Q$  – calor;  $W$  – trabalho mecânico;  $\Delta U$  – variação da energia.

Para variações infinitesimais de energia, tem-se que:

$$dU = dQ - dW \quad (\text{A2.2})$$

Sendo:  $dU$  – diferencial exato, em que  $U$  é função de ponto que depende apenas do estado inicial e final de uma transformação;  $dQ$  – diferencial de função de linha, representa as entradas ou saídas de calor;  $dW$  – diferencial de trabalho, como consequência poderá ser igual a  $dQ$  em processos adiabáticos.

Quando o processo não é definido,  $dQ$  é igual a  $T dS$  ( $S$  é a entropia). A definição de  $S$  é dada por:

$$S_B - S_A = \int_A^B \frac{dQ}{T} \quad (\text{A2.3})$$

A entropia está relacionada ao “Segundo Princípio da Termodinâmica”. De forma simplificada, são definidas outras funções de energia, chamadas potenciais termodinâmicos:

– Função entalpia:

$$H = U + P \cdot V \quad (\text{A2.4})$$

– Função energia livre de Helmholtz:

$$F = U - T \cdot S \quad (\text{A2.5})$$

– Função de energia livre de Gibbs:

$$G = H - T \cdot S = U + P \cdot V - T \cdot S \quad (\text{A2.6})$$

A energia livre de Gibbs ( $G$ ) é uma função de ponto, não depende de caminho, depende apenas do estado do sistema, ou seja, das variáveis pressão ( $P$ ), volume ( $V$ ) e temperatura ( $T$ ). Na função energia livre de Gibbs tem-se a energia que está disponível para realizar trabalho. Derivando a equação, tem-se:

$$dG = dU + P \cdot dV + V \cdot dP - T \cdot dS - S \cdot dT \quad (\text{A2.7})$$

e, como:

$$dU = T \cdot dS - P \cdot dV \quad (\text{A2.8})$$

resulta em:

$$dG = V \cdot dP - S \cdot dT \quad (\text{A2.9})$$

Logo, a Equação A2.9 determina que  $G$  é função de  $T$  e  $P$ .

As variáveis podem ser dispostas em dois grupos: variáveis intensivas e variáveis extensivas. As intensivas independem do tamanho ou da extensão do sistema ( $P$  e  $T$ ). As extensivas dependem do tamanho do sistema ( $U, G, m, V, S$ ).

Dividindo a Equação A2.9 pela massa ( $m$ ) tem-se:

$$dg = v \cdot dP - s \cdot dT \quad (\text{A2.10})$$

Empregando a simbologia mais adequada para o vapor d'água:  $P = e_a$  e  $g = \psi$ , tem-se:

$$d\psi = v \cdot de_a - s \cdot dT \quad (\text{A2.11})$$

$G, g$  e  $\psi$  são funções de ponto e, escolhendo o melhor caminho para determinar o seu valor entre dois estados como o caminho isotérmico ( $dT = 0$ ), a equação fica:

$$d\psi = v \cdot de_a \quad (\text{A2.12})$$

Assumindo que o vapor d'água na atmosfera se comporta como um gás ideal, tem-se:

$$e_a \cdot v = \frac{R \cdot T}{M_v} \quad (\text{A2.13})$$

Substituindo o volume específico de vapor d'água, tem-se:

$$d\psi = \frac{R \cdot T}{M_v} \cdot \frac{de_a}{e_a} \quad (\text{A2.14})$$

Integrando a equação de um estado padrão  $e_s$  (pressão de saturação de vapor) a um estado de interesse  $e_a$  (pressão atual de vapor) resulta em:

$$\Delta\psi_{ar} = \int_{e_s}^{e_a} \frac{R \cdot T}{M_v} \cdot \frac{de_a}{e_a} = \frac{R \cdot T}{M_v} \cdot \ln \frac{e_a}{e_s} \quad (\text{A2.15})$$

Como o valor absoluto de  $\psi_{ar}$  é difícil de ser medido, mede-se  $\Delta\psi_{ar}$ , entre o estado padrão ( $\psi_o$ ) e o estado considerado ( $\psi_{ar}$ ). Assim,  $\Delta\psi_{ar} = \psi_{ar} - \psi_o$ . Como o estado  $\psi_o$  é arbitrário, escolhendo  $\psi_o = 0$ , tem-se  $\Delta\psi_{ar} = \psi_{ar}$ . Então:

$$\psi_{ar} = \frac{R \cdot T_{ar}}{M_v} \cdot \ln \frac{e_a}{e_s} \quad (\text{A2.16})$$

Sendo:  $\psi_{ar}$  – potencial hídrico atmosférico (MPa);  $R$  – constante universal dos gases perfeitos ( $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );  $M_v$  – massa molar da água ( $18 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$ );  $T_{ar}$  – temperatura média do ar (K);  $e_a$  – pressão atual de vapor (MPa);  $e_s$  – pressão de saturação de vapor (MPa).

### LITERATURA CITADA

HILLEL D. Soil and water: physical principles and processes. Academic press: New York; 1971.

NOVÁK V. Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System. Springer Science and Business Media: New York:London; 2013.

PHILIP JR. Sources and transfer processes in the air layers occupied by vegetation. Journal of Applied Meterology. 1964;3:390–395.

REICHARDT K, TIMM LC. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. 2ed. Barueri: Manole; 2012.

### APÊNDICE 3 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ( $ET_{oPM}$ ) PARA O PERÍODO MENSAL

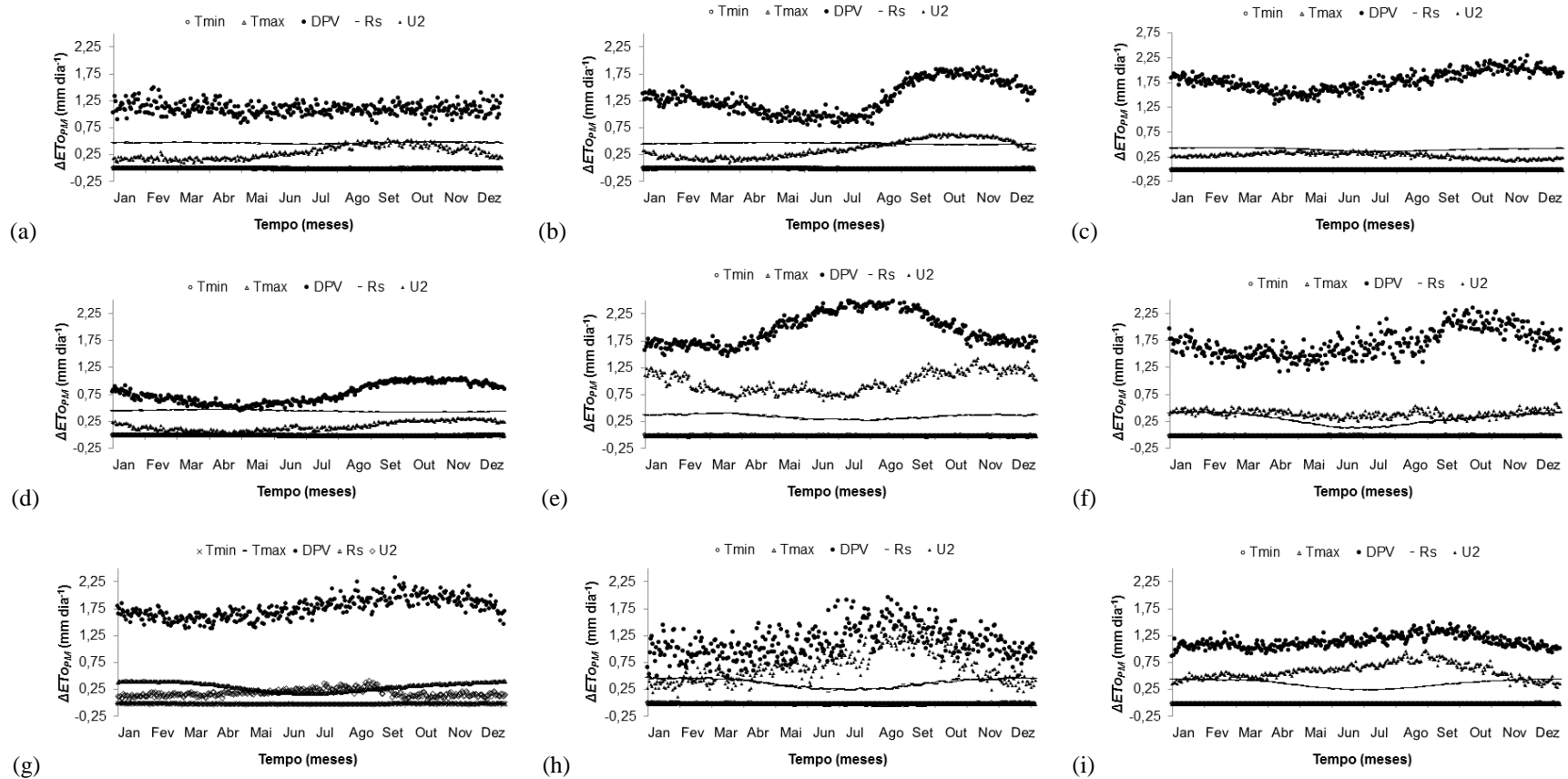


Figura A3.1 – Variação média mensal da  $ET_{oPM}$ , em resposta aos acréscimos/decréscimos unitários de cada variável climática, entre 1970 e 2014, para as estações e tipos climáticos: (a) Manaus (*Af*); (b) Macapá (*Am*); (c) João Pessoa (*As*); (d) São Luís (*Aw*); (e) Petrolina (*Bsh*); (f) Porto Alegre (*Cfa*); (g) Curitiba (*Cfb*); (h) Uberaba (*Cwa*); e, (i) Belo Horizonte (*Cwb*).

**APÊNDICE 4 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ( $ET_{oLIS}$ ) OBTIDAS NA LITERATURA PARA AS CONDIÇÕES CLIMÁTICAS BRASILEIRAS**

Tabela A4.1. Valores diários de  $ET_{oLIS}$ ,  $ET_{oPM}$ ,  $UR$  e  $T$  para o município de Paraipaba – CE, entre os anos de 1997 e 1998 (Medeiros, 2002).

Data	Lisímetro (mm dia <sup>-1</sup> )	$ET_{oPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	$UR_{max}$ (%)	$UR_{min}$ (%)	$T_{max}$ (°C)	$T_{min}$ (°C)	Data	Lisímetro (mm dia <sup>-1</sup> )	$ET_{oPM}$ (mm dia <sup>-1</sup> )	$UR_{max}$ (%)	$UR_{min}$ (%)	$T_{max}$ (°C)	$T_{min}$ (°C)
01/03/1997	3,45	3,95	99,00	60,24	31,40	22,27	07/06/1997	4,04	3,32	100,00	63,66	30,45	19,85
02/03/1997	4,85	4,23	95,80	55,30	31,34	23,32	08/06/1997	4,11	3,13	100,00	64,00	30,00	21,06
05/03/1997	3,90	4,54	98,40	59,32	31,90	24,83	09/06/1997	3,67	3,01	100,00	65,85	29,88	20,13
06/03/1997	5,49	4,50	94,80	56,19	32,27	24,99	11/06/1997	4,26	3,97	100,00	53,74	30,82	21,99
07/03/1997	5,90	4,63	99,70	56,28	32,10	23,73	13/06/1997	3,27	3,19	100,00	64,33	29,80	20,54
08/03/1997	3,93	4,01	98,20	63,82	30,98	23,62	15/06/1997	3,90	3,56	100,00	61,82	30,27	19,61
11/03/1997	7,57	6,21	92,30	49,81	33,28	25,14	16/06/1997	4,26	3,69	100,00	56,72	31,09	20,33
13/03/1997	5,35	5,28	98,20	52,29	33,11	23,67	17/06/1997	3,58	3,31	100,00	62,86	30,89	21,93
14/03/1997	4,17	5,34	99,80	52,67	33,34	23,66	19/06/1997	5,53	4,12	100,00	53,63	30,61	20,32
15/03/1997	6,21	5,65	97,10	44,91	33,04	23,52	20/06/1997	4,04	3,64	100,00	58,85	31,18	22,73
16/03/1997	5,67	4,46	100,00	55,07	32,22	22,97	22/06/1997	4,65	4,21	100,00	54,76	30,48	23,22
18/03/1997	6,44	4,51	99,80	52,06	32,53	23,70	24/06/1997	4,44	3,93	100,00	55,57	31,00	20,61
20/03/1997	5,90	4,85	94,10	55,17	33,09	24,95	25/06/1997	4,49	4,04	100,00	54,80	30,66	21,91
23/03/1997	5,21	3,11	100,00	68,96	30,21	23,54	26/06/1997	4,90	4,54	100,00	49,74	31,50	20,46
29/03/1997	5,65	3,73	100,00	62,67	30,56	22,41	28/06/1997	4,22	3,50	99,80	63,13	30,17	22,33
30/03/1997	6,28	3,72	100,00	59,01	31,75	23,16	29/06/1997	4,49	3,78	100,00	54,53	30,55	20,21
01/04/1997	4,76	3,11	100,00	66,19	30,12	23,10	06/03/1998	5,37	3,77	100,00	63,41	32,17	25,72
05/04/1997	3,38	2,60	100,00	77,20	29,40	23,41	07/03/1998	4,94	3,49	100,00	67,36	31,51	24,67
07/04/1997	4,85	3,81	100,00	64,59	30,87	24,57	08/03/1998	5,67	4,12	100,00	58,29	33,06	23,46
08/04/1997	5,26	3,24	100,00	69,15	30,73	23,47	12/03/1998	4,09	3,15	100,00	69,43	31,41	23,90
16/04/1997	5,26	3,73	100,00	62,03	31,19	22,28	15/03/1998	4,76	3,37	100,00	65,04	31,87	25,11
17/04/1997	5,58	4,16	100,00	56,24	31,36	21,99	29/03/1998	3,82	3,30	100,00	67,46	30,80	24,30
19/04/1997	4,99	3,65	100,00	59,75	31,04	21,66	03/04/1998	4,22	3,16	100,00	72,60	31,86	23,58
20/04/1997	4,50	3,32	100,00	63,38	31,23	21,82	04/04/1998	4,34	3,86	100,00	62,05	32,08	25,09
21/04/1997	5,40	3,66	100,00	55,59	32,44	23,28	05/04/1998	4,44	3,83	100,00	63,16	32,61	23,88
27/04/1997	4,84	3,12	100,00	67,80	30,67	23,01	06/04/1998	5,22	4,04	100,00	57,87	32,74	24,11
28/04/1997	4,99	2,90	100,00	71,40	30,99	22,80	10/04/1998	4,26	3,50	100,00	66,12	32,15	24,97
29/04/1997	4,08	2,91	100,00	68,23	30,53	22,95	11/04/1998	4,67	3,46	100,00	67,60	31,97	24,37
30/04/1997	3,74	2,81	100,00	69,37	30,51	22,77	15/04/1998	4,04	3,38	100,00	66,50	31,90	25,26
01/05/1997	5,11	3,52	100,00	59,14	30,85	23,33	16/04/1998	4,44	3,41	100,00	65,05	31,93	24,60
07/05/1997	2,64	2,56	100,00	77,30	28,70	22,88	21/04/1998	5,90	4,19	100,00	56,74	33,02	23,65
08/05/1997	3,66	2,84	100,00	71,40	30,06	22,36	22/04/1998	4,99	4,18	100,00	58,75	32,67	24,55
09/05/1997	4,13	3,36	100,00	59,09	31,36	21,97	24/04/1998	3,90	3,14	100,00	71,90	31,58	23,38
11/05/1997	2,76	2,78	100,00	70,20	29,96	22,76	26/04/1998	2,59	2,70	100,00	74,30	31,45	23,35
12/05/1997	4,26	3,20	100,00	60,09	31,16	22,35	29/04/1998	3,74	2,87	100,00	72,30	31,44	23,70
14/05/1997	2,81	2,40	100,00	74,60	29,67	22,26	30/04/1998	4,41	3,32	100,00	68,21	31,68	24,79
15/05/1997	3,70	2,93	100,00	66,39	30,59	22,49	03/05/1998	4,30	3,03	100,00	71,00	31,64	24,71
21/05/1997	2,31	2,64	100,00	75,50	28,31	22,14	05/05/1998	4,44	3,65	100,00	62,63	31,82	23,48
22/05/1997	2,76	2,90	100,00	73,10	28,76	21,78	12/05/1998	5,03	3,85	100,00	58,25	32,23	23,91
26/05/1997	4,13	3,13	100,00	63,56	30,41	21,04	14/05/1998	4,76	4,60	100,00	52,02	32,19	24,98
27/05/1997	3,67	3,29	100,00	66,01	30,63	21,91	16/05/1998	4,63	4,00	98,10	58,44	32,13	24,67
29/05/1997	3,53	3,25	100,00	64,42	29,46	22,42	17/05/1998	4,76	3,26	100,00	65,32	31,76	22,57
01/06/1997	3,63	2,98	100,00	67,80	30,31	21,95	19/05/1998	3,35	3,53	100,00	68,19	31,63	24,72
05/06/1997	3,66	3,25	100,00	64,99	30,79	20,83	21/05/1998	4,54	3,58	100,00	64,07	31,59	23,85

APÊNDICE 5 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE O POTENCIAL HÍDRICO ATMOSFÉRICO ( $\psi_{ar}$ ) E A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA CALCULADA COM O MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH ASCE ( $ET_{oPM}$ ) PARA O PERÍODO MENSAL

