

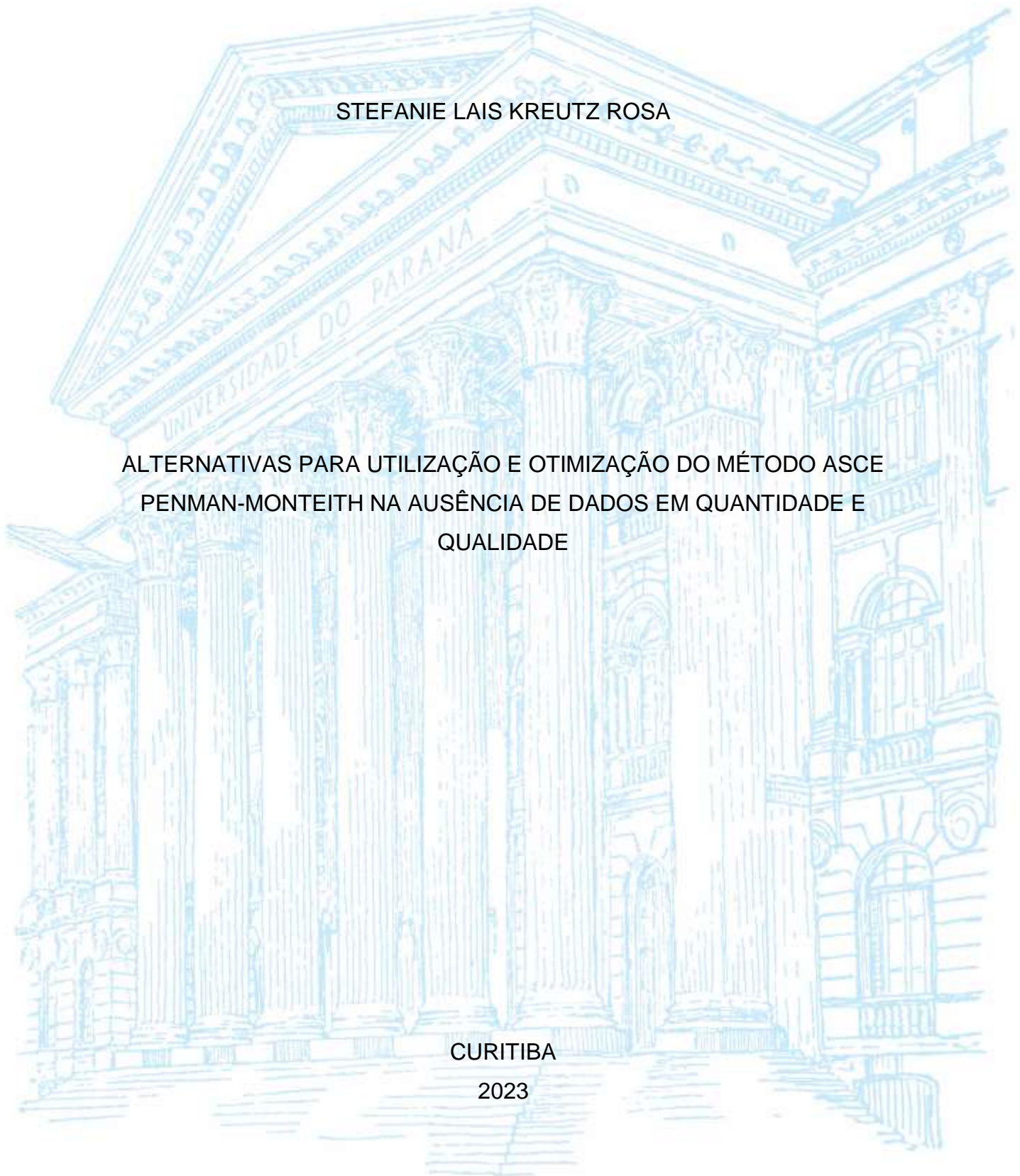
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

STEFANIE LAIS KREUTZ ROSA

ALTERNATIVAS PARA UTILIZAÇÃO E OTIMIZAÇÃO DO MÉTODO ASCE
PENMAN-MONTEITH NA AUSÊNCIA DE DADOS EM QUANTIDADE E
QUALIDADE

CURITIBA

2023



STEFANIE LAIS KREUTZ ROSA

ALTERNATIVAS PARA UTILIZAÇÃO E OTIMIZAÇÃO DO MÉTODO ASCE
PENMAN-MONTEITH NA AUSÊNCIA DE DADOS EM QUANTIDADE E
QUALIDADE

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, 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

2023

FICHA CATALOGRÁFICA

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS

Rosa, Stefanie Lais Kreutz

Alternativas para utilização e otimização do método ASCE
Penman-Monteith na ausência de dados em quantidade e
qualidade / Stefanie Lais Kreutz Rosa. – Curitiba, 2023.
1 recurso online: PDF.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Ciência do
Solo.

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luiz Moretti de Souza

1. Mudanças climáticas. 2. Evapotranspiração. I. Souza,
Jorge Luiz Moretti de. II. Universidade Federal do Paraná.
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. III. Título.

Bibliotecária: Telma Terezinha Stresser de Assis CRB-9/944

TERMO DE APROVAÇÃO



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO CIÊNCIA DO SOLO -
40001016014P4

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação CIÊNCIA DO SOLO da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **STEFANIE LAIS KREUTZ ROSA** intitulada: **ALTERNATIVAS PARA UTILIZAÇÃO E OTIMIZAÇÃO DO MÉTODO ASCENMAN-MONTEITH NA AUSÊNCIA DE DADOS EM QUANTIDADE E QUALIDADE**, sob orientação do Prof. Dr. JORGE LUIZ MORETTI DE SOUZA, que após terem inquirido a autora e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa. A outorga do título de doutora está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 03 de Março de 2023.

Assinatura Eletrônica
03/03/2023 17:58:42.0
JORGE LUIZ MORETTI DE SOUZA
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
03/03/2023 22:43:11.0
LUIZ ALBERTO KOZŁOWSKI
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ- DPTO
FITOTECNIA E FITOSSANITARISMO)

Assinatura Eletrônica
06/03/2023 07:48:23.0
DANIELA J. ERSZURKI
Avaliador Externo (SC ROOT, BNEI ATAROT)

Assinatura Eletrônica
03/03/2023 17:29:23.0
CAMILA BERTOLETTI CARPENEDO
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

AGRADECIMENTOS

- À Deus, pelo dom da vida e por me conceder forças para enfrentar os desafios;
- Aos meus amados pais Leocir e Eliane, e minha irmã Letícia, por serem minha base forte, me apoiando em todos os momentos com carinho, dedicação e amor;
- À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo pela oportunidade em realizar o Doutorado em Ciência do Solo, fornecendo todo suporte para a realização das atividades necessárias;
- Ao meu orientador e amigo, Professor Dr. Jorge Luiz Moretti de Souza, por todo o apoio, incentivo, ensinamentos, conselhos e risadas ao longo destes anos;
- Ao Departamento de Solos e Engenharia Agrícola pela infraestrutura, funcionários, e ao corpo docente da Instituição que contribuíram com agregação de conhecimento relacionado a diversas áreas;
- A minha grande amiga Aline Aparecida dos Santos, por toda a ajuda durante o período do mestrado e doutorado, fazendo com que essa caminhada fosse mais alegre;
- Aos meus avós Vitalino (em memória), Cecília (em memória), Luciano e Olíria, por todas as orações, bons momentos e maravilhosas lembranças;
- Ao meu amigo e companheiro Eugenio Pitzahn Jr., por me trazer paz e calma nos momentos de angústia;
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos.

“Se eu vi mais longe, foi por estar sobre ombros de gigantes”.

Isaac Newton

RESUMO

A evapotranspiração de referência (ET_o) é fundamental para o entendimento da demanda hídrica das culturas de interesse econômico. As dificuldades e limitações associadas à medição direta da ET_o torna necessário o uso de métodos de medição indireta. O método indireto comumente aceito, utilizado para estimar a ET_o , é a equação de Penman-Monteith (ASCE-PM; ET_{oPM}). No entanto, o método pode levar a dificuldades quanto ao levantamento e obtenção dos dados de entrada necessários nas equações, devido à ausência e/ou falha de leitura das variáveis climáticas em estações de superfície. O método ASCE-PM, apesar de considerado padrão, exige diversos procedimentos metodológicos de cálculo, que podem levar a dúvidas quanto à precisão de algumas variáveis do modelo, como ocorre com o saldo de radiação ou radiação líquida (Rn), que é a força motriz de energia para o processo da evapotranspiração (ET), fotossíntese e aquecimento do solo e do ar. Teve-se por objetivo no presente estudo: verificar a grandeza, sazonalidade e associação entre as variáveis climáticas relacionadas à temperatura do ar ($T_{máx}$, $T_{mín}$, $T_{méd}$), umidade relativa do ar ($UR_{máx}$, $UR_{mín}$, $UR_{méd}$), velocidade do vento (u_2) e radiação solar (Rs , Rns , Rnl e Rn) “medidas em estações meteorológicas de superfície vs estimadas com modelos ou disponibilizadas na plataforma NASA POWER”; analisar a sensibilidade da evapotranspiração de referência (ET_{oPM}) em relação às variáveis de entrada ($T_{méd}$, u_2 , Rn e DPV) na metodologia ASCE-PM, para os principais tipos climáticos globais; bem como, quantificar a influência das variáveis de entrada e suas variações na estimativa da ET_{oPM} , com as metodologias ASCE-PM padrão e simplificada. A presente tese encontra-se estruturada em quatro Capítulos: Capítulo I – Referencial teórico; Capítulo II – Determinação do saldo de radiação solar de forma alternativa e sua influência na estimativa da evapotranspiração de referência; Capítulo III – Consistência dos dados de satélite da NASA POWER em relação aos medidos em estações de superfície da Organização Meteorológica Mundial para os principais tipos climáticos globais, e; Capítulo IV – Análise de sensibilidade do modelo ASCE-PM para os climas globais e associação da evapotranspiração de referência estimada com metodologia padrão e simplificada. As análises indicaram que: *i*) As funções para a estimativa da radiação de onda longa (Rn_{LA} e Rn_{AAE}) com os modelos de Allen e Allen / ASCE-EWRI, respectivamente, foram imprecisas e interferiram no cálculo dos saldos de radiação Rn_A e Rn_{AAE} . A estimativa do Rn_{HS} por meio da calibração e validação dos parâmetros a_0 e a_1 do modelo linear “ Rs_{HS} vs Rn ”, que considera a radiação solar incidente (Rs) calculada com o modelo de Hargreaves e Samani (Rs_{HS}) e o Rn medido em estação meteorológica de superfície, permitiram melhores resultados e indicadores estatísticos. O Rs_{HS} calculado com os parâmetros a_0 e a_1 calibrados permitiram estimar evapotranspirações de referência ($ET_{oRn.HS}$) similares à evapotranspiração de referência estimada com o Rn medido (ET_{oRn}), confirmando a qualidade dos parâmetros para estimar o Rn no município de Piracicaba, Estado de São Paulo; *ii*) Com exceção da velocidade média do vento a dois metros de altura (u_2), os demais dados estimados pela NASA POWER ($T_{mín}$, $T_{máx}$, $UR_{méd}$, Rs) foram muito similares às medidas obtidas em estações de superfície, nos diferentes climas globais. A ET_{oPM} , calculada para as localidades situadas nos climas que apresentaram o pior e melhor indicador estatístico, indicou bons ajustes mesmo para a pior condição, confirmando a precisão dos dados estimados pela NASA POWER para o uso na agricultura; *iii*) A análise de sensibilidade do método ASCE-PM indicou que o Rn e déficit de pressão de vapor (DPV) foram mais atuantes na estimativa da

ET_{oPM} . Os cenários e testes com o método ASCE-PM indicaram que a ET_{oPM} estimada com dados alternativos ($ET_{oPM.e.NASA}$ e $ET_{oPM.e.HS}$) superestimou a ET_{oPM} calculada com dados medidos ($ET_{oPM.m}$). A metodologia simplificada ($ET_{oPM.e.simplificado}$) que considerou o Rn_{HS} (calculado com os parâmetros a_0 e a_1 calibrados no Capítulo II), associou-se muito bem à $ET_{oPM.m}$, estimada com valores medidos, sendo uma alternativa promissora para estimar a ET_o no município de Piracicaba, Estado de São Paulo.

Palavras-chave: Demanda hídrica. Variáveis climáticas. Análise de sensibilidade. Métodos simplificados. Dados alternativos.

ABSTRACT

Reference evapotranspiration (ET_o) is crucial to understanding the water requirement of agricultural market crops. The difficulties and limitations associated with direct measurement of ET_o make it necessary to use indirect methods. The commonly accepted indirect method used to estimate ET_o is the Penman-Monteith equation (ASCE-PM; ET_{oPM}). However, the method can lead to difficulties in surveying and obtaining the necessary input data in the equations due to the absence and/or failure of climate variables records in surface weather stations. Although considered standard, the ASCE-PM method requires several methodological calculation procedures that may lead to doubts regarding the accuracy of some model variables, such as the radiation balance or net radiation (R_n), which is the driving energy force for the process of evapotranspiration (ET), photosynthesis, soil and air heat flux. The aim of this study was: to verify the magnitude, seasonality, and association between the climatic variables related to air temperature (T_{max} , T_{min} , T_{mean}), relative humidity (RH_{max} , RH_{min} , RH_{mean}), wind speed (u_2), and solar radiation (R_s , R_{ns} , R_{nl} , R_n) “measured at surface weather stations *vs* estimated with models or provided by the NASA POWER database”; to analyze the sensitivity of the input variables (T_{mean} , u_2 , R_n , DPV) to estimate the ET_{oPM} with the ASCE-PM methodology for the main global climate types; as well as, to quantify the influence of the input variables and their variations in the ET_{oPM} estimation, with the standard and simplified ASCE-PM methodologies. This thesis is structured into four Chapters: Chapter I – Theoretical structure; Chapter II – Alternative procedure to determine the net radiation balance and its influence in the estimation of the reference evapotranspiration; Chapter III – Assessment of NASA POWER satellite data and surface weather stations of the *World Meteorological Organization* for the main climate types worldwide, and; Chapter IV – Sensitivity analysis of the ASCE-PM model for climates worldwide and association of estimated reference evapotranspiration with standard and simplified methodology. The analyzes showed that: *i*) The functions for estimating longwave radiation (R_{nl_A} and $R_{nl_{AAE}}$) with Allen and Allen / ASCE-EWRI models, respectively, were inaccurate and interfered in the calculation of the R_{n_A} and $R_{n_{AAE}}$ radiation balances. The $R_{n_{HS}}$ estimation through the calibration and validation of the parameters a_0 and a_1 of the linear model “ $R_{s_{HS}}$ *vs* R_n ”, which considers the incident solar radiation (R_s) calculated with the Hargreaves and Samani equation ($R_{s_{HS}}$) and the R_n measured at the surface weather station, allowed better results and statistical indicators. The $R_{s_{HS}}$ calculated with calibrated a_0 and a_1 parameters allowed estimating reference evapotranspiration ($ET_{oRn.HS}$) similar to the reference evapotranspiration estimated with measured R_n (ET_{oRn}), confirming the quality of the parameters of estimating R_n in the location of Piracicaba, São Paulo State; *ii*) Except for the mean wind speed at two meters height (u_2), the other data estimated by NASA POWER (T_{min} , T_{max} , RH_{mean} , R_s) were very similar to the measurements obtained from surface weather stations in different climates worldwide. The ET_{oPM} , calculated for the sites located in climates that presented the worst and best statistical indicator, indicated satisfactory adjustments even for the worst condition, confirming the accuracy of estimated NASA POWER data for use in agriculture; *iii*) The sensitivity analysis of the ASCE-PM method indicated that the R_n and vapor pressure deficit (DPV) were more active in the ET_{oPM} estimation. The scenarios and tests with the ASCE-PM method showed that the ET_{oPM} estimated with alternative data ($ET_{oPM.e.NASA}$ and $ET_{oPM.e.HS}$) overestimated the ET_{oPM} calculated with measured data ($ET_{oPM.m}$). The simplified methodology ($ET_{oPM.e.simplified}$), which

considered the Rn_{HS} (calculated with the parameters a_0 and a_1 calibrated in Chapter II), was associated very well with the $ET_{o_{PM.m}}$ estimated with measured values, being a promising alternative to estimate the ET_o in the location of Piracicaba, São Paulo State.

Keywords: Water demand. Climate variables. Sensitivity analysis. Simplified methods. Alternative data.

LISTA DE SÍMBOLOS

Descrição dos principais símbolos utilizados na introdução geral, capítulos da tese e considerações gerais:

INTRODUÇÃO GERAL

ASCE-EWRI – *American Society of Civil Engineers*;
 DPV – Déficit de pressão de vapor;
 ET_c – Evapotranspiração da cultura;
 ET_o – Evapotranspiração de referência;
 $ET_{o_{PM}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith;
FAO – *Food and Agriculture Organization of the United Nations*;
 K_c – Coeficiente de cultivo ajustado;
NASA POWER – *National Aeronautics and Space and Administration Prediction of Worldwide Energy Resource*;
 R_a – Radiação solar no topo da atmosfera;
 R_n – Saldo de radiação ou radiação líquida;
 R_{nl} – Radiação solar de ondas longas;
 R_{ns} – Radiação solar de ondas curtas;
 R_s – Radiação solar incidente;
 $T_{máx}$ – Temperatura máxima do ar;
 $T_{méd}$ – Temperatura média do ar;
 $T_{mín}$ – Temperatura mínima do ar;
 u_2 – Velocidade do vento a dois metros de altura;
 $UR_{máx}$ – Umidade relativa máxima do ar;
 $UR_{méd}$ – Umidade relativa média do ar;
 $UR_{mín}$ – Umidade relativa mínima do ar;
 α – Albedo; e,
 Ψ_{ar} – Potencial hídrico atmosférico do ar.

CAPÍTULO I

a_s – Coeficientes linear da equação de Ångström-Prescott;
ASCE-EWRI – *American Society of Civil Engineers*;
BOM – *Bureau of Meteorology*;
 b_s – Coeficientes angular da equação de Ångström-Prescott;
 C_n e C_d – Constantes que dependem do tipo de vegetação e escala de tempo;
 d_r – Distância relativa inversa Terra-Sol;
 DPV – Déficit de pressão de vapor;
 E – Evaporação do solo;
 ea – Pressão atual de vapor a dois metros de altura;
 es – Pressão de saturação de vapor a dois metros de altura;
 $es(T_{c_{mín}})$ e $es(T_{c_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente;
 ET – Evapotranspiração;
 ET_c – Evapotranspiração da cultura;