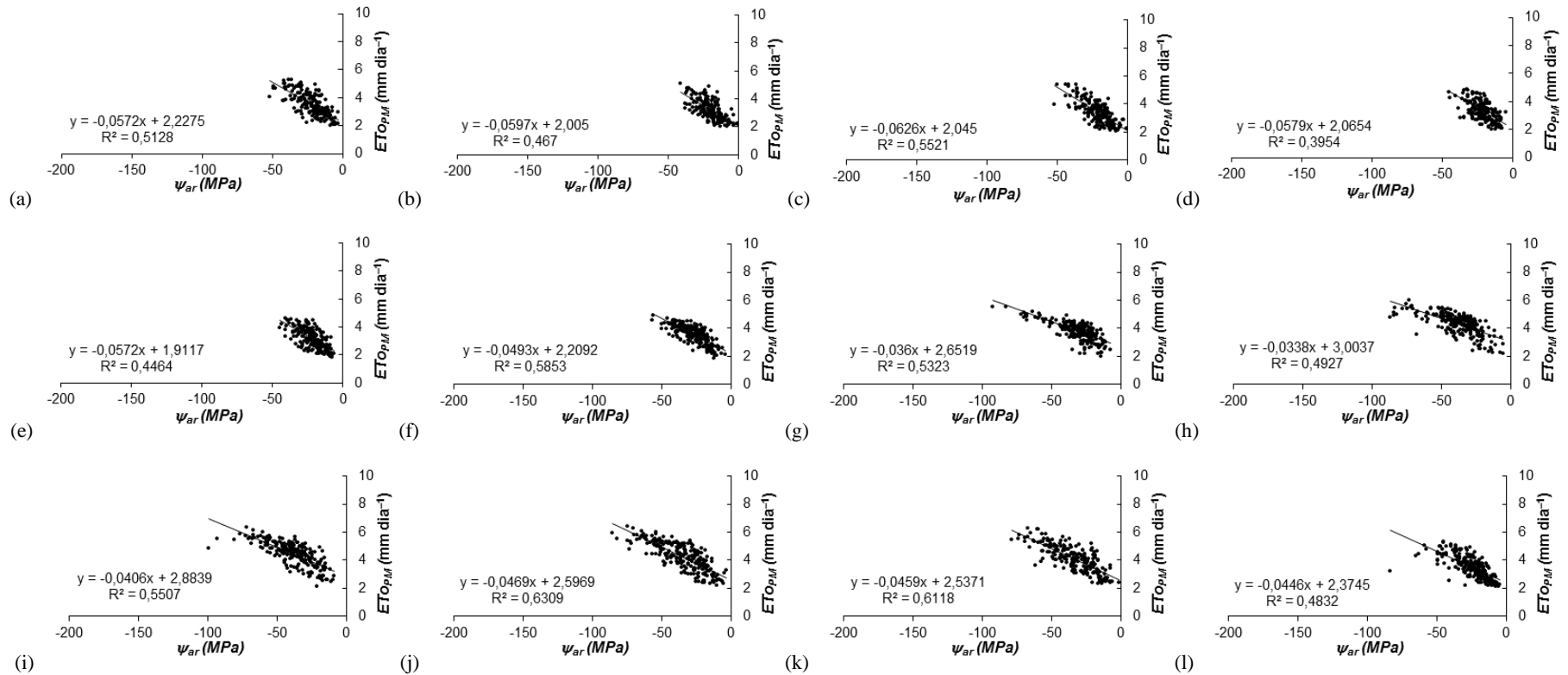


Figura A5.1 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{oPM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Manaus, tipo climático Af, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

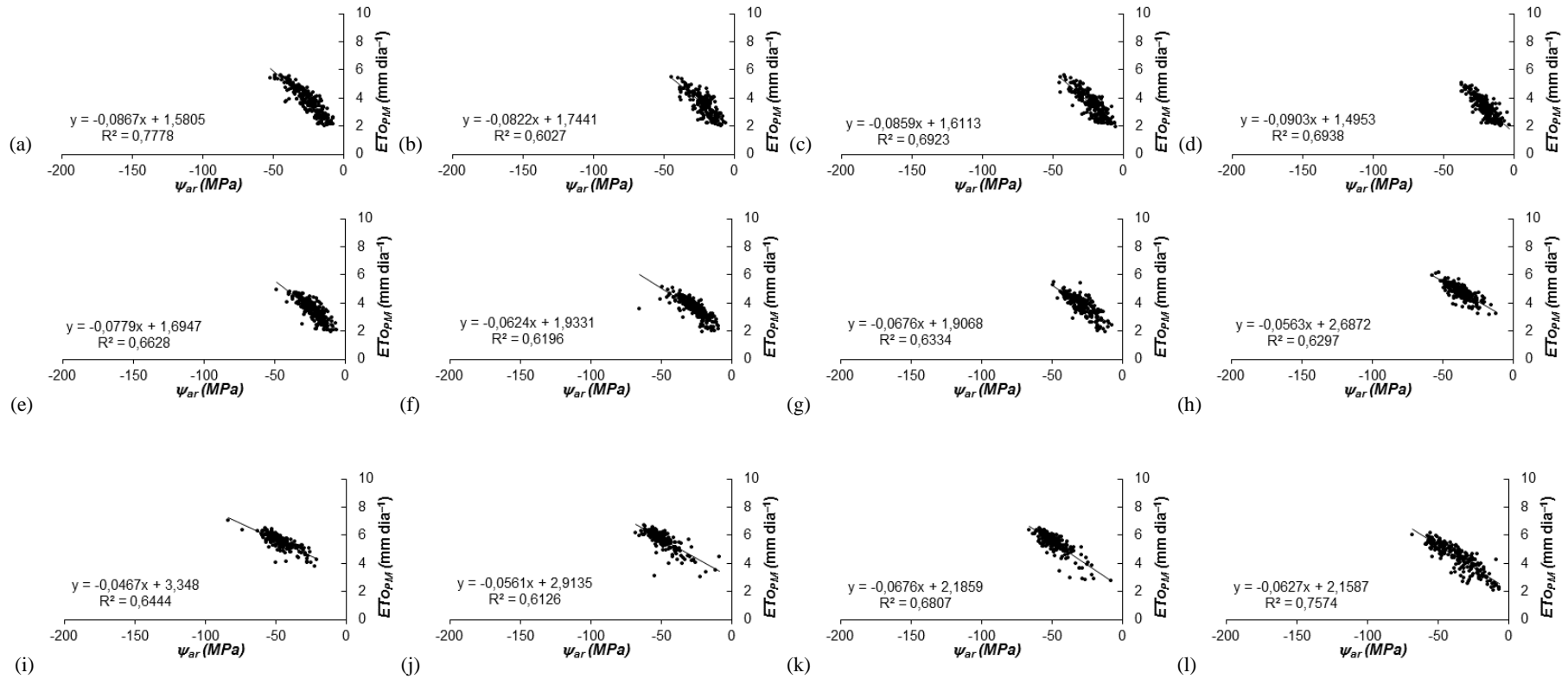


Figura A5.2 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OP_M}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Macapá, tipo climático *Am*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.



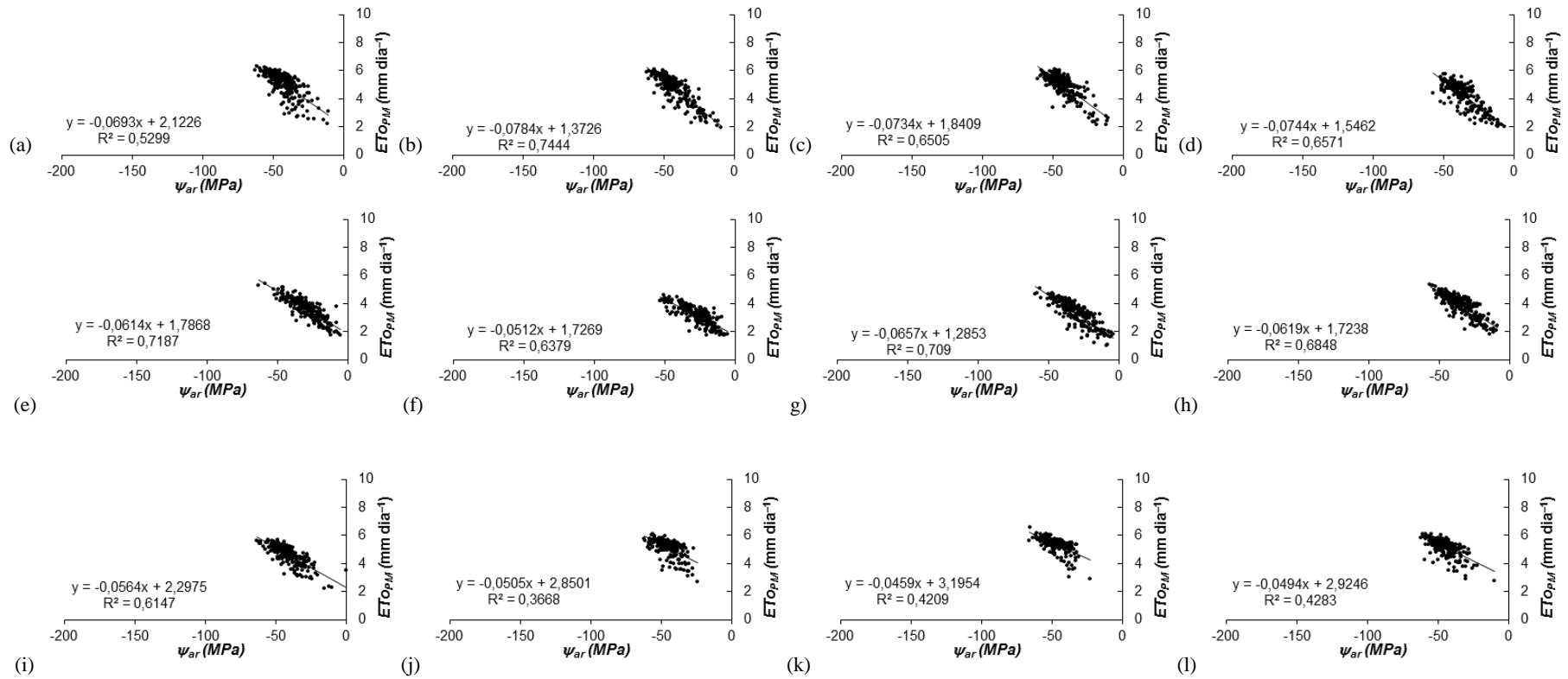


Figura A5.3 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de João Pessoa, tipo climático As, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

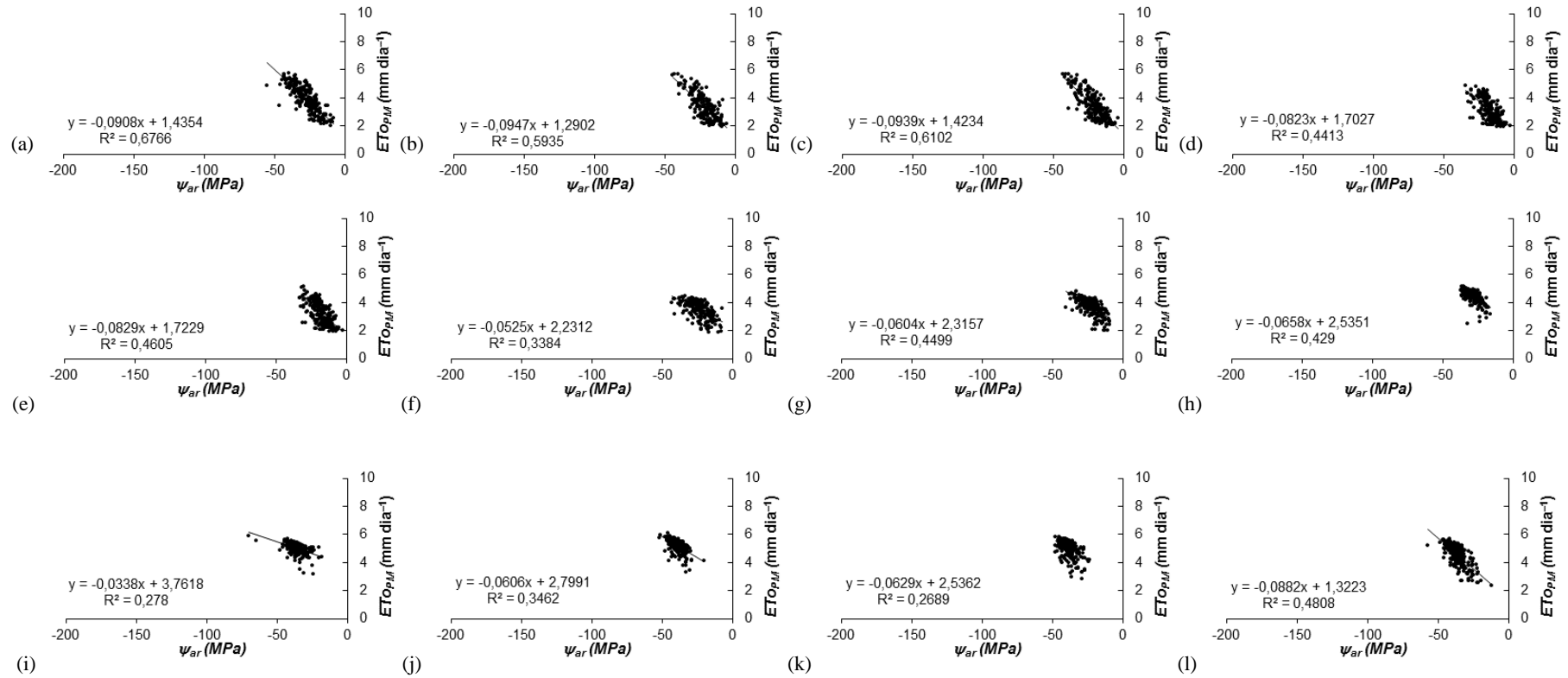


Figura A5.4 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de São Luís, tipo climático Aw, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

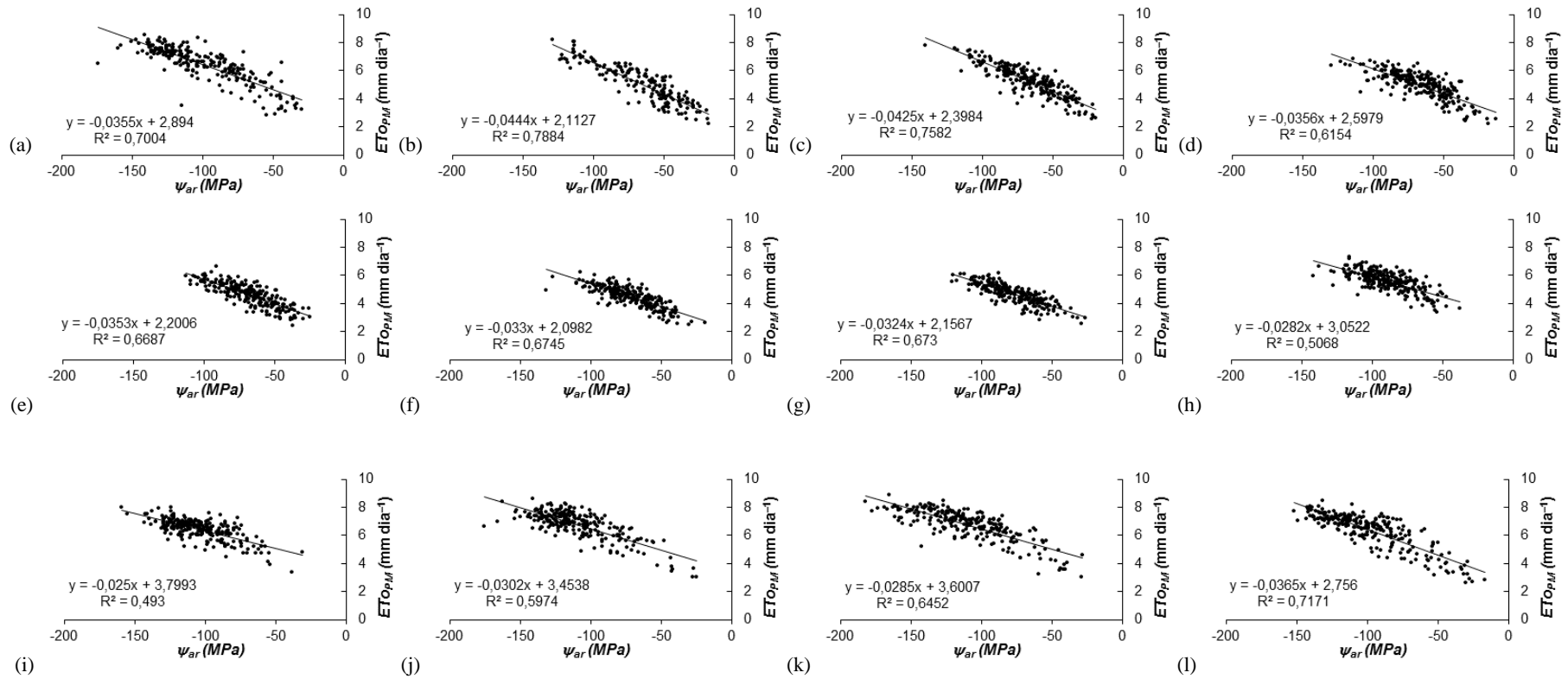


Figura A5.5 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ETo_{PM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Petrolina, tipo climático *Bsh*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

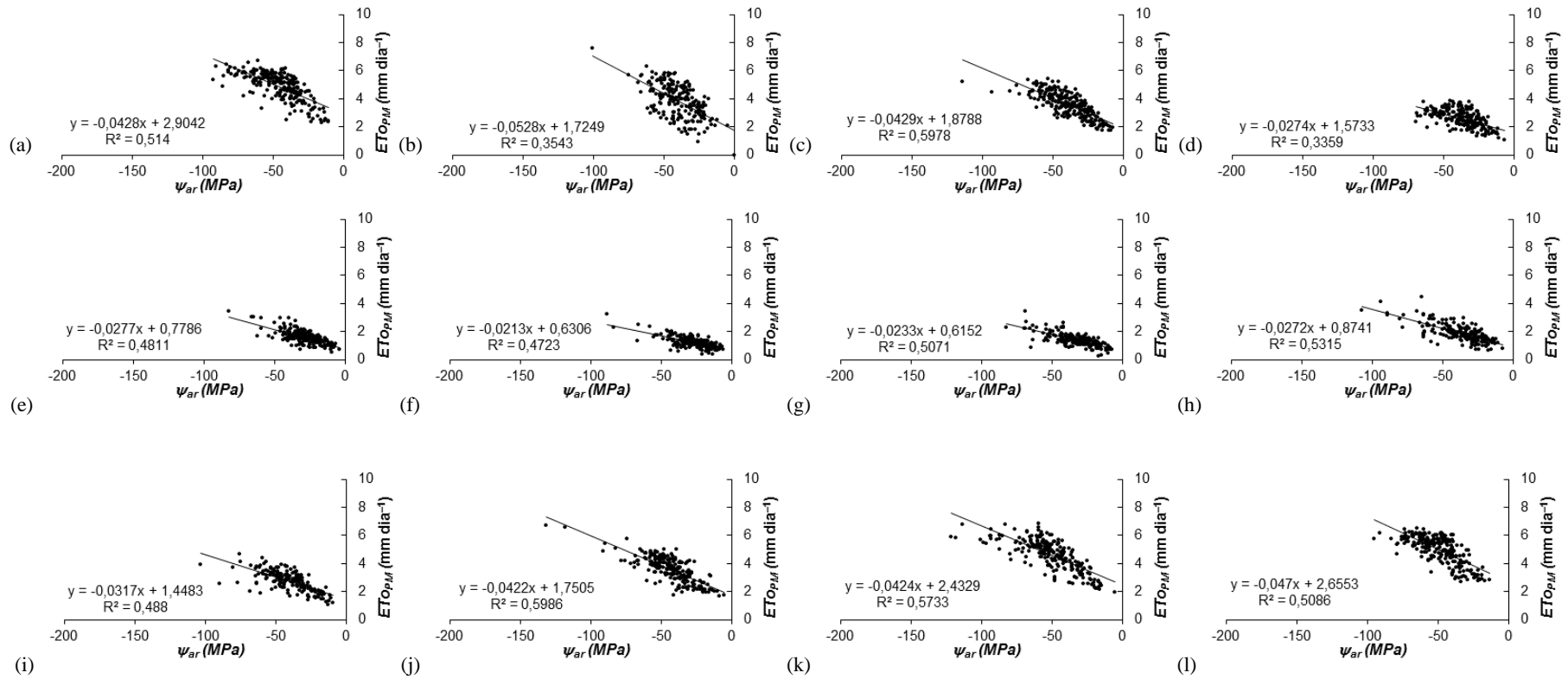


Figura A5.6 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{0PM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Porto Alegre, tipo climático *Cfa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