$ET_{c_{adj}}$ – Evapotranspiração da cultura sob condições não padronizadas;
 ET_o – Evapotranspiração de referência;
 ET_p – Evapotranspiração potencial;
 $ET_{o_{PM}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith;
 $ET_{o_{HS}}$ – evapotranspiração de referência estimada com o método de Hargreaves e Samani
 FAO – *Food and Agriculture Organization of the United Nations*;
 f_{cd} – Função de nebulosidade;
 G – Balanço do fluxo de calor no solo;
 G_{sc} – Constante solar;
 IPMA – *Instituto Português do Mar e da Atmosfera*;
 J – Dia Juliano;
 K_c – Coeficiente de cultivo ajustado;
 k_{RS} – Coeficiente de proporcionalidade de Hargreaves e Samani (1982);
 K_s – Coeficiente de estresse hídrico padrão;
 n – Duração da insolação;
 N – Duração máxima da luz solar diária;
 $\frac{n}{N}$ – Duração relativa do sol;
 NASA POWER – *National Aeronautics and Space Administration Prediction of Worldwide Energy Resource*;
 NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*;
 P – Pressão atmosférica;
 R_a – Radiação solar no topo da atmosfera;
 $R_{a_{reg}}$ – Radiação solar no topo da atmosfera na localização regional;
 R_n – Saldo de radiação;
 R_{nl} – Radiação solar de ondas longas;
 R_{ns} – Radiação solar de ondas curtas;
 R_s – Radiação solar incidente;
 $R_{s_{reg}}$ – Radiação solar incidente na localização regional;
 R_{so} – Radiação solar de céu claro;
 T – Temperatura média diária ou horária do ar no período considerado;
 T_{dew} – Temperatura do ponto de orvalho;
 T_K – Temperatura média absoluta, em Kelvin;
 $T_{máx}$ – Temperatura máxima do ar;
 $T_{méd}$ – Temperatura média do ar;
 $T_{mín}$ – Temperatura mínima do ar;
 Tr – Transpiração das plantas;
 u_2 – Velocidade do vento a dois metros de altura;
 UR – Umidade relativa do ar;
 $UR_{máx}$ – Umidade relativa máxima do ar;
 $UR_{méd}$ – Umidade relativa média do ar;
 $UR_{mín}$ – Umidade relativa mínima do ar;
 α – Albedo;
 δ – Declinação solar;
 Δ – Declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar;
 φ – Latitude;
 γ – Constante psicrométrica;
 λ – Calor latente de vaporização da água;

Ψ_{ar} – Potencial hídrico atmosférico do ar;
 σ – Constante de Stefan-Boltzmann; e,
 ω – Ângulo do pôr do Sol.

CAPÍTULO II

a_0 e a_1 – Coeficientes linear e angular, respectivamente, calibrados na associação entre “ RS_{HS} vs Rn ”;
 a_1 a b_1 – Fatores de emissividade do modelo de Allen et al. (1994);
 a_c e b_c – Fatores de nuvem do modelo de Allen et al. (1994);
ASCE-EWRI – *American Society of Civil Engineers*;
 d_r – Distância relativa inversa Terra-Sol;
 ea – Pressão atual de vapor a dois metros de altura;
 es – Pressão de saturação de vapor a dois metros de altura;
 $es(T_{c_{min}})$ e $es(T_{c_{max}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente;
 ET – Evapotranspiração;
 ET_o – Evapotranspiração de referência;
 $ET_{o_{PM}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith;
 $ET_{o_{Rn}}$ – Evapotranspiração de referência obtida com o saldo de radiação medido;
 $ET_{o_{Rn.A}}$ – Evapotranspiração de referência obtida utilizando o modelo de Allen et al. (1994);
 $ET_{o_{Rn.AAE}}$ – Evapotranspiração de referência obtida utilizando o modelo de Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005);
 $ET_{o_{Rn.HS}}$ – Evapotranspiração de referência calculada com o saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani (1982);
FAO – *Food and Agriculture Organization of the United Nations*;
 f_{cd} – Função de nebulosidade;
 G – Fluxo de calor no solo;
 G_{sc} – Constante solar;
 H – Fluxo de calor sensível;
ICID – *International Commission for Irrigation and Drainage*;
 J – Dia Juliano;
 k_{RS} – Coeficiente de proporcionalidade de Hargreaves e Samani (1982);
 LE – Fluxo de calor latente;
 Ra – Radiação solar no topo da atmosfera;
 Rn – Saldo de radiação;
 Rn_{HS} – Saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani (1982);
 Rnl – Radiação solar de ondas longas;
 Rns – Radiação solar de ondas curtas;
 Rns_A , Rnl_A e Rn_A – Radiações de onda curta, radiação de longa e saldo de radiação estimadas com o modelo de Allen et al. (1994);
 Rns_{AAE} , Rnl_{AAE} e Rn_{AAE} – Radiações de onda curta, radiação de onda longa e saldo de radiação estimadas com o modelo de Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005);
 R_L – Radiação líquida;
 Rs – Radiação solar incidente;

R_{SHS} – Radiação solar incidente estimada conforme Hargreaves e Samani (1982);
 $\frac{R_{SHS}}{R_{SO}}$ – Radiação de onda curta relativa;
 R_{SO} – Radiação solar em céu sem nuvem;
 T – Temperatura média do ar;
 $T_{\circ C}$ – Temperatura do ar;
 $T_{K.a}$ – Temperatura do ar, em Kelvin;
 $T_{K_{mín}}$ e $T_{K_{máx}}$ – temperaturas mínima e máxima diária do ar, em Kelvin;
 $T_{K.s}$ – Temperatura da superfície, em Kelvin;
 $T_{máx}$ – Temperatura máxima do ar;
 $T_{mín}$ – Temperatura mínima do ar;
 u_2 – Velocidade do vento a dois metros de altura;
 $UR_{máx}$ – Umidade relativa máxima do ar;
 $UR_{mín}$ – Umidade relativa mínima do ar;
 z – Elevação da estação acima do nível do mar;
 α – Albedo;
 δ – Declinação solar;
 Δ – Declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar;
 ε_a – Emissividade atmosférica;
 ε_s – Emissividade da superfície;
 φ – Latitude;
 γ – Constante psicrométrica;
 σ – Constante de Stefan-Boltzmann; e,
 ω_s – Ângulo horário do pôr do Sol.

CAPÍTULO III

ASCE-EWRI – *American Society of Civil Engineers*;
 AUS – Austrália;
 BOM – *Bureau of Meteorology*;
 BRA – Brasil;
 CFSR – *Climate Forecast System Reanalysis*;
 DCDT – Divisão de Conservação e Drenagem de Terras;
 ea – Pressão atual do vapor a dois metros de altura;
 ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*;
 es – Pressão de saturação de vapor a dois metros de altura;
 $es(T_{\circ C_{mín}})$ e $es(T_{\circ C_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente;
 ET_o – Evapotranspiração de referência;
 $ET_{o_{PM}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith;
 G – Fluxo de calor no solo;
 GIS – Sistema de Informação Geográfica;
 IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera;
 INMET – Instituto Nacional de Meteorologia;
 ISR – Israel;
 JRA-55 – *ERA-Interim Reanalysis Products*; *Japanese Meteorological Agency*;
 MERRA – *Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications*;

NASA POWER – *National Aeronautics and Space and Administration Prediction of Worldwide Energy Resource*;
NCEP/NCAR – *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*;
NOAA – National Oceanic & Atmospheric Administration;
OMM – Organização Meteorológica Mundial;
POR – Portugal;
 R_n – Saldo de radiação;
 R_s – Radiação solar incidente;
 T – Temperatura média diária do ar;
 $T_{máx}$ – Temperatura máxima do ar;
 $T_{méd}$ – Temperatura média do ar;
 $T_{mín}$ – Temperatura mínima do ar;
 u_2 – Velocidade do vento a dois metros de altura;
 $UR_{méd}$ – Umidade relativa média do ar;
USA – Estados Unidos da América;
UTC – Tempo Universal Coordenado;
 Δ – Declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar; e,
 γ – Constante psicrométrica.

CAPÍTULO IV

ASCE-EWRI – *American Society of Civil Engineers*;
AUS – Austrália;
BOL – Bolívia;
BRA – Brasil;
 C_s – Coeficiente de sensibilidade;
CHI – China;
COR – Coreia do Norte;
DCDT – Divisão de Conservação e Drenagem de Terras;
DIN – Dinamarca;
 DPV – Déficit de pressão de vapor;
 d – Altura de deslocamento do plano zero;
 d_r – Distância relativa inversa Terra-Sol;
 E – Taxa de evaporação;
 ea – Pressão atual de vapor a dois metros de altura;
 es – Pressão de saturação de vapor a dois metros de altura;
 $es(T_{C_{mín}})$ e $es(T_{C_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente;
 ET – Evapotranspiração;
 ET_o – Evapotranspiração de referência;
 $ET_{o_{PM}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith;
 $ET_{o_{PM,e}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith utilizando dados de reanálise da Plataforma NASA POWER ou medidos/médios;
 $ET_{o_{PM,e.simplificado}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith utilizando dados medidos/médios;

$ET_{OPM,m}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith utilizando dados medidos;
 f_{cd} – Função de nebulosidade;
 $f(\bar{u}_z)$ – Função da velocidade horizontal do vento;
 G – Balanço do fluxo de calor no solo;
 G_{SC} – Constante solar;
 INMET – Instituto Nacional de Meteorologia;
 ISR – Israel;
 J – Dia Juliano;
 k – Constante de von Karman;
 k_{RS} – Coeficiente de proporcionalidade de Hargreaves e Samani;
 LAI_{ativo} – Índice de área foliar ativa;
 NASA POWER – *National Aeronautics and Space Administration Prediction of Worldwide Energy Resource*;
 QUI – Quirguistão;
 r_a – Resistência aerodinâmica;
 r_i – Resistência estomática da folha bem iluminada;
 r_s – Resistência da superfície da cultura;
 Ra – Radiação solar no topo da atmosfera;
 Rn – Saldo de radiação;
 Rnl – Radiação solar de ondas longas;
 Rn_{HS} – Saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani (1982);
 Rn_{NASA} – Saldo de radiação estimado com os valores de radiação solar incidente proveniente da Plataforma NASA POWER;
 Rns – Radiação solar de ondas curtas;
 Rs – Radiação solar incidente;
 RS_{HS} – Radiação solar incidente estimada conforme Hargreaves e Samani (1982);
 RS_{NASA} – Radiação solar incidente estimada, proveniente da Plataforma NASA POWER;
 RUS – Rússia;
 T – Temperatura média diária do ar no período considerado;
 $T_{K^{máx}}$ – Temperatura máxima diária do ar (K);
 $T_{K^{mín}}$ – Temperatura mínima diária do ar (K);
 $T^{máx}$ – Temperatura máxima do ar;
 $T^{méd}$ – Temperatura média do ar;
 $T^{mín}$ – Temperatura mínima do ar;
 u_2 – Velocidade do vento a dois metros de altura;
 $UR^{máx}$ – Umidade relativa máxima do ar;
 $UR^{méd}$ – Umidade relativa média do ar;
 $UR^{mín}$ – Umidade relativa mínima do ar;
 u_z – Velocidade do vento à altura z ;
 z_h – Altura de medição da umidade;
 z_m – Altura de medição do vento;
 z_{oh} – Comprimento de rugosidade que governa a transferência de calor e vapor;
 z_{om} – Comprimento de rugosidade que governa a transferência de momento;
 α – Albedo;
 δ – Declinação solar;
 Δ – Declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar;

ΔCH_{CV} – Variação da variável climática;
 ΔCH_{ET_o} – Variação da ET_o em relação à mudança na variável climática;
 φ – Latitude;
 γ – Constante psicrométrica;
 σ – Constante de Stefan-Boltzmann; e,
 ω_s – Ângulo horário do pôr do Sol.