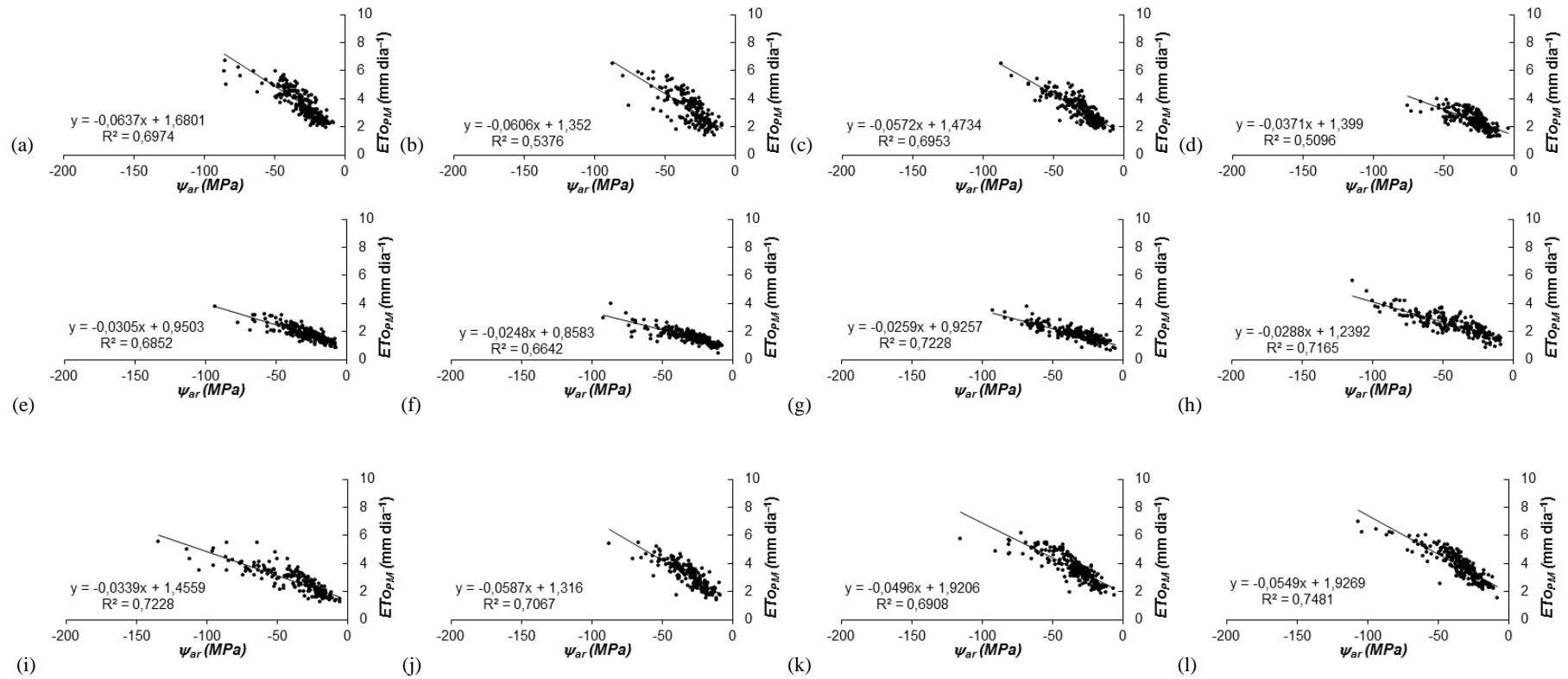


Figura A5.7 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{oPM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Curitiba, tipo climático *Cfb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

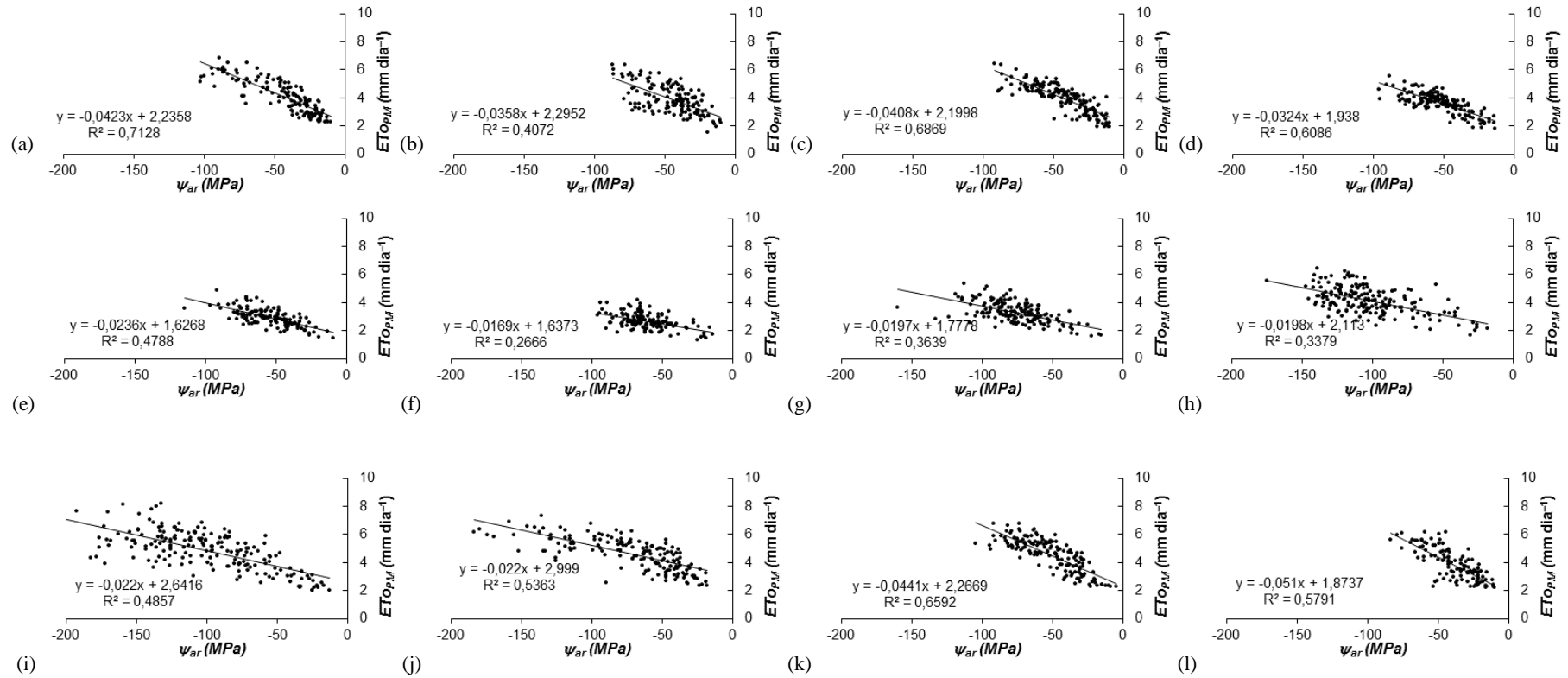


Figura A5.8 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{0PM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Uberaba, tipo climático *Cwa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

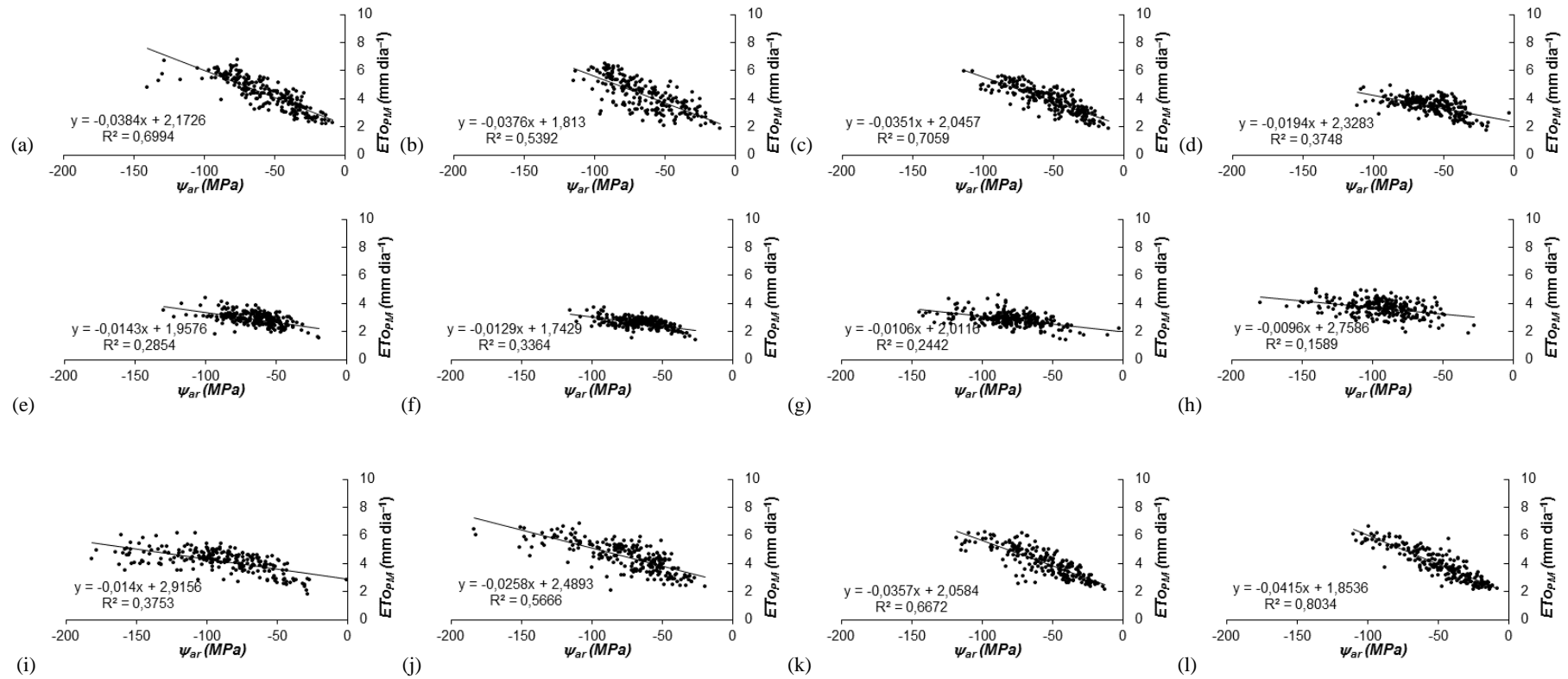


Figura A5.9 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Belo Horizonte, tipo climático *Cwb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

**APÊNDICE 6 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ESTIMADA COM OS MÉTODOS ALTERNATIVO ( $ET_{O_{MJ}(\text{var})}$ ) E PADRÃO ( $ET_{O_{PM}}$ ) PARA O PERÍODO MENSAL**

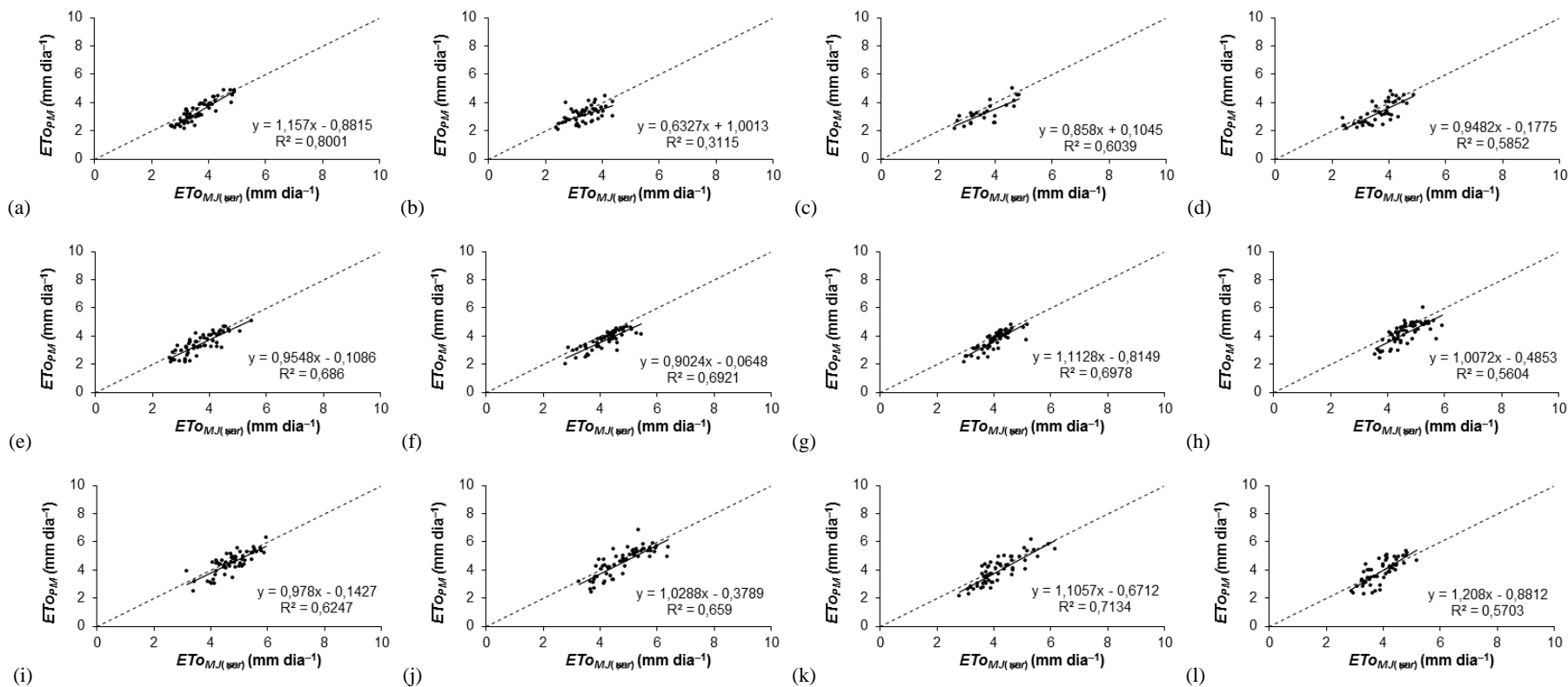


Figura A6.1 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}(\text{var})}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Manaus, tipo climático Af, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.



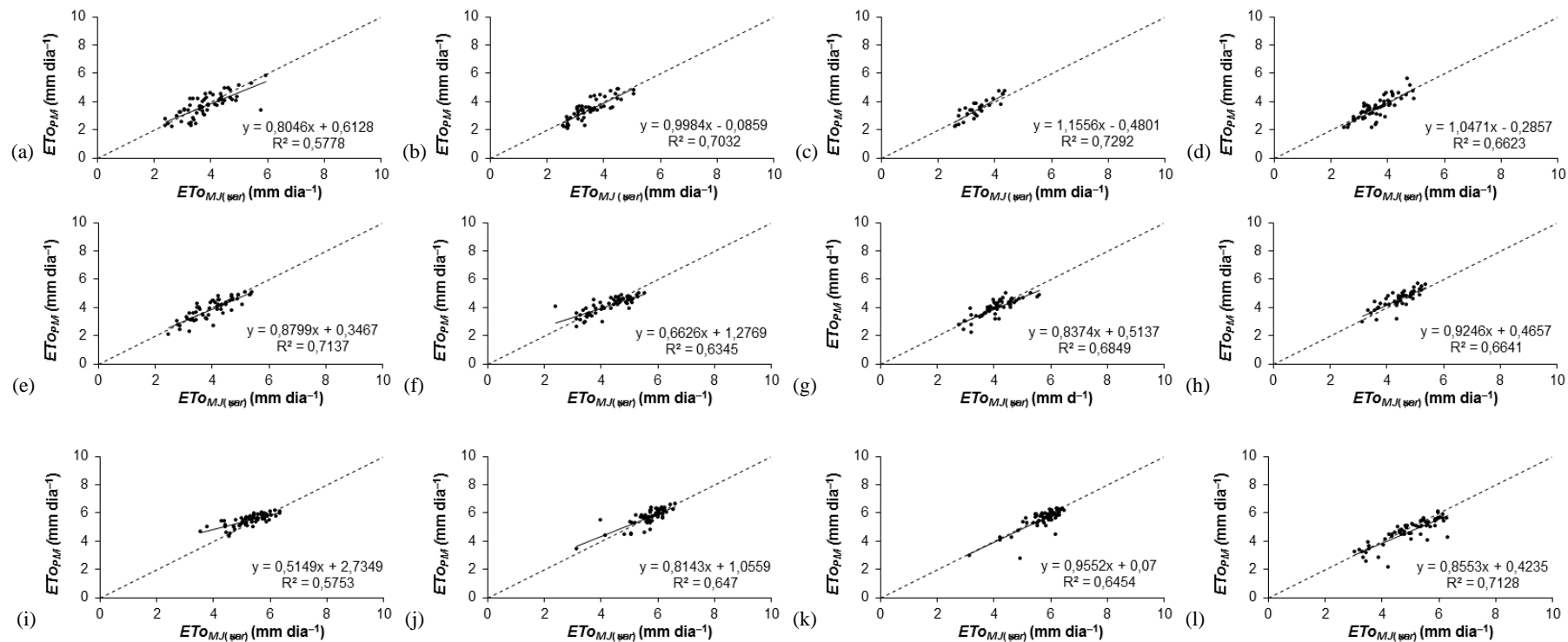


Figura A6.2 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0,MJ(year)}$  vs  $ET_{0,PM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Macapá, tipo climático *Am*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

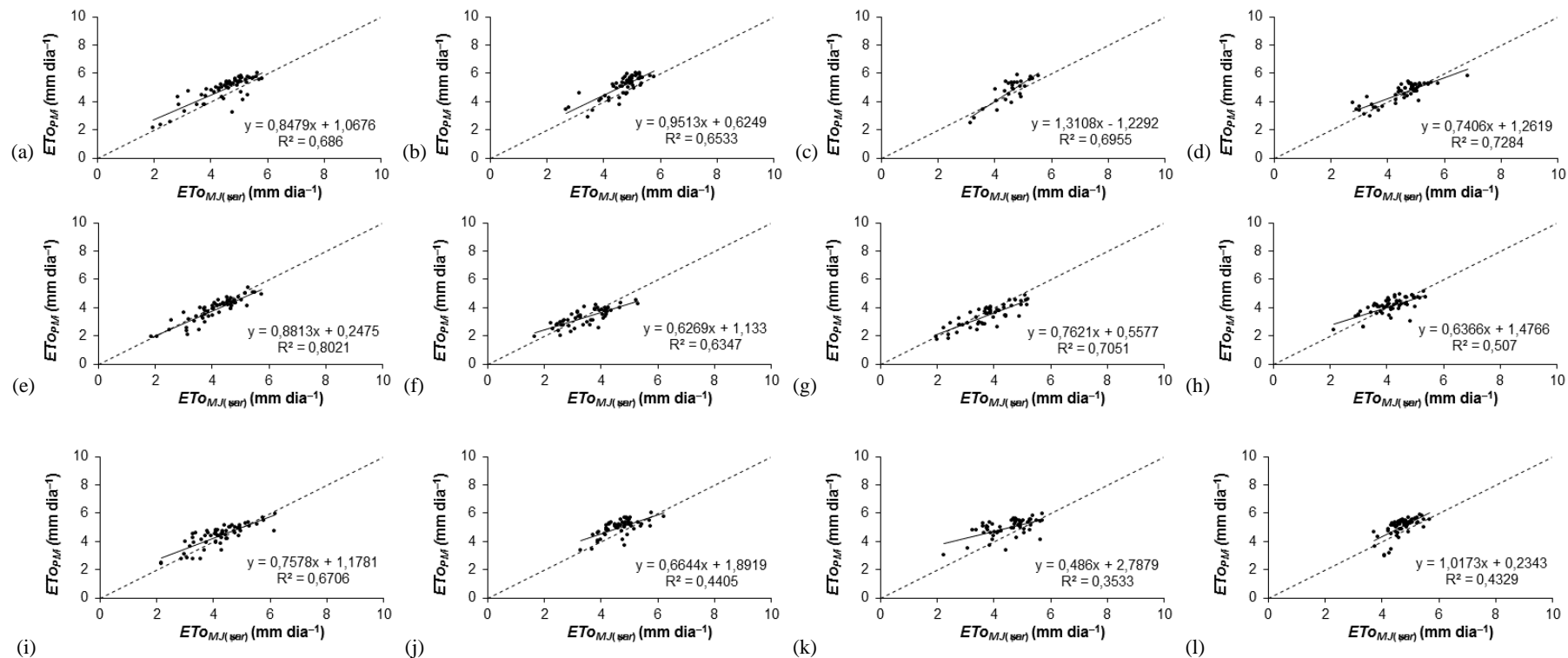


Figura A6.3 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{MJ(year)}$  vs  $ET_{OPM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de João Pessoa, tipo climático  $As$ , nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

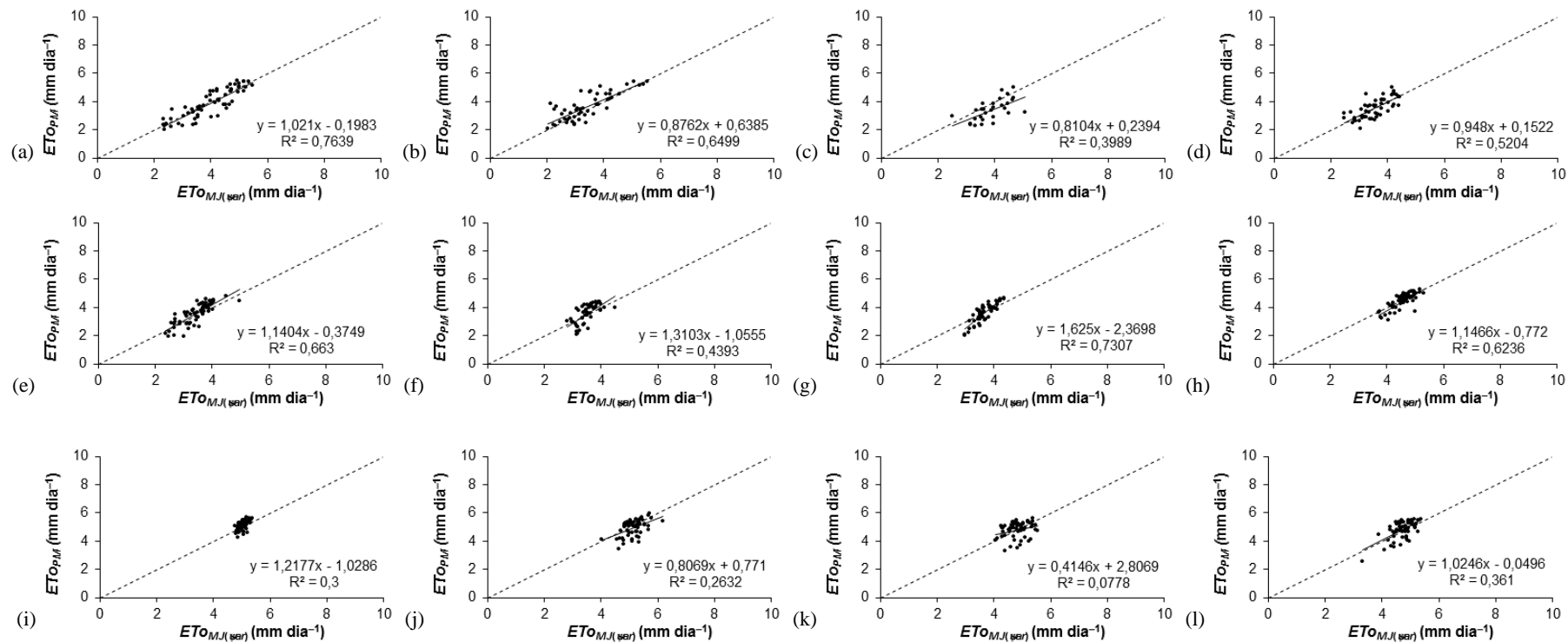


Figura A6.4 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{OMJ(Year)}$  vs  $ET_{OPM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de São Luís, tipo climático Aw, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

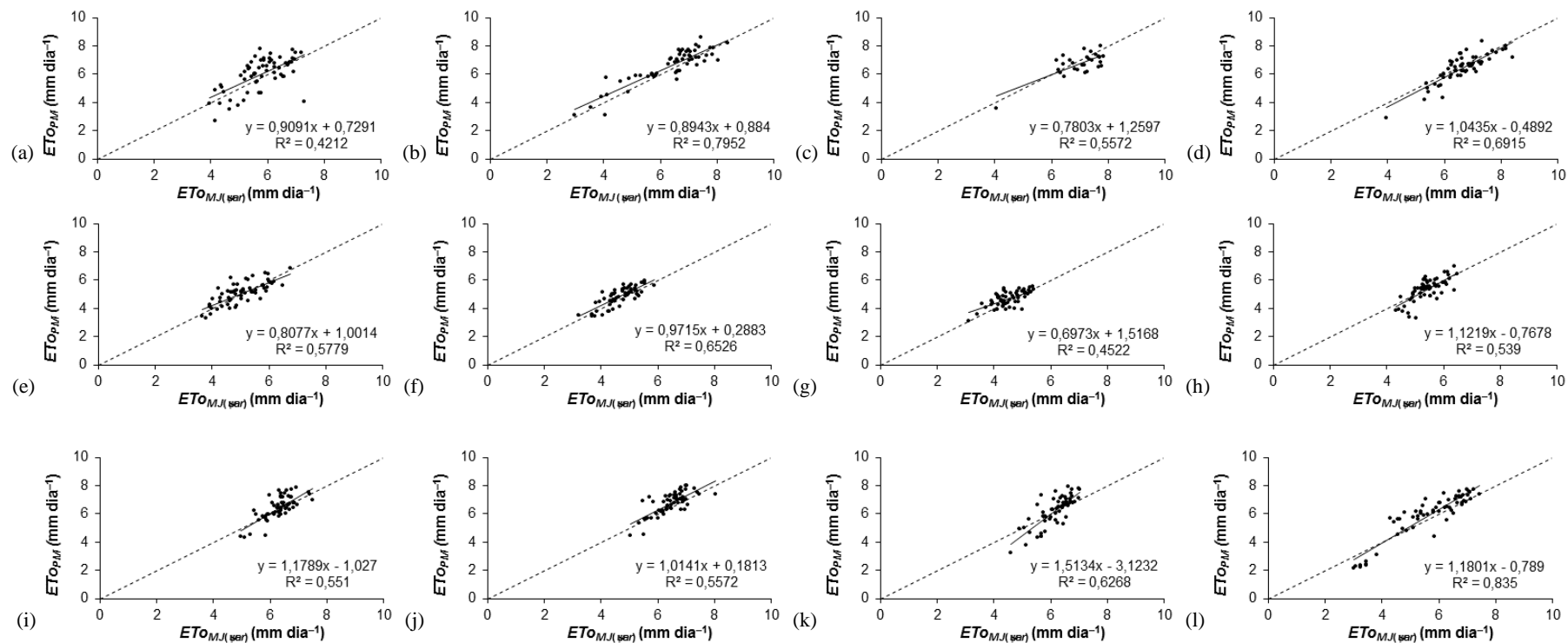


Figura A6.5 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0_{MJ(year)}}$  vs  $ET_{0_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Petrolina, tipo climático *Bsh*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

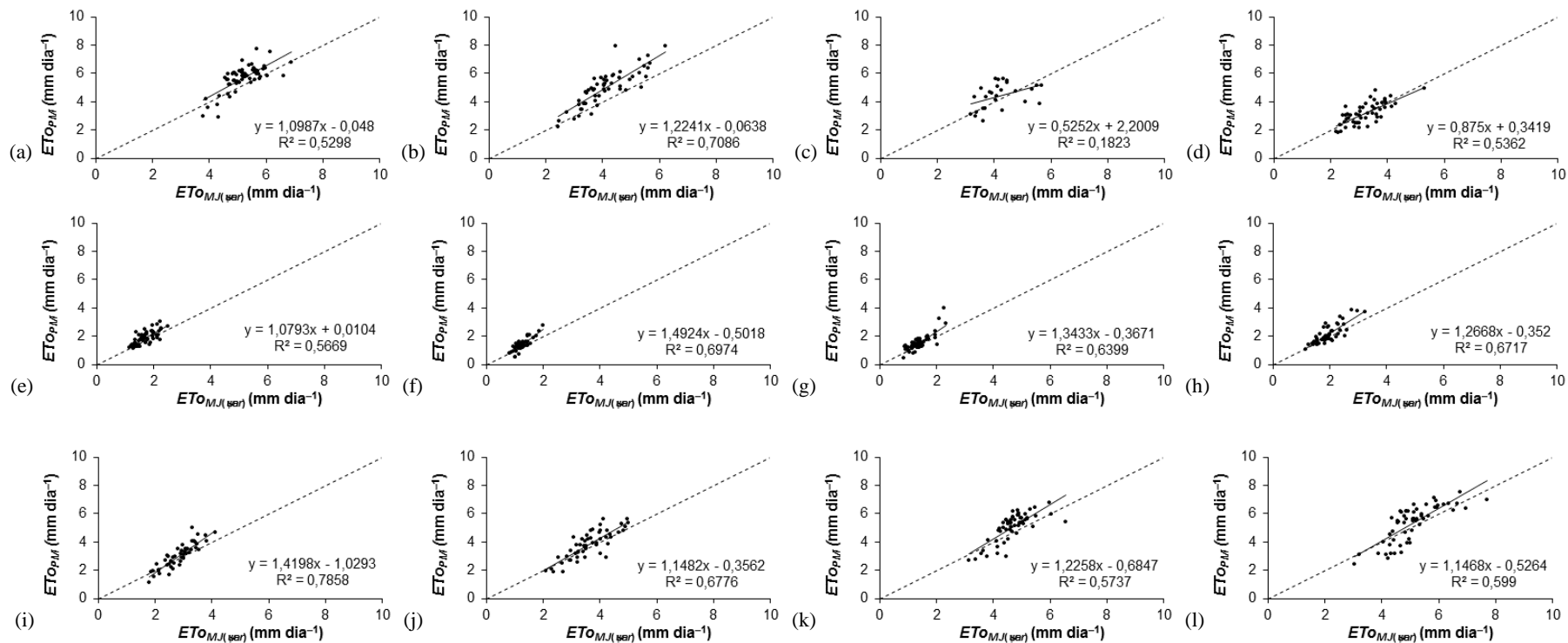


Figura A6.6 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}(\text{year})$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Porto Alegre, tipo climático *Cfa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

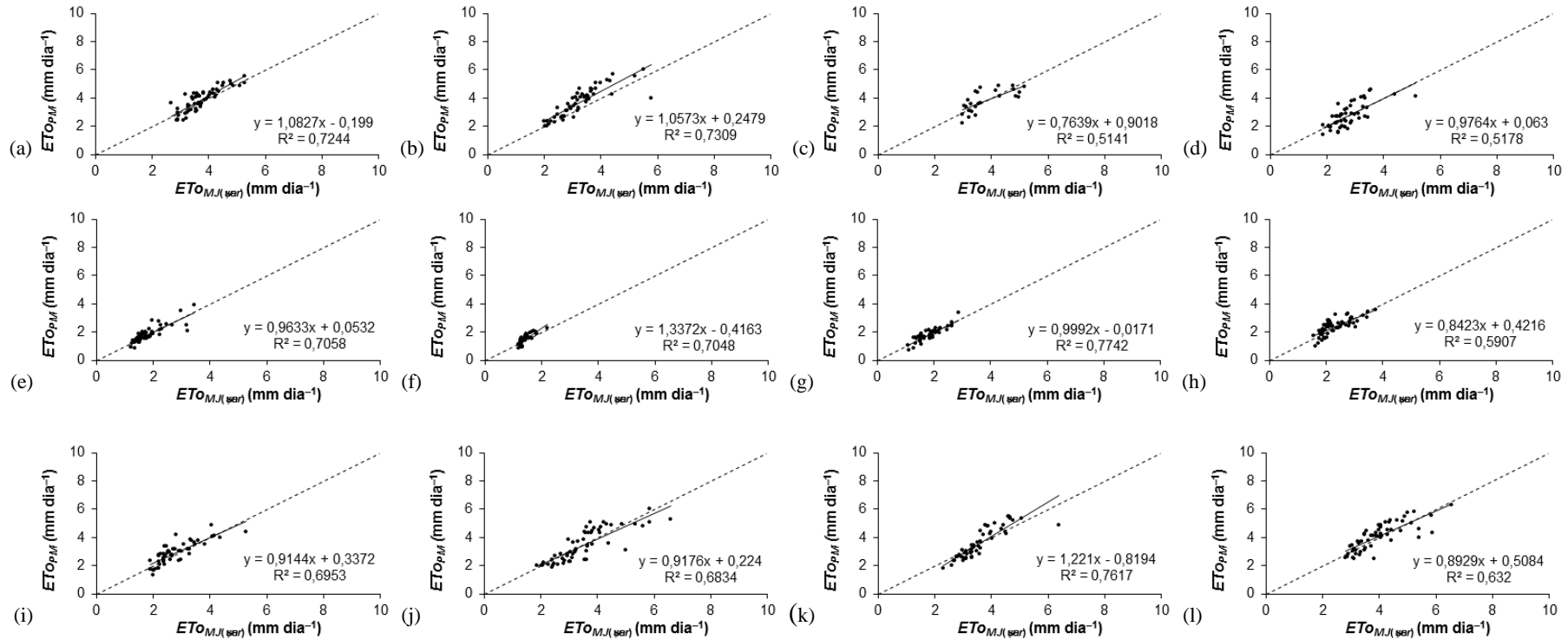


Figura A6.7 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0_{MJ(year)}}$  vs  $ET_{0_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Curitiba, tipo climático *Cfb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

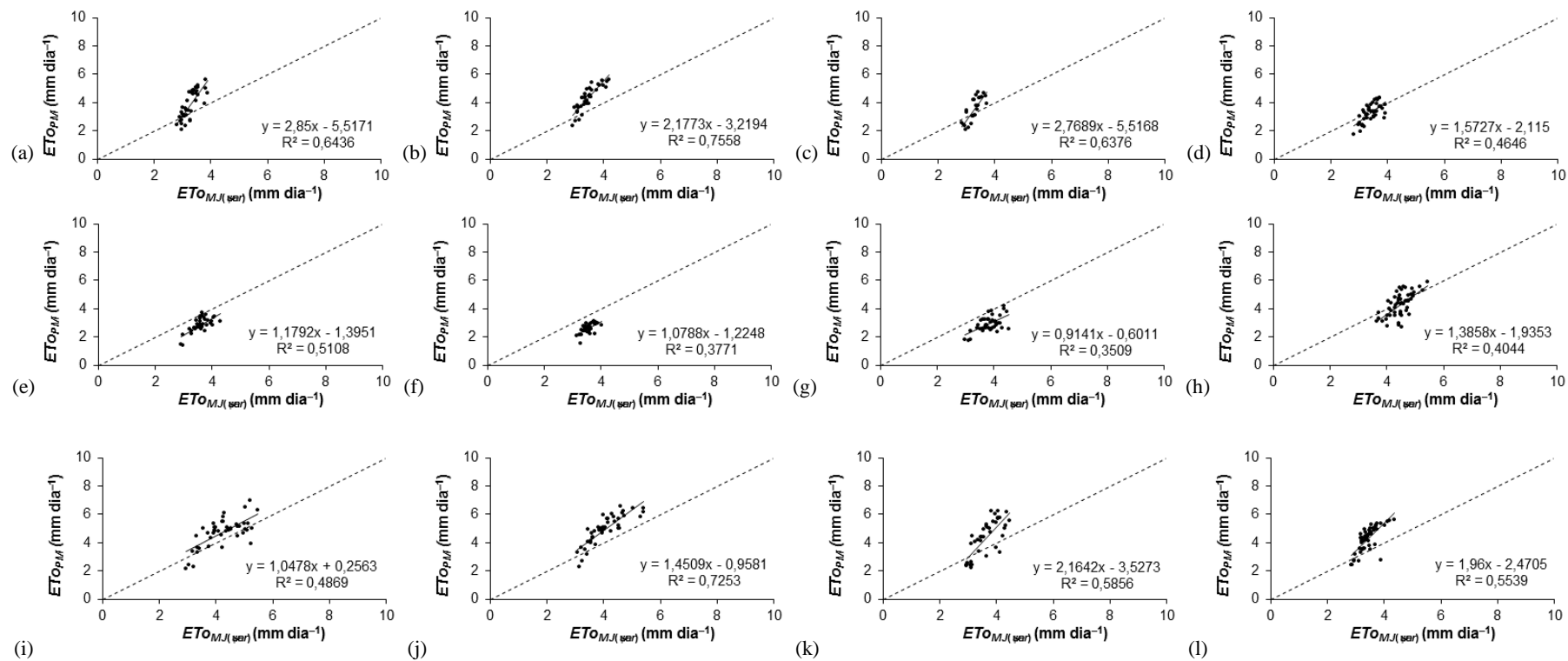


Figura A6.8 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ETo_{MJ(Year)}$  vs  $ETo_{PM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Uberaba, tipo climático *Cwa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

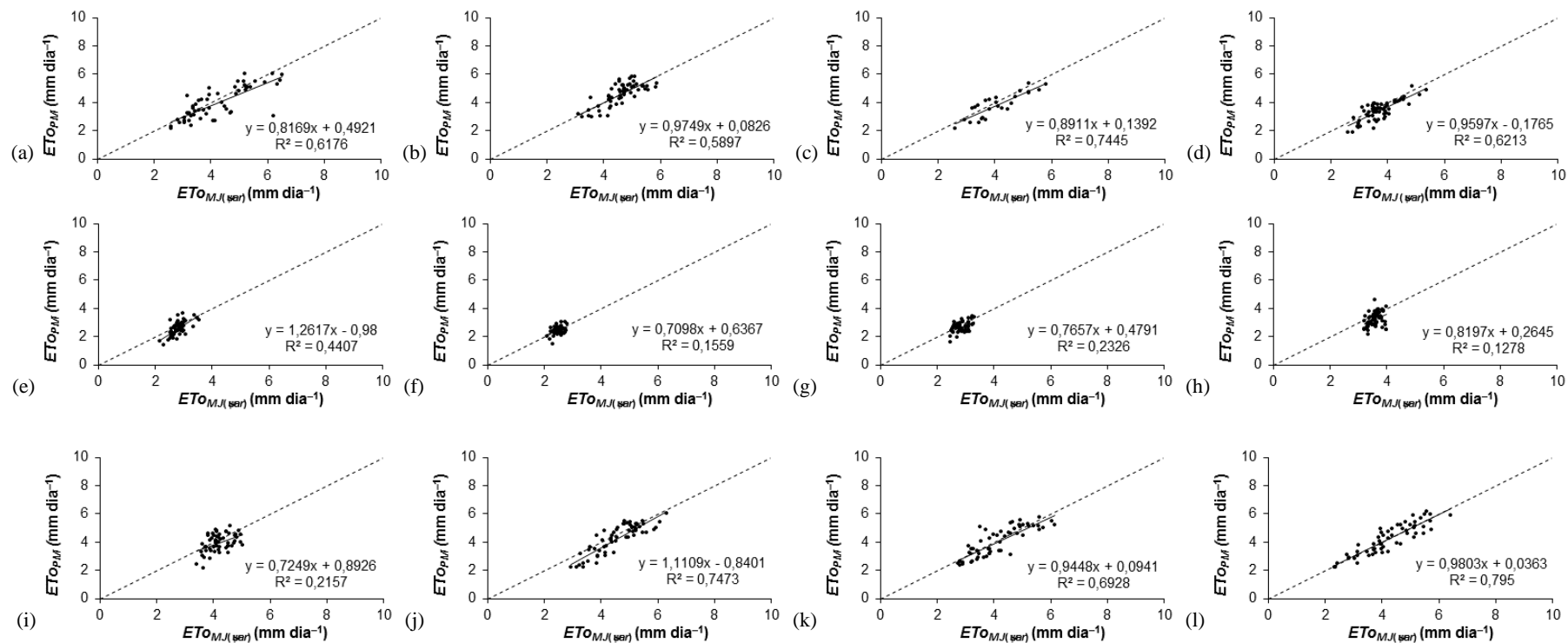


Figura A6.9 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ETo_{MJ(Year)}$  vs  $ETo_{PM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Belo Horizonte, tipo climático *Cwb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.