CONCLUSÕES GERAIS

ASCE-EWRI – *American Society of Civil Engineers*;
 DPV – Déficit de pressão de vapor;
 ET_o – Evapotranspiração de referência;
 $ET_{o_{PM}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith;
 $ET_{o_{PM.e.simplificado}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith utilizando dados medidos/médios;
 $ET_{o_{PM.m}}$ – Evapotranspiração de referência estimada com o método ASCE Penman-Monteith utilizando dados medidos;
 $ET_{o_{Rn.HS}}$ – Evapotranspiração de referência calculada com o saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente, estimada com o modelo de Hargreaves e Samani (1982);
NASA POWER – *National Aeronautics and Space and Administration Prediction of Worldwide Energy Resource*;
 Rn – Saldo de radiação;
 Rn_{HS} – Saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente, estimada com o modelo de Hargreaves e Samani (1982);
 Rn_{SA} , Rnl_A e Rn_A – Radiações de onda curta, radiação de onda longa e saldo de radiação estimadas com o modelo de Allen et al. (1994);
 Rn_{SAE} , Rnl_{AAE} e Rn_{AAE} – Radiações de onda curta, radiação de onda longa e saldo de radiação estimadas com o modelo de Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005);
 Rnl – Radiação solar de ondas longas;
 Rs – Radiação solar incidente;
 Rs_{HS} – Radiação solar incidente estimada conforme Hargreaves e Samani (1982);
 $T_{máx}$ – Temperatura máxima do ar;
 $T_{méd}$ – Temperatura média do ar;
 $T_{mín}$ – Temperatura mínima do ar;
 $UR_{méd}$ – Umidade relativa média do ar; e,
 u_2 – Velocidade do vento a dois metros de altura.

SUMÁRIO

	Página
1 INTRODUÇÃO GERAL	21
1.1 CAPÍTULO I – REFERENCIAL TEÓRICO	25
1.1.1 Evaporação, transpiração e evapotranspiração	25
1.1.2 Fatores que afetam a evapotranspiração	27
1.1.3 Evapotranspiração de referência	29
1.1.4 Método de Penman-Monteith	32
1.1.5 Dados climáticos medidos e estimados para os climas globais	33
1.1.6 Aspectos metodológicos	36
1.1.6.1 Estimativa da ET_o com limitação de dados	39
1.1.7 Análise de sensibilidade	41
1.1.8 REFERÊNCIAS	42
2 CAPÍTULO II – DETERMINAÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR DE FORMA ALTERNATIVA E SUA INFLUÊNCIA NA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA	52
2.1 RESUMO	52
2.2 ABSTRACT	53
2.3 INTRODUÇÃO	54
2.4 MATERIAL E MÉTODOS	57
2.4.1 Localidade analisada e dados medidos do saldo de radiação (R_n)	57
2.4.2 Métodos físicos e alternativos de estimativa do saldo de radiação (R_n)	57
2.4.3 Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) com o R_n observado (medido) e calculado com modelos alternativos	60
2.4.4 Análises estatísticas	61
2.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	62
2.5.1 Radiação solar observada na estação meteorológica de superfície	62
2.5.2 Radiação solar estimada com modelos	67
2.5.2.1 Radiação solar estimada de forma alternativa	73
2.5.3 Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o)	74
2.6 CONCLUSÕES	78
2.7 REFERÊNCIAS	78
3 CAPÍTULO III – CONSISTÊNCIA DOS DADOS DE SATÉLITE DA NASA POWER EM RELAÇÃO AOS MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE DA ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL PARA OS PRINCIPAIS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS	84
3.1 RESUMO	84
3.2 ABSTRACT	85
3.3 INTRODUÇÃO	86
3.4 MATERIAL E MÉTODOS	88
3.4.1 Análise dos dados da NASA POWER	88

3.4.2	Eficiência do banco de dados da NASA POWER no cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) com o método de Penman-Monteith	90
3.4.3	Análises estatísticas	91
3.5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	93
3.5.1	Análise dos dados da NASA POWER	93
3.5.2	Análises estatísticas	97
3.5.3	Eficiência do banco de dados da NASA POWER no cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) com o método de Penman-Monteith	102
3.6	CONCLUSÕES	104
3.7	REFERÊNCIAS	105
4	CAPÍTULO IV – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO ASCE-PM PARA OS CLIMAS GLOBAIS E ASSOCIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ESTIMADA COM METODOLOGIA PADRÃO E SIMPLIFICADA	108
4.1	RESUMO	108
4.2	ABSTRACT	109
4.3	INTRODUÇÃO	110
4.4	MATERIAL E MÉTODOS	112
4.4.1	Análise de sensibilidade do modelo ASCE-PM	112
4.4.2	Cenários e testes com o método ASCE-PM, utilizando dados medidos e estimados	115
4.4.3	Estudo de caso com o método ASCE-PM e cenários testados	119
4.4.4	Análises estatísticas	119
4.5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	120
4.5.1	Medidas de tendência e dispersão dos valores de ET_{oPM} para os climas avaliados	120
4.5.2	Análise de sensibilidade do modelo ASCE-PM para os climas globais	124
4.5.3	Considerações sobre a redução ou simplificação do método ASCE-PM	127
4.5.4	Cenários e testes com o método ASCE-PM, utilizando dados medidos e estimados	132
4.5.4.1	Estudo de caso com o método ASCE-PM utilizando os Cenários 1 e 3	134
4.6	CONCLUSÕES	137
4.7	REFERÊNCIAS	138
5	CONCLUSÕES GERAIS	145
6	REFERÊNCIAS GERAIS	146
	APÊNDICE 1 – ANÁLISE DA SAZONALIDADE DOS DADOS ESTIMADOS PELA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE	162
	APÊNDICE 2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS DADOS ESTIMADOS PELA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE	168
	APÊNDICE 3 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA OBTIDA COM OS DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS <i>vs</i> MEDIDOS”	174
	APÊNDICE 4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO ASCE-PM PARA OS CLIMAS GLOBAIS	175

APÊNDICE 5 – COEFICIENTES DE SENSIBILIDADE (C_s) EM RESPOSTA AOS ACRÉSCIMOS E DECRÉSCIMOS UNITÁRIOS DAS VARIÁVEIS ANALISADAS	180
APÊNDICE 6 – ASSOCIAÇÃO ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO MEDIDO EM ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE E A RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE ESTIMADA PELA PLATAFORMA NASA POWER	184

1 INTRODUÇÃO GERAL

Na engenharia de água e solo a irrigação é uma prática importante para garantir produções agrícolas em larga escala e com menor risco. Apesar de seus benefícios, a irrigação deve ser utilizada de forma adequada para evitar a aplicação excessiva ou insuficiente de água nas culturas de interesse econômico (Ferreira et al., 2021). Nesse sentido, o correto planejamento, projeto e manejo da irrigação são fundamentais para o suprimento de água conforme a demanda hídrica das culturas (Gu et al., 2020).

O manejo da irrigação pode ser realizado por meio de diferentes abordagens. Dentre elas, a mais comumente utilizada consiste em realizar a estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) com dados meteorológicos, multiplicando-a pelo respectivo coeficiente de cultivo (K_c) da cultura de interesse, obtendo assim a evapotranspiração da cultura (ET_c) (Allen et al., 1998; Pereira et al., 2015; Ferreira et al., 2021; Wang et al., 2021). A ET_o representa os efeitos primários induzidos pelo clima no consumo de água (Pereira et al., 2015) e o termo foi proposto considerando as superfícies de evaporação e outros fatores que podem influenciar a taxa da ET_c (Jensen et al., 1971). Fisicamente, é a mudança de fase da água líquida para vapor d'água e sua transferência para a atmosfera (Novák, 2011). Neste sentido, a determinação da ET_o é fundamental para estimar as necessidades hídricas das culturas, principalmente em localidades e áreas em que há escassez de recursos hídricos (Bellido-Jiménez et al., 2021). Além disso, o estudo da ET_o é importante para o entendimento do balanço hídrico de um local, o qual é computado pelas entradas e saída de água do sistema.

Para a finalidade de modelagem, a ET_o é definida como “a taxa de evapotranspiração de uma cultura de referência hipotética possuindo altura igual a 0,12 m, resistência de superfície de 70 s m^{-1} e albedo de 0,23, que se assemelha muito à evapotranspiração de uma extensa superfície de grama verde de altura uniforme, crescimento ativo, sombreando completamente o solo e sem ausência de água” (Allen et al., 1998). Atualmente, o modelo derivado do método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), apresentado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE-EWRI, 2005), é considerado o mais adequado para estimar a ET_o . O motivo

deve-se à boa precisão e aproximação de suas estimativas com os dados observados, obtidos em dispositivos de medição direta, denominados lisímetros.