**APÊNDICE 7 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ESTIMADA COM OS MÉTODOS ALTERNATIVO ( $ET_{o_{MJ}}$ ) E PADRÃO ( $ET_{o_{PM}}$ ) PARA O PERÍODO MENSAL**

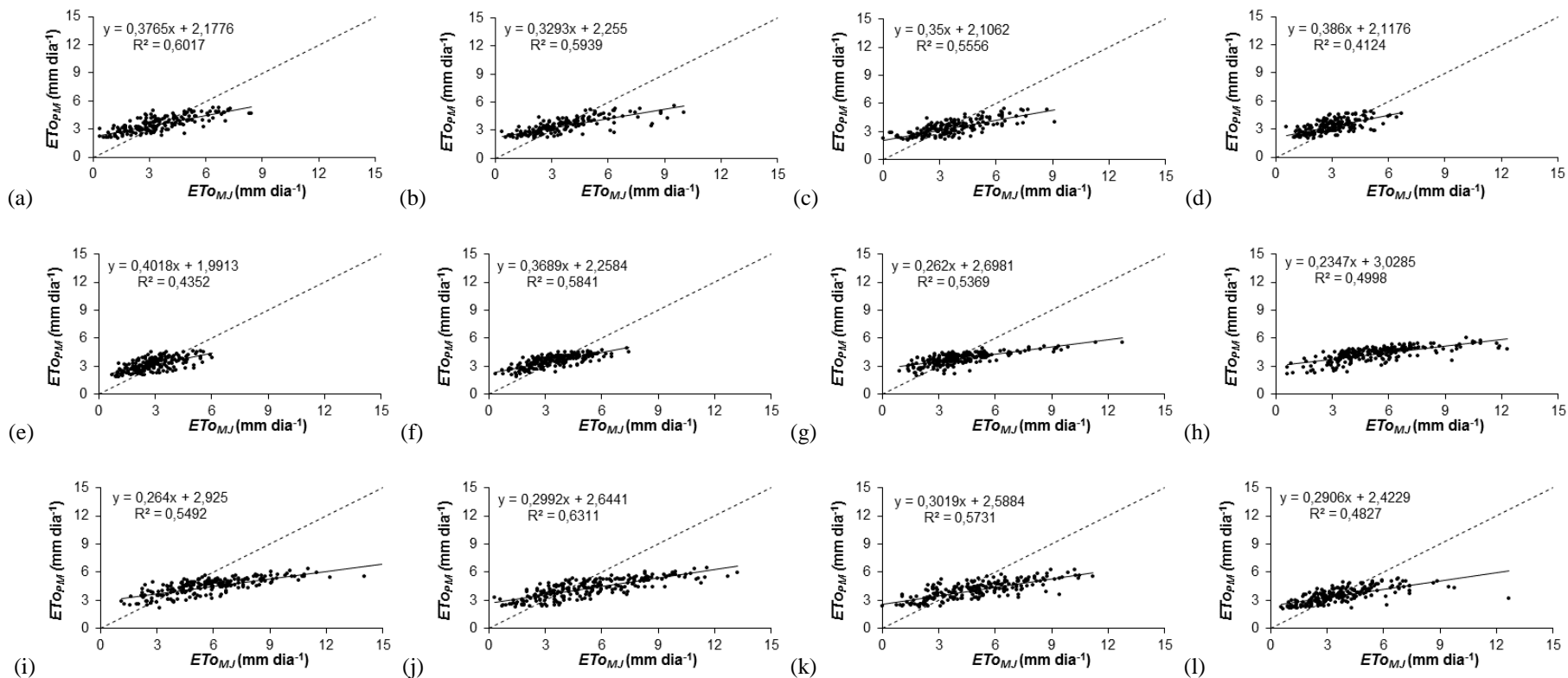


Figura A7.1 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{o_{MJ}}$  vs  $ET_{o_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Manaus, tipo climático Af, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

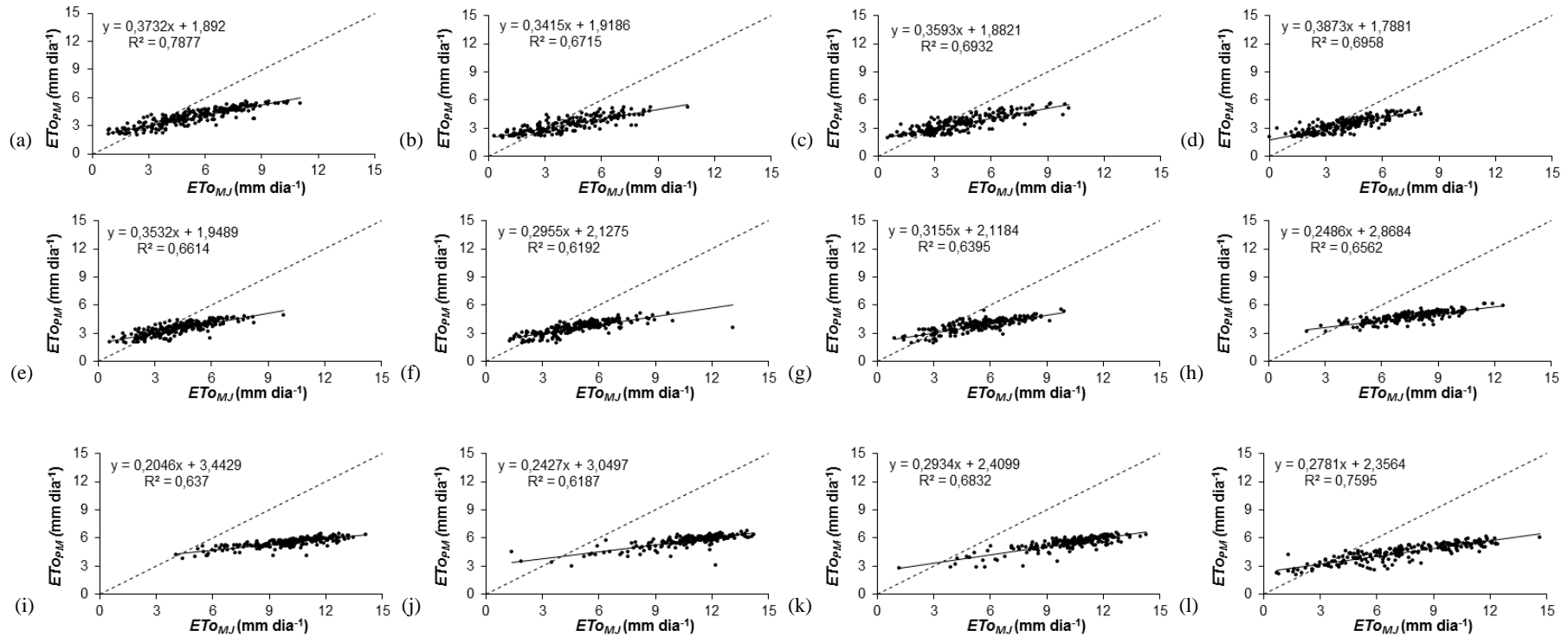


Figura A7.2 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Macapá, tipo climático *Am*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

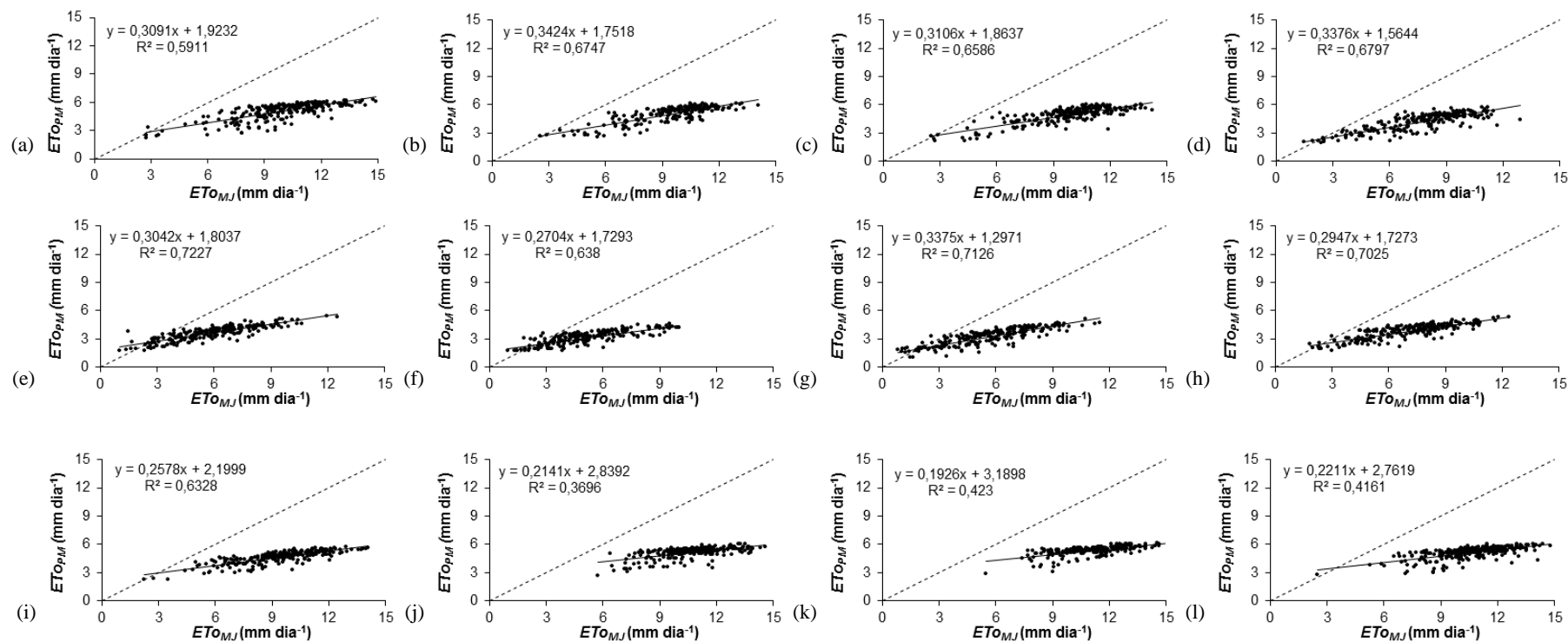


Figura A7.3 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de João Pessoa, tipo climático *As*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

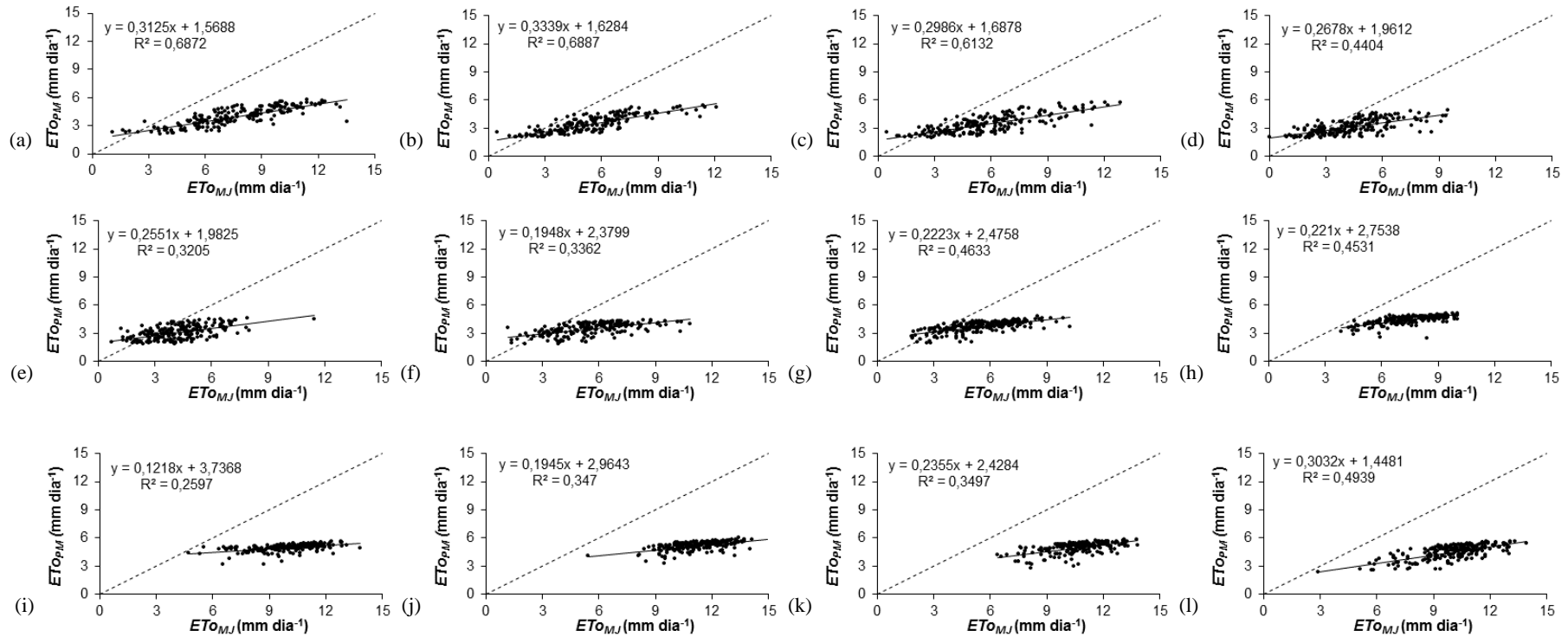


Figura A7.4 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de São Luís, tipo climático  $A_w$ , nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

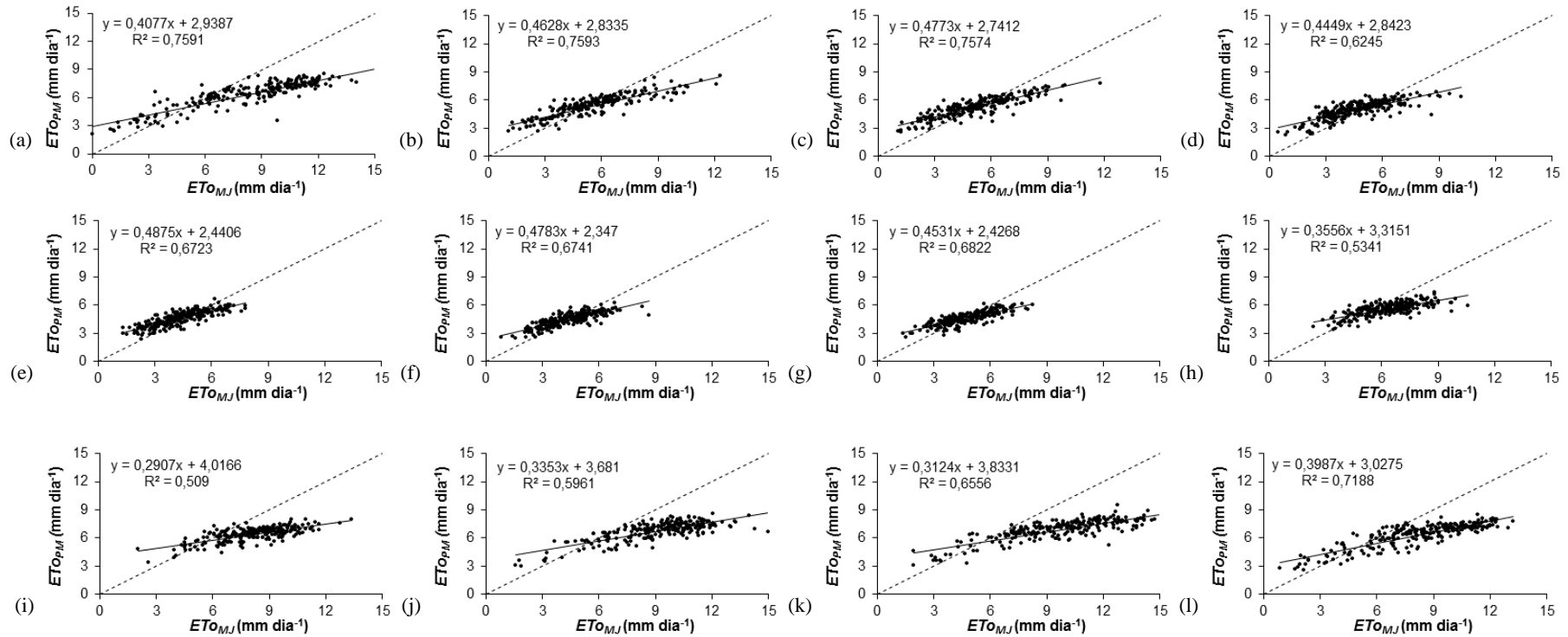


Figura A7.5 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Petrolina, tipo climático *Bsh*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