Apesar de ser muito difundido e considerado padrão, a utilização do método ASCE Penman-Monteith (ASCE-PM) pode ser limitada por alguns motivos, como: quantidade de dados meteorológicos necessários, que muitas vezes não estão disponíveis para determinadas localidades, devido à ausência de estações meteorológicas de superfície; ou, quando disponíveis, podem apresentar inconsistência devido à manutenção insuficiente dos equipamentos de medição (Nolz e Rodný, 2019; Paredes et al., 2021). Neste contexto, o uso de dados meteorológicos sintéticos está se tornando uma alternativa viável para atender algumas demandas (Paredes et al., 2021), uma vez que bancos de dados climáticos em grade (provenientes de satélites) podem fornecer dados completos e de longo prazo (Monteiro et al., 2018), destinados a finalidades agrícolas ou não.

Na estimativa da ET_o com o método ASCE-PM ($ET_{o_{PM}}$) também surgem dúvidas quanto ao melhor método para determinação de algumas variáveis do modelo, como ocorre com o saldo de radiação ou radiação líquida (R_n), que é bem atuante no processo. Wales-Smith (1980) verificou que o R_n na superfície terrestre, estimado com as relações da equação de Penman (1948), que serviram de base teórica para a equação de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), proporcionaram valores superiores aos R_n medidos em estação meteorológica, principalmente no período do verão. Apesar da radiação solar de ondas curtas (R_{ns}) apresentar boa estimativa quando derivada das relações de Penman, a radiação solar de ondas longas (R_{nl}) foi superestimada. A radiação de ondas curtas é mais facilmente obtida por meio do albedo (α) e da radiação solar incidente (R_s). No entanto, dentre as variáveis climáticas medidas nas estações de superfície, a R_s é a que apresenta maiores problemas de falhas e erros de leitura (Wang, 2014).

A indisponibilidade de dados em quantidade e qualidade para o cálculo da $ET_{o_{PM}}$ também são aspectos que dificultam sua estimativa. Para contornar o problema, alternativas frequentemente são propostas e utilizadas para estimar a ET_o quando os dados meteorológicos medidos possuem baixa qualidade. Tais alternativas envolvem o uso de dados interpolados em grade (Gurski et al., 2021), produtos de sensoriamento remoto provenientes de sensores instalados a bordo de

satélites (Blankenau et al., 2020; Paredes et al., 2021), banco de dados estimados em plataformas de fácil acesso, como a *Power Data Access Viewer* (NASA, 2022), ou o uso de equações simplificadas e/ou reduzidas, como os métodos Moretti-Jerszurki-Silva, que estimam a ET_o com o potencial hídrico atmosférico (Ψ_{ar}) ou Ψ_{ar} e radiação solar no topo da atmosfera (Ra) (Jerszurki et al., 2017). Na literatura encontram-se inúmeros métodos simplificados voltados à estimativa da ET_o , para várias situações e periodicidade, considerando diferentes dados climáticos como entrada (Blaney e Criddle, 1950; Camargo, 1971; Priestley e Taylor, 1972; Hargreaves e Samani, 1985; Villa Nova et al., 2006).

A influência das variáveis de entrada nos modelos para a obtenção da ET_o requer entendimento de sua atuação, que pode ser verificada por meio de análise de sensibilidade. A análise de sensibilidade é um procedimento que permite verificar o que ocorre com as variáveis de interesse, mediante alterações nas demais variáveis de entrada que compõe o modelo. São os resultados de saída do modelo que indicam como a variável de interesse atua, mediante as alterações.

Diante do contexto apresentado, considera-se que a avaliação e proposição de alternativas ou metodologias para facilitar a estimativa da evapotranspiração de referência com o método ASCE-PM ($ET_{o_{PM}}$) é uma estratégia fundamental para o melhor entendimento das condições climáticas globais, e uma base importante para o desenvolvimento de estudos aplicados à engenharia de água e solo. Desta forma, teve-se por objetivo no presente estudo: verificar a grandeza, sazonalidade e associação entre as variáveis climáticas relacionadas à temperatura do ar ($T_{máx}$, $T_{mín}$, $T_{méd}$), umidade relativa do ar ($UR_{máx}$, $UR_{mín}$, $UR_{méd}$), velocidade do vento (u_2) e radiação solar (R_s , R_{ns} , R_{nl} e R_n) “medidas em estações meteorológicas de superfície vs estimadas com modelos ou disponibilizadas na plataforma NASA POWER”; analisar a sensibilidade da evapotranspiração de referência ($ET_{o_{PM}}$) em relação às variáveis de entrada ($T_{méd}$, u_2 , R_n e DPV) na metodologia ASCE-PM, para os principais tipos climáticos globais; bem como, quantificar a influência das variáveis de entrada e suas variações na estimativa da $ET_{o_{PM}}$, com as metodologias ASCE-PM padrão e simplificada.

Para alcançar o objetivo proposto, o presente trabalho encontra-se estruturado nos seguintes capítulos:

- Capítulo I: Referencial teórico;
- Capítulo II: Determinação do saldo de radiação solar de forma alternativa e sua influência na estimativa da evapotranspiração de referência;
- Capítulo III: Consistência dos dados de satélite da NASA POWER em relação aos medidos em estações de superfície da Organização Meteorológica Mundial para os principais tipos climáticos globais;
- Capítulo IV: Análise de sensibilidade do modelo ASCE-PM para os climas globais e associação da evapotranspiração de referência estimada com metodologia padrão e simplificada.

1.1 CAPÍTULO I – REFERENCIAL TEÓRICO

1.1.1 Evaporação, transpiração e evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é o processo de saída da água para a atmosfera, por meio do particionamento da evaporação do solo (E) e da transpiração das plantas (Tr). Juntas, a evaporação e a transpiração liberam aproximadamente $495 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ de água para a atmosfera a cada ano, sendo 86% derivado da evaporação dos oceanos (Marshall et al., 2014). A ET é um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico (Córdova et al., 2015; Poyen et al., 2016; Antonopoulos e Antonopoulos, 2017; Krishna, 2019).

A evaporação (E) é o processo pelo qual a água líquida é convertida em vapor d'água. A energia necessária para mudar o estado das moléculas de água de líquido para vapor é proveniente da radiação solar direta e da temperatura ambiente do ar. A remoção do vapor d'água da superfície de evaporação ocorre pela diferença entre a pressão do vapor d'água na superfície de evaporação e a pressão da atmosfera circundante. À medida que a evaporação prossegue, o ar circundante torna-se gradualmente saturado e o processo torna-se mais lento, sendo o processo dependente da velocidade do vento (Allen et al., 1998; Marshall et al., 2014).

A transpiração (Tr) consiste na vaporização da água líquida contida nos tecidos vegetais, e a remoção do vapor para a atmosfera durante a atividade fotossintética ocorre principalmente por meio dos estômatos. A vaporização ocorre dentro dos espaços intercelulares das folhas, e as trocas de vapor com a atmosfera são controladas pela abertura estomática. A transpiração também depende do fornecimento de energia, gradiente de pressão de vapor e vento. Além da radiação, temperatura e umidade do ar e velocidade do vento, o conteúdo de água do solo e sua capacidade de conduzir água às raízes das plantas também determinam a taxa de transpiração, assim como o alagamento e a salinidade da água do solo. A Tr também é influenciada pelas características intrínsecas da cultura, condições ambientais e práticas de cultivo, ou seja, diferentes tipos de plantas podem ter diferentes taxas de Tr (Allen et al., 1998; Marshall et al., 2014).

A evapotranspiração (ET), termo inicialmente introduzido por Wilm et al. (1944) como evapotranspiração potencial (ET_p), é o processo de perda simultânea de água por evaporação da superfície do solo e a transpiração total das plantas. A E

e T_r são processos movidos por energia e ocorrem simultaneamente. A ET é diretamente proporcional à temperatura, radiação solar e velocidade do vento, e diminui com o aumento da umidade do ambiente (Allen et al., 1998; Poyen et al., 2016). Os processos que controlam a ET são baseados na ligação da energia (calor latente), água (fluxo de umidade) e ciclos de carbono (trocas fotossíntese-transpiração) no sistema terrestre (Pan et al., 2020).

A ET_p foi inicialmente definida por Thornthwaite e Mather (1955) como “a quantidade de água perdida por uma superfície completamente coberta com vegetação, se houver água suficiente no solo em todos os momentos para uso pela vegetação”. Posteriormente, Penman (1956) complementou que a ET_p seria “a quantidade de água transpirada em uma unidade de tempo por uma cultura de ciclo curto, sombreando completamente o solo, de altura uniforme e sem ausência de água”. Allen et al. (1998) consideram que o uso do termo potencial não é recomendado, devido a ambiguidade em suas definições.

As medições individuais dos processos de evaporação e transpiração com instrumentos são de difícil determinação e operação. Além da disponibilidade de água na camada superficial, a evaporação do solo sob condições de cultivo é determinada principalmente pela fração da radiação solar incidente que atinge a superfície do solo. À medida que a cultura cresce e se desenvolve, a fração de radiação solar tende a diminuir, devido à cobertura do solo pela expansão do dossel da cultura. Desta forma, no estágio inicial de desenvolvimento da cultura a água é predominantemente perdida pela evaporação do solo, e quando a cultura está bem desenvolvida e cobre completamente o solo, a transpiração se torna o processo principal de perda de água do sistema (Allen et al., 1998). Além da radiação, outros aspectos climáticos e meteorológicos, como latitude, longitude, altitude, fotoperíodo, número de horas de brilho solar, fluxo de calor do solo e pressão atmosférica, contribuem significativamente para a ocorrência da ET (Poyen et al., 2016).

A ET é amplamente estudada em diversas áreas envolvendo as relações hídricas em áreas rurais e urbanas (Oliveira et al., 2019; Pan et al., 2020). O ciclo hidrológico é composto por condensação, precipitação, infiltração, escoamento superficial e evapotranspiração. A ET é fundamental no equilíbrio hidrológico, sendo responsável por 15% do vapor d'água da atmosfera (Poyen et al., 2016), tendo efeito

direto na qualidade da água, uma vez que no processo a água é purificada (Ben Hamoud e Ventura, 2020).

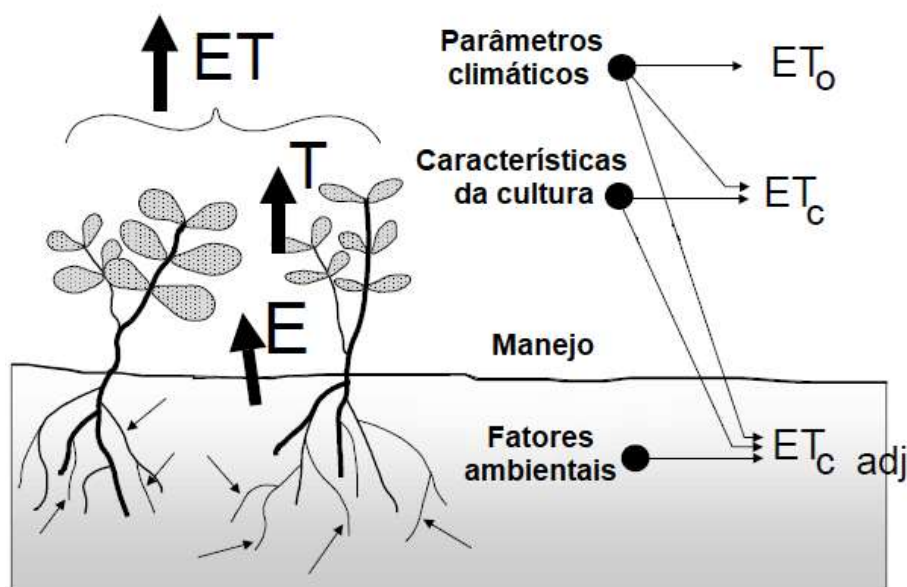
A medição da *ET* pode ser realizada com métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos de medição consistem principalmente em evapotranspirômetros e lisímetros, equipamentos em que é possível controlar todas as entradas e saídas de água no sistema (Fenner et al., 2019). Os métodos indiretos incluem o Tanque Classe A, desenvolvido pelo Serviço Meteorológico Norte-Americano, e modelos que têm como entrada diferentes dados climáticos e parâmetros.

A *ET* é importante para previsões meteorológicas de curto e longo prazo (Pan et al., 2020). Sua avaliação é extremamente importante para o planejamento e monitoramento hídrico na agricultura, pois ajuda a determinar a quantidade e época de aplicação da irrigação (Poyen et al., 2016).

1.1.2 Fatores que afetam a evapotranspiração

Os fatores diretos que afetam a evaporação do solo e a transpiração das culturas abrangem os parâmetros climáticos, características intrínsecas das culturas, manejo e fatores ambientais (FIGURA 1.1; Allen et al., 1998).

FIGURA 1.1 – FATORES QUE AFETAM A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DA CULTURA.



FONTE: Adaptado de Allen et al. (1998).

Dentre os parâmetros climáticos, destacam-se a radiação, temperatura do ar, umidade e velocidade do vento. O poder de evaporação da atmosfera é expresso pela evapotranspiração da cultura de referência (ET_o), representada pela evapotranspiração de uma superfície vegetada padronizada, normalmente a grama hipotética com características específicas (Allen et al., 1998).

Desde a publicação do documento *Irrigation and Drainage, Paper N° 24* (Doorenbos e Pruitt, 1977), os avanços nas pesquisas levaram à necessidade de aprimorar os métodos de cálculo da ET_o . Aparentemente, o método inicial de Penman apresentava superestimativas da ET_o , enquanto as outras equações recomendadas pela FAO (equação de Blaney-Criddle) e os métodos de evaporação do tanque, indicaram aderência mais variável à grama de referência. Desta forma, houve a adoção de um novo método padrão para estimar a ET_o , consistindo na combinação de Penman-Monteith. O método FAO Penman-Monteith foi desenvolvido definindo a cultura de referência como uma cultura hipotética, com altura de 0,12 m, resistência superficial de 70 s m^{-1} e albedo de 0,23. Os valores adotados basearam-se na evaporação de uma extensa superfície de grama verde, de altura uniforme, com crescimento ativo e irrigação adequada. O método de Penman-Monteith superou as deficiências do método de Penman, fornecendo valores mais consistentes com os dados observados (Allen et al., 1998), tornando-o método padrão mundialmente utilizado na estimativa da ET_o .

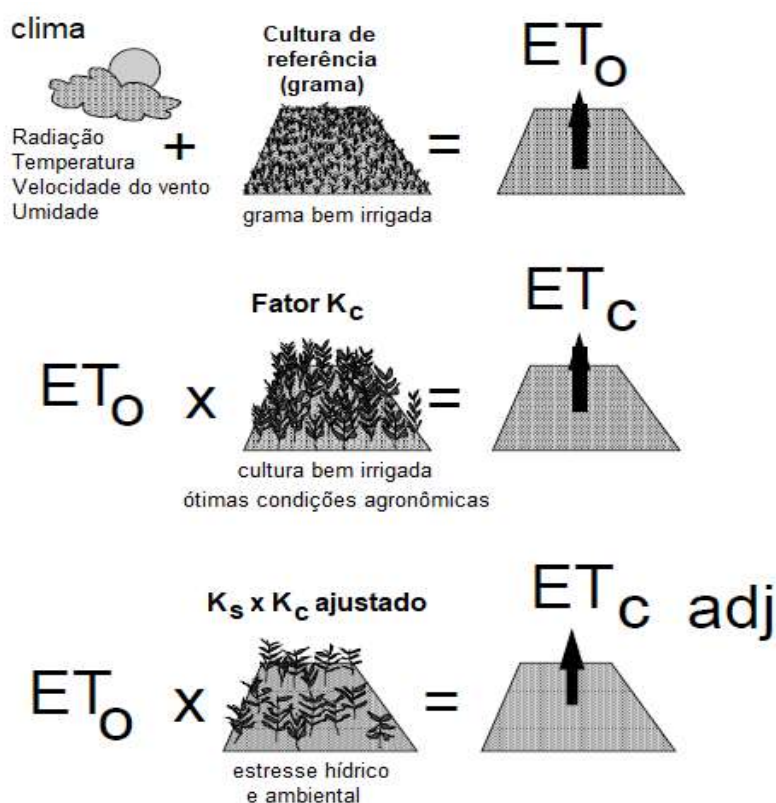
Para avaliação de culturas agrícolas, o tipo, variedade e estágio de desenvolvimento interferem na ocorrência da evapotranspiração. Em diferentes tipos de culturas, sob mesmas condições de cultivo, são observadas diferenças quanto à resistência à transpiração. Os níveis de evapotranspiração estão diretamente relacionados à altura e rugosidade da cultura, taxa refletiva da radiação, cobertura do solo e características de enraizamento da cultura. A demanda evaporativa das culturas cultivadas a campo sob condições ambientais ideais, manejo adequado e água suficiente no solo, possibilitam a ocorrência da produção plena. Nessas circunstâncias tem-se a evapotranspiração da cultura (ET_c ; Allen et al., 1998).

Em relação ao manejo e aspectos ambientais, a evapotranspiração pode ser afetada pela salinidade, baixa fertilidade, aplicação limitada de fertilizantes, compactação, presença de pragas e doenças, baixa cobertura do solo, densidade de plantio ou semeadura e teor de água do solo (Allen et al., 1998).

Em condições de cultivo a campo, sem condições ideais, é necessário adotar fatores de correção para ajustar a ET_c . O ajuste é fundamental, pois reflete o efeito real da evapotranspiração da cultura nas condições ambientais e de manejo no campo. Desta forma, tem-se a evapotranspiração da cultura sob condições não padronizadas ($ET_{c_{adj}}$). A $ET_{c_{adj}}$ é calculada usando o coeficiente de estresse hídrico padrão (K_s) e/ou ajustado (K_c) para todos os tipos de estresse e restrições ambientais que possam afetar a evapotranspiração da cultura (Allen et al., 1998).

Na FIGURA 1.2 tem-se a distinção entre a evapotranspiração da cultura de referência (ET_o), cultura em condições padrão (ET_c) e cultura em condições não padrão ($ET_{c_{adj}}$).

FIGURA 1.2 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA ET_o , ET_c E $ET_{c_{adj}}$.



FONTE: Adaptado de Allen et al. (1998).

1.1.3 Evapotranspiração de referência

A evapotranspiração de referência (ET_o) representa a demanda evaporativa da atmosfera e resulta da parametrização da combinação da equação de Penman-Monteith para grama cortada (Allen et al., 1998; Pereira et al., 1999).

A forma direta mais precisa para obtenção da ET_o consiste em realizar medidas em campo, utilizando evapotranspirômetros ou lisímetros. No entanto, modelos comumente são utilizados para essa finalidade, devido às limitações para obtenção direta, como elevados custos de implantação e manutenção dos sistemas, demora na obtenção de resultados e incertezas quanto à precisão. Assim, muitos modelos empíricos foram desenvolvidos nos últimos 70 anos desde a introdução do método Thornthwaite (Wilm et al., 1944), e são amplamente utilizados como alternativa prática para estimar a ET_o (Carvalho et al., 2015; Marshall et al., 2014; Muhammad et al., 2019). Dentre os métodos empíricos, destacam-se os métodos baseados no balanço de energia da superfície, radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente (Liou e Kar, 2014). Dessa forma, a estimativa da ET_o é basicamente determinada com técnicas e princípios físicos que podem variar de muito simples à relativamente complexos (Allen et al., 2011).

Atualmente, o método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), apresentado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE-EWRI, 2005), é considerado padrão para determinação da ET_o . Allen et al. (1998) e ASCE-EWRI (2005) trazem roteiros detalhados, contendo os passos, equações e definições para a realização dos cálculos da ET_o , em periodicidade diária e horária.