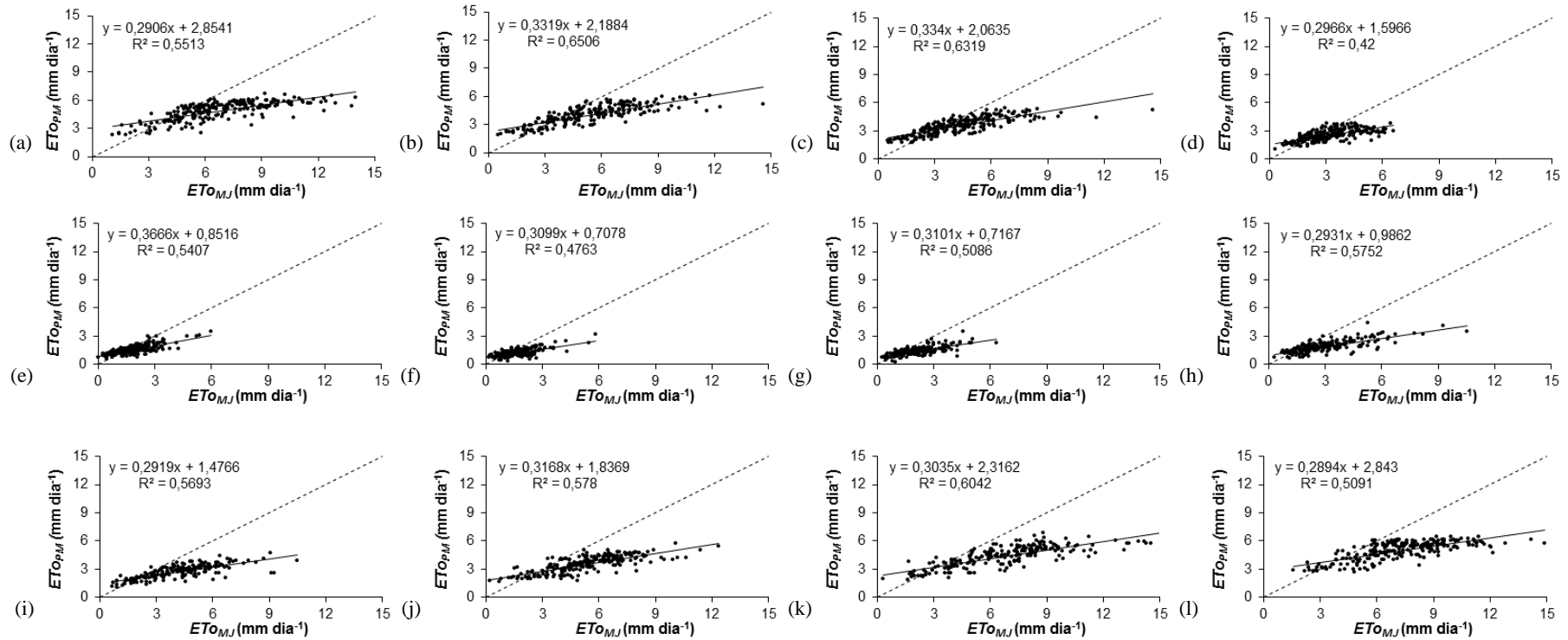


Figura A7.6 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Porto Alegre, tipo climático *Cfa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

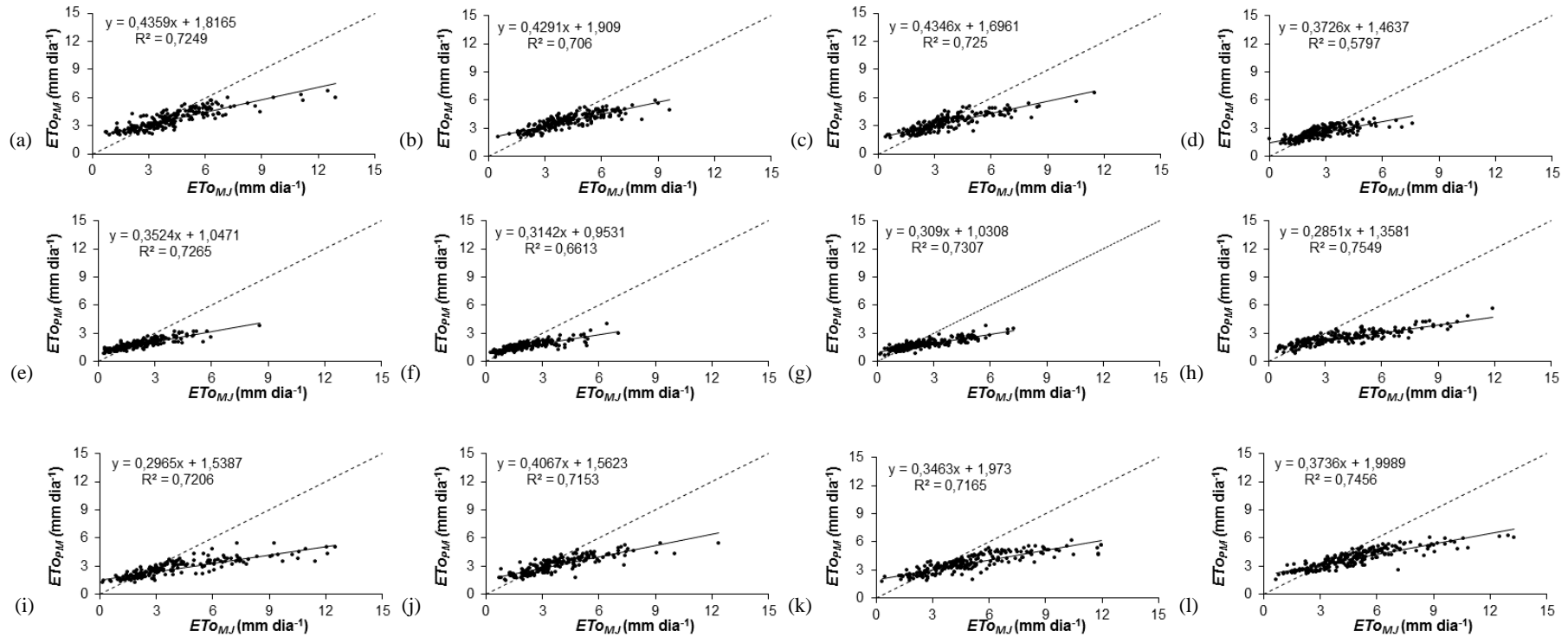


Figura A7.7 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Curitiba, tipo climático *Cfb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

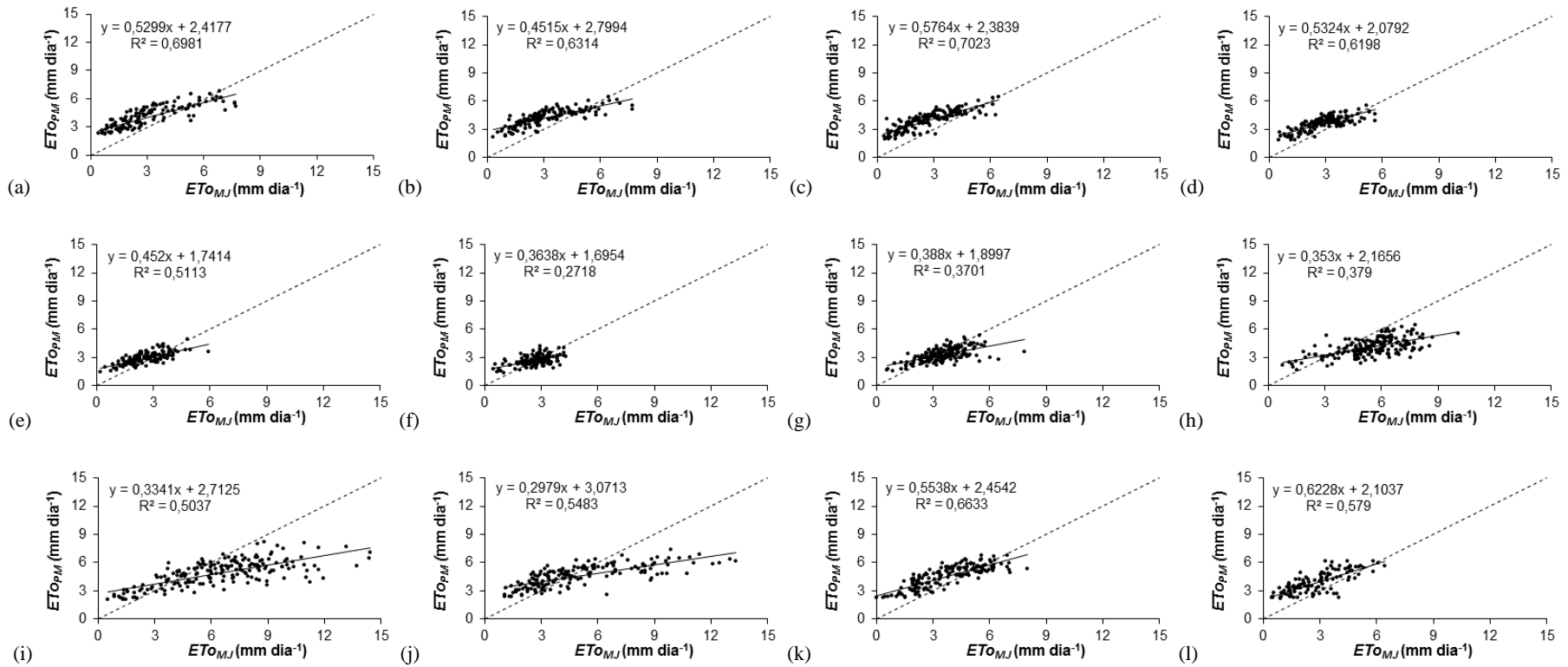


Figura A7.8 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Uberaba, tipo climático *Cwa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.



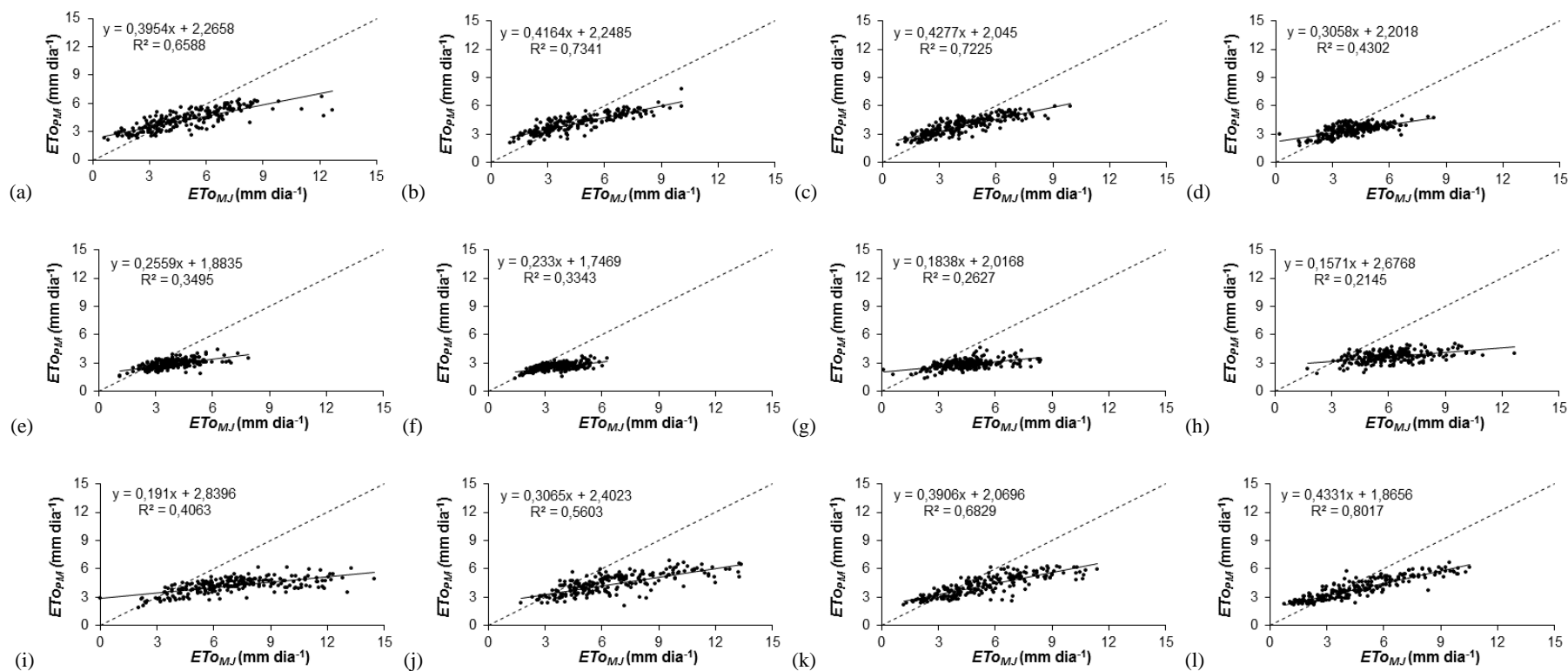


figura A7.9 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{MJ}$  vs  $ET_{PM}$ , entre 2004 e 2011, para a estação de Belo Horizonte, tipo climático  $Cwb$ , nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

**APÊNDICE 8 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ESTIMADA COM OS MÉTODOS ALTERNATIVO ( $ET_{o_{MJc}}$ ) E PADRÃO ( $ET_{o_{PM}}$ ) PARA O PERÍODO MENSAL**

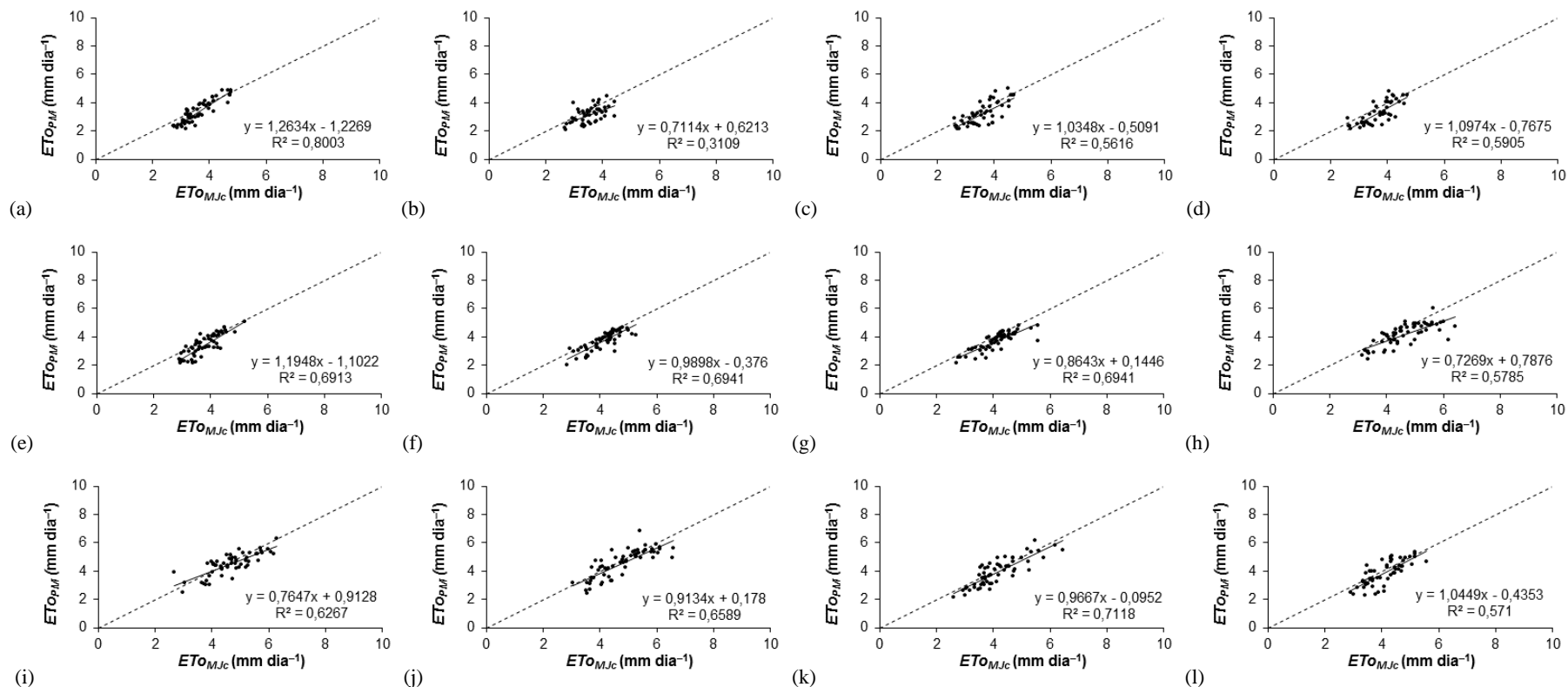


Figura A8.1 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{o_{MJc}}$  vs  $ET_{o_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Manaus, tipo climático Af, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

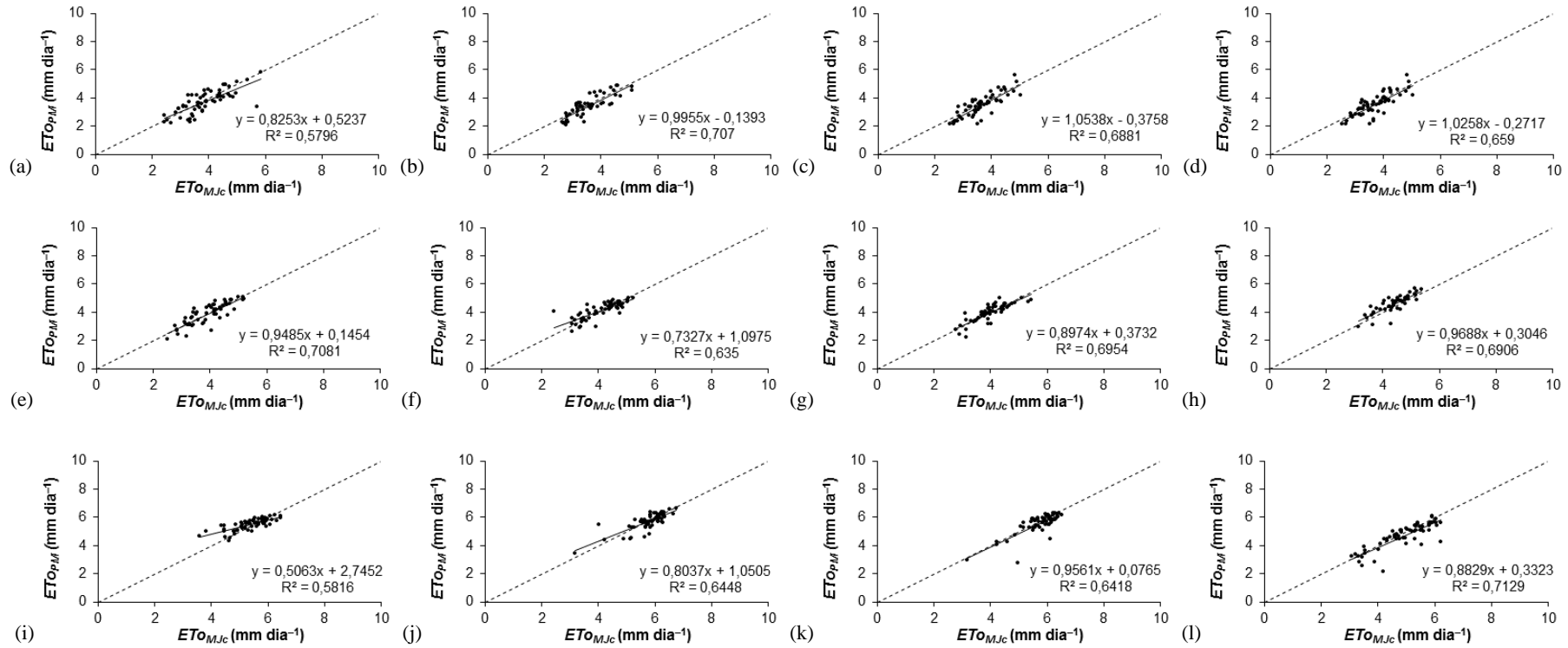


Figura A8.2 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJc}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Macapá, tipo climático *Am*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

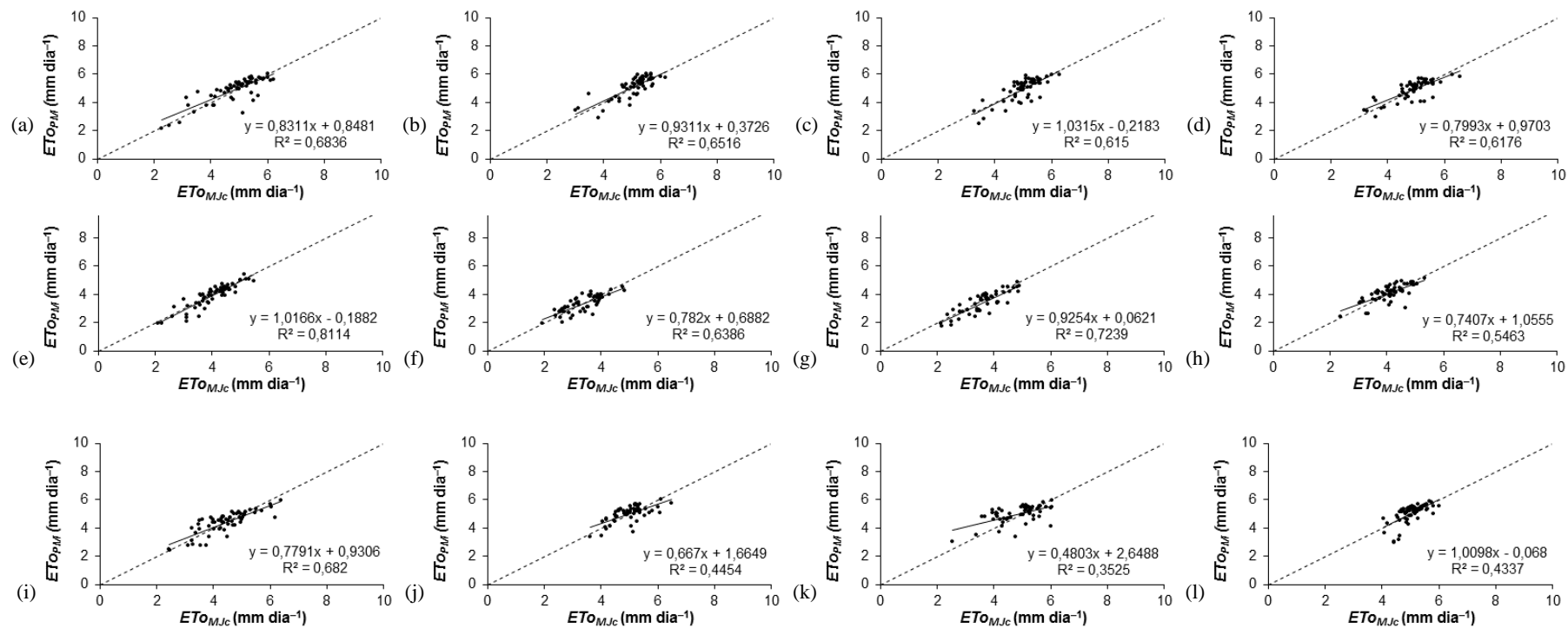


Figura A8.3 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJc}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de João Pessoa, tipo climático *As*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

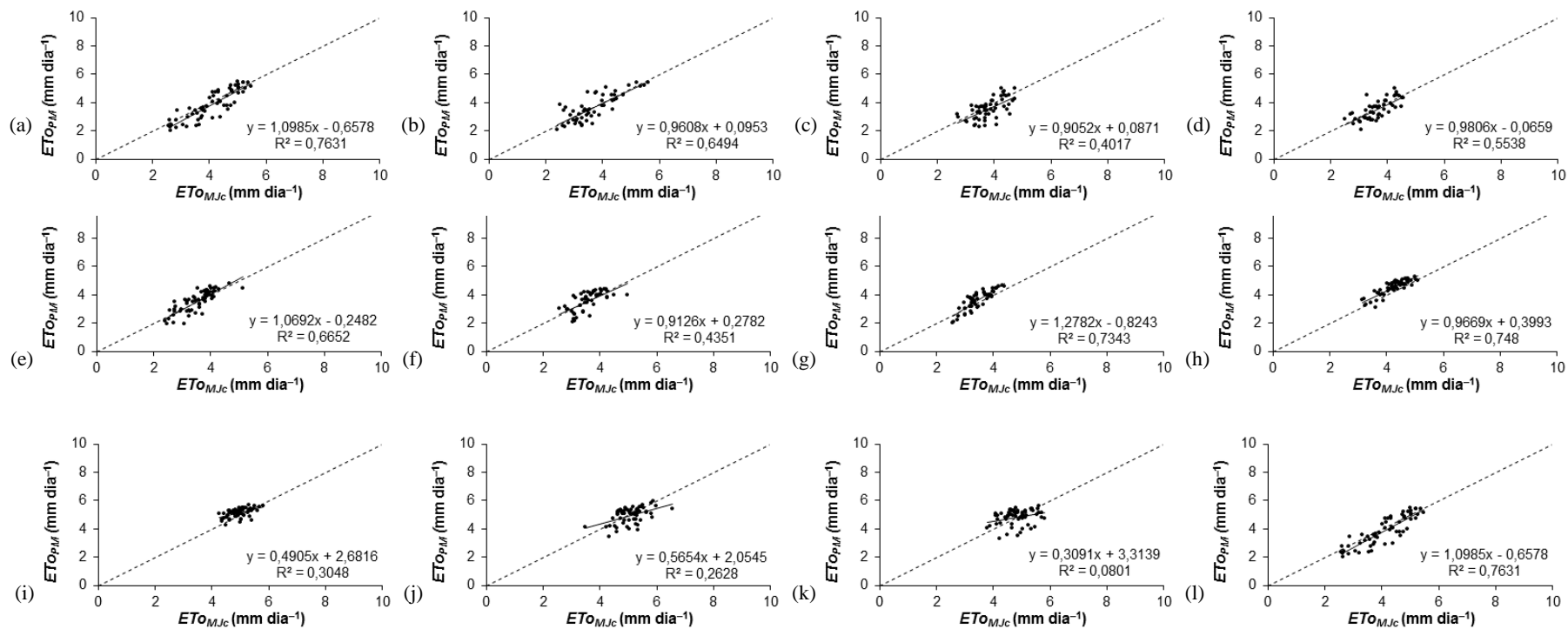


Figura A8.4 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0_{MJC}}$  vs  $ET_{0_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de São Luís, tipo climático Aw, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

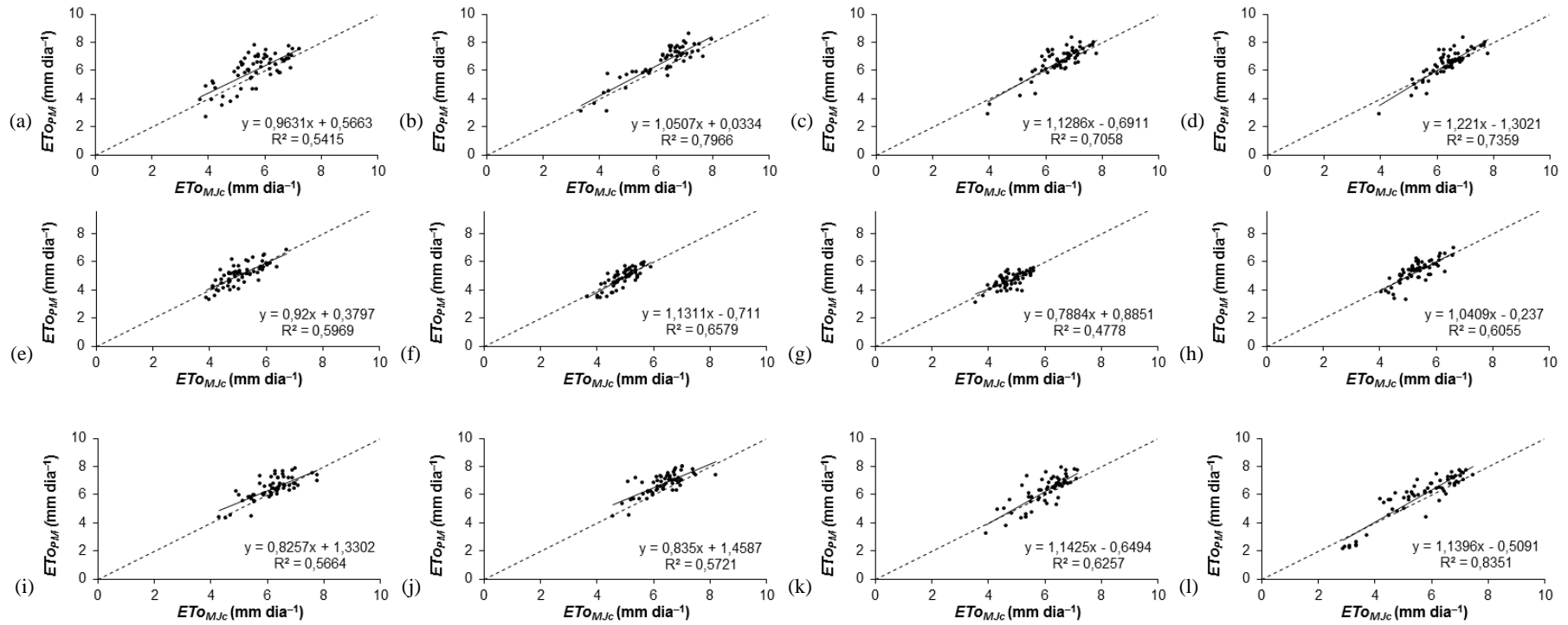


Figura A8.5 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0_{MJC}}$  vs  $ET_{0_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Petrolina, tipo climático *Bsh*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

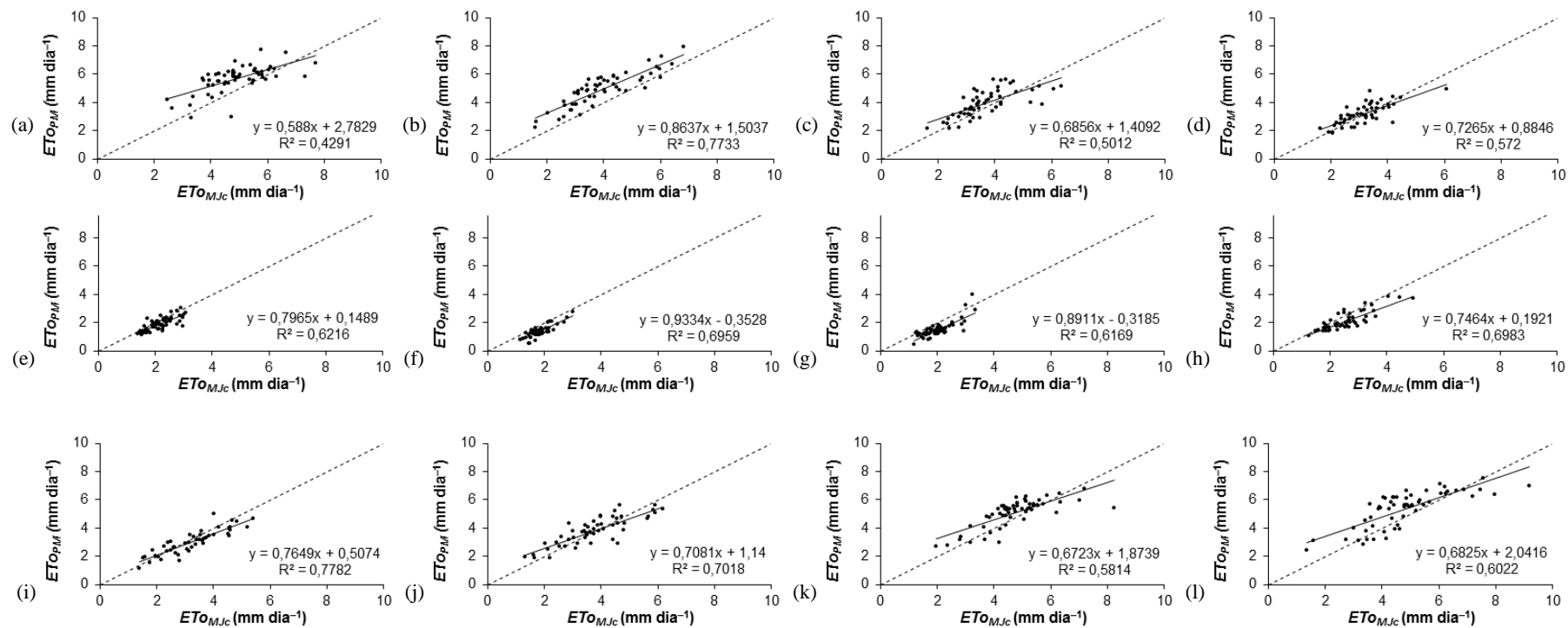


Figura A8.6 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{O_{MJc}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Porto Alegre, tipo climático *Cfa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

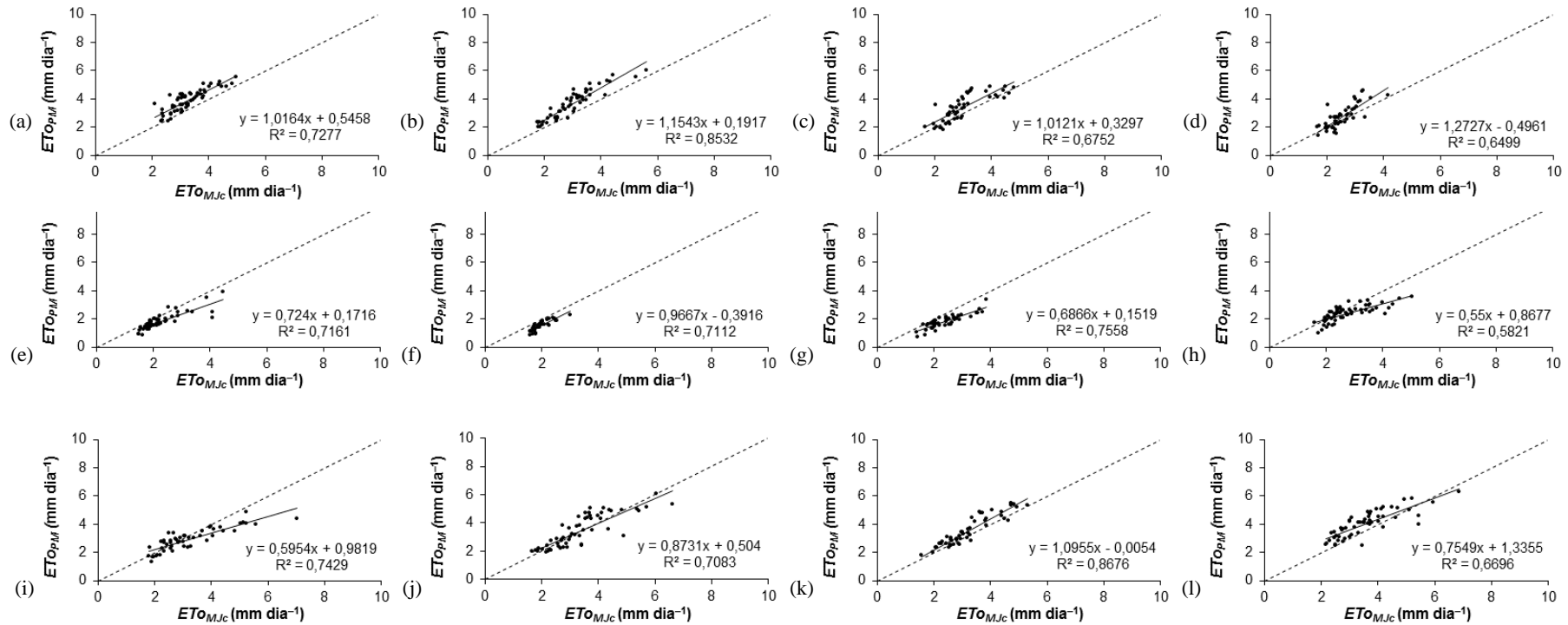


Figura A8.7 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0MJc}$  vs  $ET_{0PM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Curitiba, tipo climático *Cfb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.