Apesar da boa precisão, o método padrão Penman-Monteith (Allen et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005) pode levar a dificuldades quanto ao levantamento e obtenção dos dados de entrada necessários nas equações. Muitos dados e parâmetros não estão disponíveis ou até mesmo não são confiáveis para determinadas regiões. Esses aspectos dificultam a estimativa da ET_o , prejudicando pesquisadores, gestores urbanos e agrícolas na tomada de decisões quanto ao abastecimento urbano, estudos de balanço hídrico, fluxo de água em bacias hidrográficas, suprimento das necessidades hídricas das culturas, entre outros.

A literatura é riquíssima em métodos alternativos para estimar a ET_o , de modo simplificado, para regiões específicas. Basicamente, os métodos de estimativa da ET_o são categorizados conforme os parâmetros meteorológicos presentes na equação. Assim, podem ser classificados baseando-se no balanço hídrico ou transferência de massa, radiação, temperatura ou combinações de mais de um parâmetro (Muhammad et al., 2019). Na TABELA 1.1 encontram-se alguns métodos de estimativa da ET_o comumente utilizados.

TABELA 1.1 – MODELOS ALTERNATIVOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA, PARÂMETROS DE ENTRADA E REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA EQUAÇÃO.

Modelo	Dados ou parâmetros de entrada	Equação
Romanenko (1961)	$T_{méd}, UR$	$ET_o = 0,0018 \cdot (T_{méd} + 25)^2 \cdot (100 - UR)$
Hamon (1963)	$T_{méd}, es, k$	$(1) ET_p = k \cdot 0,165 \cdot 216,7 \cdot N \cdot \left(\frac{es}{T+273,3} \right)$
Papadakis (1965)	$e_{aT_{máx}}, e_d$	$(2) ET_o = 0,5625 \cdot (e_{aT_{máx}} - e_d)$
Benavides e Lopez (1970)	$T_{méd}, UR$	$ET_o = 1,21 \cdot 10 \cdot \left(\frac{7,5 \cdot T_{méd}}{237,5 + T_{méd}} \right) \cdot (1 - 0,01 \cdot UR) + 0,21 \cdot T_{méd} - 2,3$
Blaney-Cridde (1950)	$T_{méd}$	$(3) ET_o = c \cdot [p \cdot (0,46 \cdot T_{méd} + 8,13)]$
Linacre (1977)	$T_{méd}, h, T_d, A$	$(4) ET_o = \frac{700 \cdot (T+0,006 \cdot h) / (100-A) + 15 \cdot (T-T_d)}{(80-T)}$
Hargreaves e Samani (1985)	$T_{máx}, T_{mín}, T_{méd}, Ra$	$ET_p = 0,0023 \cdot Ra \cdot (T_{máx} - T_{mín})^{0,5} \cdot (T_{méd} + 17,8)$
Kharrufa (1985)	$T_{méd}$	$(5) ET_o = 0,34 \cdot p \cdot T_{méd}^{1,3}$
Trajkovic (2007)	$T_{máx}, T_{mín}, T_{méd}, Ra$	$ET_o = 0,0023 \cdot Ra \cdot (T_{máx} - T_{mín})^{0,424} \cdot (T_{méd} + 17,8)$
Ravazzani et al. (2012)	$T_{máx}, T_{mín}, T_{méd}, Ra$	$(6) ET_o = (0,817 + 0,00022 \cdot z) \cdot (0,0023 \cdot Ra) \cdot (T_{máx} - T_{mín})^{0,5} \cdot (T_{méd} + 17,8)$
Jensen e Haise (1963)	$T_{méd}, Rs$	$ET_p = Rs \cdot (0,025 \cdot T_{méd} - 0,078)$
Makkink (1957)	Rs	$(7) ET_o = (0,61 \cdot Rs \cdot W) - 0,12$
Priestley e Taylor (1972)	Rn, G	$(8) ET_o = \frac{\alpha \cdot W \cdot (Rn - G)}{\lambda}$
Turc (1961)	$T_{méd}, Rs$	$(9) ET_o = a_t \cdot 0,013 \cdot \left(\frac{T_{méd}}{T_{méd} + 15} \right) \cdot \left(\frac{Rs / 0,0238846 + 50}{\lambda} \right)$
Penman (1948)	$T_{méd}, Rn$	$(10) ET_o = \left(\frac{W \cdot Rn}{\lambda} \right) + (1 - W) \cdot E_a$
Tanque “Classe A” (Doorenbos e Pruitt, 1977)	E_v	$(11) ET_o = Kp \cdot E_v$
Thorntwaite (1948)	$T_{méd}, N_i$	$(12) ET_o = \frac{N_i}{12} \cdot \frac{1}{30} \cdot 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T}{I} \right)^a$, para $T > 0^\circ\text{C}$, onde $a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,7912 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239$ e $I = \sum_{i=1}^{12} (0,2 \cdot T_{méd})^{1,514}$, para $T_a > 0$
Camargo (1971)	$T_{méd}, Ra$	$(13) ET_o = K \cdot Ra \cdot T_{méd} \cdot ND$
Penman-Monteith (Allen et al. 1998)	$Rn, T_{méd}, ea, es, u_2$	$(14) ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{Cn}{(T+273)} \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + Cd \cdot u_2)}$
Moretti-Jerszurki-Silva (Jerszurki et al., 2017)	Ψar	$(15) ET_{oMJS(\Psi ar).i} = a + b \cdot \Psi ar_i$
Moretti-Jerszurki-Silva (Jerszurki et al., 2017)	$\Psi ar, R_a$	$(16) ET_{oMJS(\Psi ar; R_a).i} = a + b \cdot E_{e.i}$

FONTE: A autora (2023). ⁽¹⁾ N – duração do dia, k – coeficiente de proporcionalidade; ⁽²⁾ $e_{aT_{máx}}$ – pressão atual de vapor correspondente à temperatura máxima média, e_d – pressão de saturação correspondente à temperatura do ponto de orvalho; ⁽³⁾ c – fator de ajuste, p – porcentagem média diária do total de horas diurnas anuais; ⁽⁴⁾ h – elevação, A – latitude; ⁽⁵⁾ p – porcentagem de insolação máxima diária em relação ao horário de insolação teórico do ano; ⁽⁶⁾ z – elevação da estação; ⁽⁷⁾ W – fator de ponderação da Rs ; ⁽⁸⁾ α – parâmetro da equação, W – fator de ponderação, Rn – saldo de radiação, G – densidade do fluxo de calor no solo; ⁽⁹⁾ a_t – fator da umidade relativa; ⁽¹⁰⁾ λ – calor latente de vaporização, E_a – poder de evaporação do ar; ⁽¹¹⁾ Kp – coeficiente de conversão da evapotranspiração do tanque “Classe A” em evapotranspiração de referência, E_v – lâmina da evaporação do tanque “Classe A”; ⁽¹²⁾ N_i – fotoperíodo do i -ésimo dia do mês, T – temperatura média diária do ar ($^\circ\text{C}$), a – função cúbica do índice de calor (I) da região, I – índice de calor na região; ⁽¹³⁾ K – fator de ajuste da equação; ⁽¹⁴⁾ Δ ; Rn ; G ; γ ; Cn ; T ; u_2 ; es ; ea ; Cd – parâmetros da equação descritos em ASCE-EWRI (2005); ^(15,16) Ψar – potencial hídrico atmosférico, $E_{e.i}$ – evaporação equivalente de água obtido por radiação solar e ponderado pelo potencial hídrico atmosférico do período considerado.

1.1.4 Método de Penman-Monteith

A equação de Penman-Monteith, inicialmente proposta pela *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO) e posteriormente revisada pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE-EWRI; 2005), é a representação mais próxima e simples dos fatores físicos e fisiológicos que controlam o processo da evapotranspiração de referência (ET_o ; Allen et al., 1998). O método Penman-Monteith (ASCE-PM) considera a energia necessária que envolve o processo da evaporação, a temperatura que afeta a intensidade da evaporação, o déficit de saturação que eleva o vapor no ar atmosférico, e a velocidade do vento que transporta o vapor da superfície úmida (Varga-Haszonits et al., 2022). O método ASCE-PM pode ser utilizado para estimar a ET_o na periodicidade diária e horária, havendo para essa última a possibilidade de estimativas para os períodos diurno e noturno (ASCE-EWRI, 2005; Santos et al., 2021).

A $ET_{o_{PM}}$ estimada com o modelo Penman-Monteith é calculada com a Equação 1. Os roteiros de cálculo das diversas equações que compõe o método são detalhados no boletim FAO N° 56 (Allen et al., 1998) e manual ASCE (ASCE-EWRI (2005)).

$$ET_{o_{PM}} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{Cn}{(T + 273)} \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + Cd \cdot u_2)} \quad (1)$$

Sendo: $ET_{o_{PM}}$ – evapotranspiração de referência (mm período⁻¹); Δ – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar (kPa °C⁻¹); Rn – saldo de radiação na superfície (MJ m⁻² período⁻¹); G – balanço do fluxo de calor no solo (MJ m⁻² período⁻¹); γ – constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); T – temperatura média diária ou horária do ar no período considerado (°C); u_2 – velocidade do vento a dois metros de altura (m s⁻¹); es – pressão de saturação de vapor a dois metros de altura (kPa); ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa); Cn e Cd – constantes que dependem do tipo de vegetação e escala de tempo ($Cn_{horário} = 37 \text{ K mm s}^3 \text{ Mg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ou $Cn_{diário} = 900 \text{ K mm s}^3 \text{ Mg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ para cobertura do solo com grama curta; $Cd_{diurno} = 0,24 \text{ s m}^{-1}$ e $Cd_{noturno} = 0,96 \text{ s m}^{-1}$, na periodicidade horária; e, $Cd_{diário} = 0,34 \text{ s m}^{-1}$, na periodicidade diária).