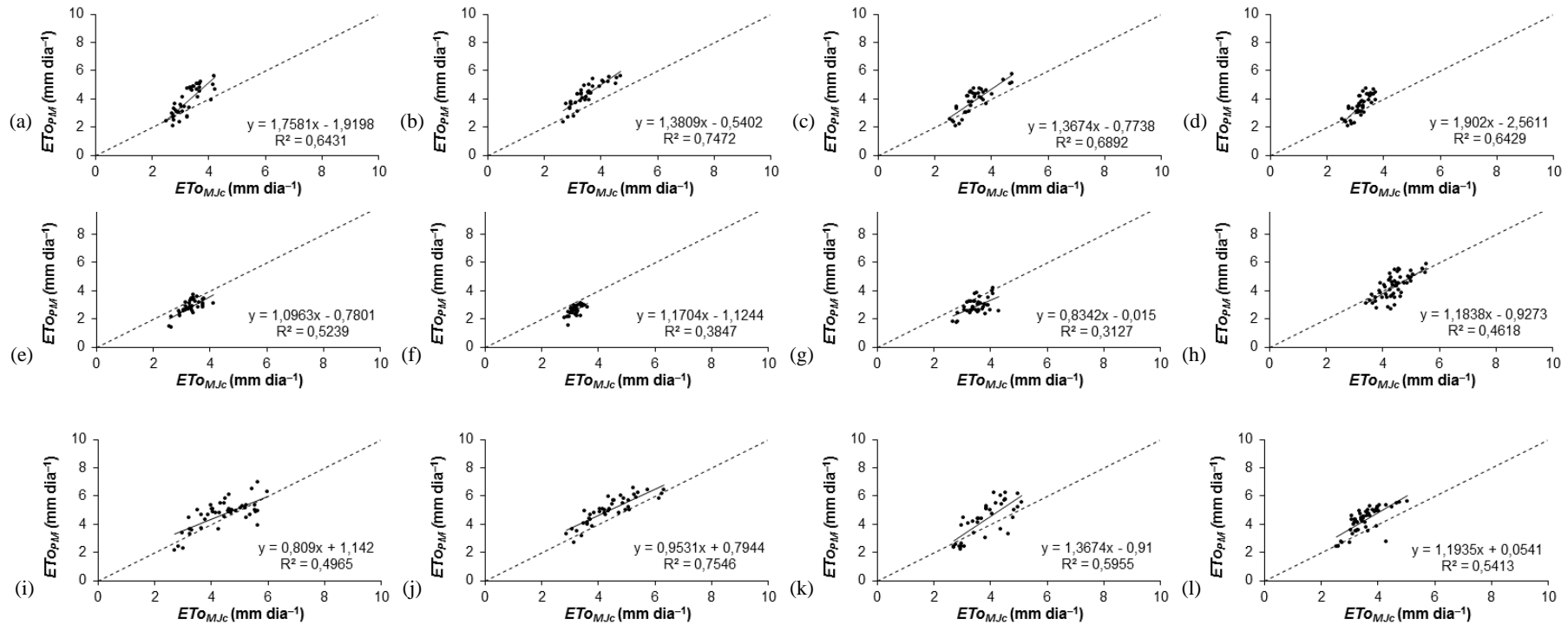


Figura A8.8 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{0_{MJC}}$  vs  $ET_{0_{PM}}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Uberaba, tipo climático *Cwa*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

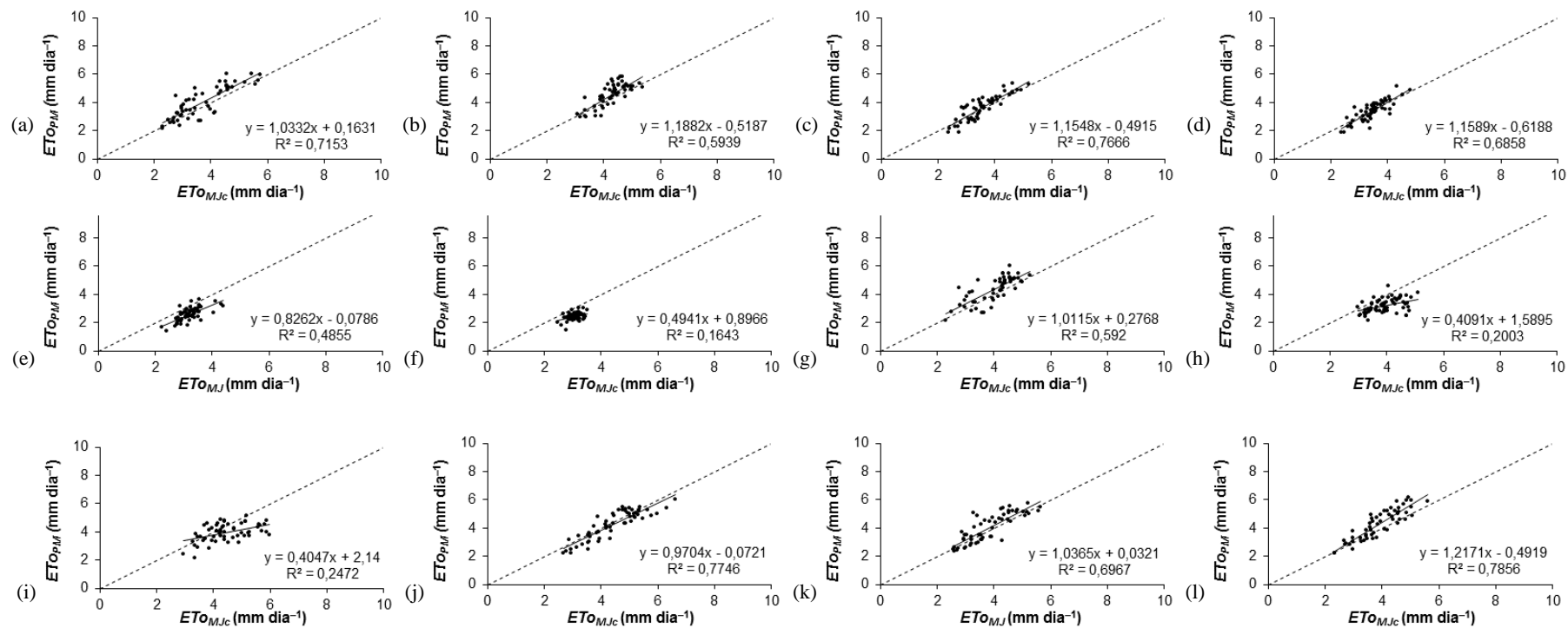


Figura A8.9 – Análise de regressão linear entre os respectivos valores diários de  $ET_{OMJc}$  vs  $ET_{OPM}$ , entre 2012 e 2014, para a estação de Belo Horizonte, tipo climático *Cwb*, nos meses de: (a) Janeiro; (b) Fevereiro; (c) Março; (d) Abril; (e) Maio; (f) Junho; (g) Julho; (h) Agosto; (i) Setembro; (j) Outubro; (k) Novembro; e, (l) Dezembro.

**APÊNDICE 9 – COEFICIENTES LINEARES “a” E ANGULARES “b” OBTIDOS NAS RELAÇÕES “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{oPM}$ ” E “ $ET_{oMJ}$  vs  $ET_{oPM}$ ” PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS ANALISADOS**

Tabela A9.1. Coeficientes lineares “a” e angulares “b” mensais obtidos na relação “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{oPM}$ ” para os tipos climáticos analisados, entre 2004 e 2011.

Período	Tipo climático	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”	Tipo climático	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”	Tipo climático	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”
Janeiro		2,23	-0,06		1,43	-0,09		1,68	-0,06
Fevereiro		2,01	-0,06		1,29	-0,09		1,35	-0,06
Março		2,04	-0,06		1,42	-0,09		1,47	-0,06
Abril		2,07	-0,06		1,70	-0,08		1,40	-0,04
Mai		1,91	-0,06		1,72	-0,08		0,95	-0,03
Junho	Af	2,21	-0,05	Aw	2,23	-0,05	Cfb	0,86	-0,02
Julho		2,65	-0,04		2,32	-0,06		0,93	-0,03
Agosto		3,00	-0,03		2,54	-0,07		1,24	-0,03
Setembro		2,88	-0,04		3,76	-0,03		1,46	-0,03
Outubro		2,60	-0,05		2,80	-0,06		1,32	-0,06
Novembro		2,54	-0,05		2,54	-0,06		1,92	-0,05
Dezembro		2,37	-0,04		1,32	-0,09		1,93	-0,05
<hr/>									
Janeiro		1,57	-0,09		2,89	-0,04		2,24	-0,04
Fevereiro		1,74	-0,08		2,11	-0,04		2,30	-0,04
Março		1,59	-0,09		2,40	-0,04		2,20	-0,04
Abril		1,50	-0,09		2,60	-0,04		1,94	-0,03
Mai		1,69	-0,08		2,20	-0,04		1,63	-0,02
Junho	Am	1,93	-0,06	Bsh	2,10	-0,03	Cwa	1,64	-0,02
Julho		1,91	-0,07		2,16	-0,03		1,78	-0,02
Agosto		2,69	-0,06		3,05	-0,03		2,11	-0,02
Setembro		3,35	-0,05		3,80	-0,03		2,64	-0,02
Outubro		2,91	-0,06		3,45	-0,03		3,00	-0,02
Novembro		2,19	-0,07		3,60	-0,03		2,27	-0,04
Dezembro		2,16	-0,06		2,76	-0,04		1,87	-0,05
<hr/>									
Janeiro		2,12	-0,07		2,90	-0,04		2,17	-0,04
Fevereiro		1,37	-0,08		1,81	-0,05		1,81	-0,04
Março		1,84	-0,07		1,88	-0,04		2,05	-0,04
Abril		1,55	-0,07		1,57	-0,03		2,33	2,33
Mai		1,79	-0,06		0,78	-0,03		1,96	-0,01
Junho	As	1,73	-0,05	Cfa	0,63	-0,02	Cwb	1,74	-0,01
Julho		1,29	-0,07		0,62	-0,02		2,01	-0,01
Agosto		1,72	-0,06		0,87	-0,03		2,76	-0,01
Setembro		2,30	-0,06		1,45	-0,03		2,92	-0,01
Outubro		2,85	-0,05		1,75	-0,04		2,49	-0,03
Novembro		3,19	-0,05		2,43	-0,04		2,06	-0,04
Dezembro		2,92	-0,05		2,66	-0,05		1,85	-0,04

Tabela A9.2. Coeficientes lineares “a” e angulares “b” médios mensais obtidos na relação “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ ” para os tipos climáticos analisados agrupados em subgrupos climáticos, entre 2004 e 2011.

Subgrupo climático	Período	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”
Tropical (Af, Am, As e Aw)	Janeiro	1,84	-0,08
	Fevereiro	1,60	-0,08
	Março	1,72	-0,08
	Abril	1,71	-0,08
	Maio	1,78	-0,07
	Junho	2,03	-0,05
	Julho	2,04	-0,06
	Agosto	2,49	-0,06
	Setembro	3,07	-0,05
	Outubro	2,79	-0,06
	Novembro	2,62	-0,06
	Dezembro	2,19	-0,06
Semiárido (Bsh)	Janeiro	2,89	-0,04
	Fevereiro	2,11	-0,04
	Março	2,40	-0,04
	Abril	2,60	-0,04
	Maio	2,20	-0,04
	Junho	2,10	-0,03
	Julho	2,16	-0,03
	Agosto	3,05	-0,03
	Setembro	3,80	-0,03
	Outubro	3,45	-0,03
	Novembro	3,60	-0,03
	Dezembro	2,76	-0,04
Subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb)	Janeiro	2,29	-0,05
	Fevereiro	1,58	-0,06
	Março	1,68	-0,05
	Abril	1,49	-0,04
	Maio	0,87	-0,03
	Junho	0,75	-0,02
	Julho	0,78	-0,03
	Agosto	1,06	-0,03
	Setembro	1,46	-0,03
	Outubro	1,54	-0,05
	Novembro	2,18	-0,05
	Dezembro	2,30	-0,05
Subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb)	Janeiro	2,21	-0,04
	Fevereiro	2,06	-0,04
	Março	2,13	-0,04
	Abril	2,14	1,15
	Maio	1,80	-0,02
	Junho	1,69	-0,02
	Julho	1,90	-0,02
	Agosto	2,44	-0,02
	Setembro	2,78	-0,02
	Outubro	2,75	-0,03
	Novembro	2,17	-0,04
	Dezembro	1,86	-0,05

Tabela A9.3. Coeficientes lineares “ $a$ ” e angulares “ $b$ ” médios estacionais obtidos na relação “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ ” para os tipos climáticos analisados agrupados em subgrupos climáticos, entre 2004 e 2011.

Subgrupo climático	Período	Coeficiente linear “ $a$ ”	Coeficiente angular “ $b$ ”
Tropical (Af, Am, As e Aw)	Verão	1,72	-0,08
	Outono	1,84	-0,07
	Inverno	2,53	-0,05
	Primavera	2,53	-0,06
Semiárido (Bsh)	Verão	2,47	-0,04
	Outono	2,30	-0,04
	Inverno	3,00	-0,03
	Primavera	3,27	-0,03
Subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb)	Verão	1,85	-0,05
	Outono	1,03	-0,03
	Inverno	1,10	-0,03
	Primavera	2,00	-0,05
Subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb)	Verão	2,13	-0,04
	Outono	1,88	-0,04
	Inverno	2,37	-0,02
	Primavera	2,26	-0,04

Tabela A9.4. Coeficientes lineares “ $a$ ” e angulares “ $b$ ” médios anuais obtidos na relação “ $\psi_{ar}$  vs  $ET_{OPM}$ ” para os tipos climáticos analisados agrupados em subgrupos climáticos, entre 2004 e 2011.

Subgrupo climático	Coeficiente linear “ $a$ ”	Coeficiente angular “ $b$ ”
Tropical (Af, Am, As e Aw)	1,80	-0,07
Semiárido (Bsh)	2,89	-0,03
Subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb)	1,19	-0,05
Subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb)	2,63	-0,02

Tabela A9.5. Coeficientes lineares “a” e angulares “b” mensais obtidos na relação “ $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ ” para os tipos climáticos analisados, entre 2004 e 2011.

Período	Tipo climático	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”	Tipo climático	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”	Tipo climático	Coeficiente linear “a”	Coeficiente angular “b”			
Janeiro		2,18	0,51		1,57	0,31		1,82	0,44			
Fevereiro		2,25	0,39		1,63	0,33		1,91	0,43			
Março		2,11	0,40		1,69	0,30		1,70	0,43			
Abril		2,12	0,39		1,96	0,27		1,46	0,37			
Mai		1,99	0,40		1,98	0,26		1,05	0,35			
Junho	Af	2,26	0,37	Aw	2,38	0,19	Cfb	0,95	0,31			
Julho		2,70	0,26		2,48	0,22		1,03	0,31			
Agosto		3,03	0,23		2,75	0,18		1,36	0,29			
Setembro		2,93	0,26		3,74	0,12		1,54	0,30			
Outubro		2,64	0,30		2,96	0,19		1,56	0,41			
Novembro		2,59	0,30		2,43	0,24		1,97	0,35			
Dezembro		2,42	0,29		1,45	0,30		2,00	0,37			
Janeiro			1,89		0,37			2,94	0,41		2,42	0,53
Fevereiro			1,92		0,39			2,83	0,46		2,80	0,45
Março			1,88		0,36			2,74	0,48		2,38	0,58
Abril			1,79		0,39			2,84	0,44		2,08	0,53
Mai			1,95		0,35			2,44	0,49		1,74	0,45
Junho	Am	2,13	0,30	Bsh	2,35	0,48	Cwa	1,70	0,36			
Julho		2,11	0,32		2,43	0,45		1,90	0,39			
Agosto		2,87	0,25		3,32	0,36		2,17	0,35			
Setembro		3,44	0,20		4,02	0,29		2,71	0,33			
Outubro		3,05	0,24		3,68	0,34		3,07	0,30			
Novembro		2,41	0,29		3,83	0,31		2,45	0,55			
Dezembro		2,36	0,28		3,03	0,40		2,10	0,62			
Janeiro			1,92		0,31			2,85	0,29		2,27	0,40
Fevereiro			1,75		0,34			2,19	0,33		2,25	0,42
Março			1,86		0,31			2,06	0,33		2,05	0,43
Abril			1,56		0,34			1,60	0,30		2,20	0,31
Mai			1,80		0,30			0,85	0,37		1,88	0,26
Junho	As	1,73	0,27	Cfa	0,71	0,31	Cwb	1,75	0,23			
Julho		1,29	0,34		0,72	0,31		2,02	0,18			
Agosto		1,73	0,29		0,99	0,29		2,68	0,16			
Setembro		2,31	0,25		1,48	0,29		2,84	0,19			
Outubro		2,84	0,21		1,84	0,32		2,40	0,31			
Novembro		3,19	0,19		2,32	0,30		2,07	0,39			
Dezembro		2,93	0,21		2,84	0,29		1,87	0,43			

Tabela A9.6. Coeficientes lineares “*a*” e angulares “*b*” médios mensais obtidos na relação “ $ET_{O_{MJ}}$  vs  $ET_{O_{PM}}$ ” para os tipos climáticos analisados agrupados em subgrupos climáticos, entre 2004 e 2011.

Subgrupo climático	Período	Coeficiente linear “ <i>a</i> ”	Coeficiente angular “ <i>b</i> ”
Tropical (Af, Am, As e Aw)	Janeiro	1,89	0,38
	Fevereiro	1,89	0,36
	Março	1,89	0,34
	Abril	1,86	0,35
	Maió	1,93	0,33
	Junho	2,13	0,28
	Julho	2,15	0,29
	Agosto	2,60	0,24
	Setembro	3,11	0,21
	Outubro	2,87	0,24
	Novembro	2,66	0,26
	Dezembro	2,29	0,27
Semiárido (Bsh)	Janeiro	2,94	0,41
	Fevereiro	2,83	0,46
	Março	2,74	0,48
	Abril	2,84	0,44
	Maió	2,44	0,49
	Junho	2,35	0,48
	Julho	2,43	0,45
	Agosto	3,32	0,36
	Setembro	4,02	0,29
	Outubro	3,68	0,34
	Novembro	3,83	0,31
	Dezembro	3,03	0,40
Subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb)	Janeiro	2,34	0,37
	Fevereiro	2,05	0,38
	Março	1,88	0,38
	Abril	1,53	0,34
	Maió	0,95	0,36
	Junho	0,83	0,31
	Julho	0,88	0,31
	Agosto	1,18	0,29
	Setembro	1,51	0,30
	Outubro	1,70	0,37
	Novembro	2,15	0,33
	Dezembro	2,42	0,33
Subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb)	Janeiro	2,35	0,47
	Fevereiro	2,53	0,44
	Março	2,22	0,51
	Abril	2,14	0,42
	Maió	1,81	0,36
	Junho	1,73	0,30
	Julho	1,96	0,29
	Agosto	2,43	0,26
	Setembro	2,78	0,26
	Outubro	2,74	0,31
	Novembro	2,26	0,47
	Dezembro	1,99	0,53

Tabela A9.7. Coeficientes lineares “*a*” e angulares “*b*” médios estacionais obtidos na relação “ $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$ ” para os tipos climáticos analisados agrupados em subgrupos climáticos, entre 2004 e 2011.

Subgrupo climático	Período	Coeficiente linear “ <i>a</i> ”	Coeficiente angular “ <i>b</i> ”
Tropical (Af, Am, As e Aw)	Verão	1,89	0,36
	Outono	1,97	0,32
	Inverno	2,62	0,25
	Primavera	2,61	0,25
Semiárido (Bsh)	Verão	2,84	0,45
	Outono	2,54	0,47
	Inverno	3,25	0,37
	Primavera	3,51	0,35
Subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb)	Verão	2,09	0,38
	Outono	1,10	0,34
	Inverno	1,19	0,30
	Primavera	2,09	0,34
Subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb)	Verão	2,36	0,47
	Outono	1,89	0,36
	Inverno	2,39	0,27
	Primavera	2,33	0,44

Tabela A9.8. Coeficientes lineares “*a*” e angulares “*b*” médios anuais obtidos na relação “ $ET_{OMJ}$  vs  $ET_{OPM}$ ” para os tipos climáticos analisados agrupados em subgrupos climáticos, entre 2004 e 2011.

Subgrupo climático	Coeficiente linear “ <i>a</i> ”	Coeficiente angular “ <i>b</i> ”
Tropical (Af, Am, As e Aw)	2,01	0,31
Semiárido (Bsh)	2,89	0,41
Subtropical úmido sem estação seca (Cfa e Cfb)	1,14	0,47
Subtropical úmido com verões secos (Cwa e Cwb)	2,20	0,37