Dependendo da existência de dados climáticos medidos ou a necessidade de serem estimados, os roteiros para a estimativa da $ET_{o_{PM}}$ com o método Penman-Monteith (Equação 1) pode precisar da entrada direta ou indireta das seguintes variáveis ou constantes (Allen et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005):

- Variáveis psicrométricas e atmosféricas, como o calor latente de vaporização da água (λ), temperatura do ar (T), pressão atmosférica (P), constante psicrométrica (γ), declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar (Δ) e déficit de pressão de vapor (DPV);
- Variáveis relacionadas à radiação solar, como latitude do local (φ) radiação solar no topo da atmosfera (R_a), que considera a constante solar (G_{sc}), distância relativa inversa Terra-Sol (d_r), ângulo do pôr do Sol (ω), dia Juliano (J), declinação solar (δ). No cálculo da radiação solar é considerado o saldo de radiação (R_n), computado pela diferença entre a radiação solar de ondas curtas (R_{ns}) e longas (R_{nl}). A R_{ns} utiliza dados de radiação solar incidente (R_s) e o albedo da cultura (α). A R_{nl} requer o uso da constante de Stefan-Boltzmann (σ), da função de nebulosidade (f_{cd}), da pressão atual de vapor (ea) e da temperatura média absoluta, em Kelvin (T_K). A obtenção da f_{cd} necessita de informações quanto à radiação solar de céu claro (R_{so});
- Variáveis relacionadas à densidade do fluxo de calor do solo (G) e constantes C_n e C_d , que variam conforme o tipo de cultura de referência e intervalo de tempo (diário ou horário).

1.1.5 Dados climáticos medidos e estimados para os climas globais

As variáveis meteorológicas registradas em estações de superfície estão sujeitas a inconsistências e erros. Problemas na qualidade da série de dados meteorológicos medidos podem ocorrer em qualquer momento, como na instalação inadequada e falta de manutenções periódicas na estação, leitura incorreta dos instrumentos de medição e digitalização dos dados, e pós-processamento de dados imprecisos (Brönnimann, 2015). Vuille et al. (2008) consideram que os problemas de qualidade dos dados e a falta de observações meteorológicas de longo prazo impedem análises de tendências mais confiáveis.

Embora as bases de dados climáticos tenham melhorado substancialmente nas últimas décadas, muitos países ainda não dispõem de dados medidos em estações de superfície (Aboelkhair et al., 2019). Quando possuem, as séries comumente apresentam falhas. A falta de registros gera lacunas significativas na série de dados, levando os pesquisadores a excluir postos, ou a optar por alternativas mais simples. A utilização de valores médios é comumente empregada, mas reduz a variabilidade e resolução temporal, bem como o poder estatístico de uma série. Além disso, as estações meteorológicas frequentemente estão situadas em locais estratégicos, como em áreas de aviação ou no monitoramento do clima para grandes centros urbanos, sendo mais representativas geograficamente para estas áreas específicas (Colston et al., 2018).

O acesso às séries de dados climáticos também são um desafio. Algumas estações, como as da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), dos Estados Unidos da América, dispõem de repositório *online* de dados históricos para mais de 9000 estações de superfície distribuídas em todo o globo (NOAA, 2022), inclusive para locais de difícil acesso. No entanto, apesar das estações registrarem séries de variáveis relacionadas à temperatura, pressão, precipitação, velocidade do vento e neve, não dispõem de medidas de umidade relativa e radiação solar. Outras bases de dados possuem maiores restrições ainda: o *Instituto Português do Mar e da Atmosfera* (IPMA), em Portugal, dispõe de poucas variáveis climáticas; e o *Bureau of Meteorology* (BOM), na Austrália, dentre vários outros órgãos no globo, não disponibilizam gratuitamente séries de dados climáticos mais completas.

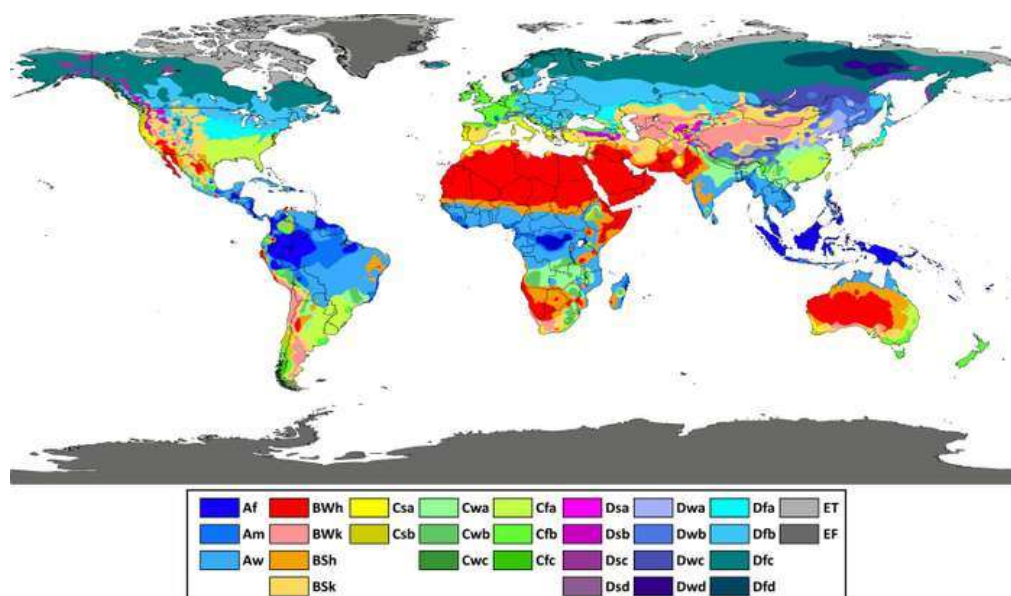
Devido à dificuldade para a obtenção de séries de dados climáticos medidos em estações de superfície no globo, principalmente relacionados à radiação solar para estimativa da ET_{OPM} , dados meteorológicos sintéticos de “reanálise” (provenientes de diferentes fontes, dentre elas, dados de satélite) estão ganhando espaço na literatura e pesquisas científicas. Os dados de “reanálise” tornaram-se uma alternativa promissora para a obtenção de séries longas e completas (Monteiro et al., 2018; Aboelkhair et al., 2019; Rodrigues e Braga, 2021).

O conceito de dados climáticos de “reanálise” é definido como o processo pelo qual um sistema de assimilação de longas séries de dados invariáveis é usado para fornecer o reprocessamento consistente de observações meteorológicas (Rood

et al., 2001; Gelaro et al., 2017). Nesta perspectiva, destaca-se o banco de dados do *National Aeronautics and Space and Administration Prediction of Worldwide Energy Resource* (NASA POWER), que fornece dados de diversas variáveis climáticas. É importante ressaltar que estudos envolvendo o uso de dados de reanálise da NASA POWER são consistentes e precisos, como já verificado em Negm et al. (2017), Bender e Sentelhas (2018), Monteiro et al. (2018), Aboelkhair et al. (2019), Ndiaye et al. (2020), Rodrigues e Braga (2021) e Marzouk (2021). Quansah et al. (2022), em Gana, África ocidental, verificaram bons resultados estatísticos entre a radiação solar incidente (R_s) medida e a estimada na NASA POWER. Porém, os estudos citados foram específicos para determinadas localidades ou não consideram análises com maior número de variáveis, tornando necessário estudos mais abrangentes envolvendo a maioria dos climas globais.

Analisar os 12 tipos climáticos brasileiros (Alvares et al., 2013), com os outros 17 tipos climáticos das demais regiões globais (FIGURA 1.3; Arnfield, 2020), seria um excelente cenário para testar a confiabilidade do banco de dados da NASA POWER para estimar a ET_{oPM} . Considerando o desempenho satisfatório obtido na literatura até o momento para as localidades e climas já analisados, acredita-se que os dados de reanálise da NASA POWER são uma excelente alternativa para estimar com precisão a ET_{oPM} dos climas globais, como árido, continental e polar, considerados climas extremos.

FIGURA 1.3 – TIPOS CLIMÁTICOS CLASSIFICADOS CONFORME KOPPEN-GEIGER PARA OS CONTINENTES DA TERRA.



FONTE: Arnfield (2020).

1.1.6 Aspectos metodológicos

O método ASCE-PM (Equação 1) apresenta limitações para a sua utilização, quando a qualidade ou disponibilidade de dados climáticos necessários não são suficientes, o que muitas vezes justifica a escolha de metodologias alternativas em algumas pesquisas. Dentre as variáveis que compõe o método ASCE-PM, destaca-se o saldo de radiação (R_n), que já foi verificado na literatura como sendo uma variável sensível ao método e que influencia fortemente os valores estimados de ET_o . O R_n é o resultado do balanço entre as entradas e saídas de radiação no sistema, contabilizado pelos valores de radiação de ondas curtas (R_{ns}) e longas (R_{nl}). A R_{nl} é a parte mais difícil de ser monitorada em estudos micrometeorológicos (Teodoro et al., 2018), principalmente devido à escassez de dados medidos em estações de superfície, além de sua elevada sensibilidade quanto às respostas na estimativa da ET_{oPM} com equação de Penman (Saxton, 1975).

Ciente das limitações do método de Penman-Monteith, Allen et al. (1998) sugeriram procedimentos para estimar variáveis climáticas indisponíveis. Os autores comentam que em condições de indisponibilidade ou inconsistência dos dados climáticos é recomendável a estimativa dos dados com os seguintes procedimentos:

i) Ausência de dados de umidade relativa (UR):

A UR é utilizada no cálculo da estimativa da pressão atual de vapor (ea). Na ausência de leituras consistentes de UR , a ea pode ser obtida assumindo-se que a temperatura do ponto de orvalho (T_{dew}) está próxima da temperatura mínima diária ($T_{mín}$). A alternativa pressupõe que ao nascer do Sol a temperatura do ar está próxima do seu valor mínimo ($T_{mín}$) e, conseqüentemente, o ar estaria quase saturado com vapor d'água e a umidade relativa próxima de 100%. Desta forma, na ausência de dados de UR , a ea pode ser obtida com a Equação 2:

$$ea = e^o(T_{mín}) = 0,611 \cdot \exp \left[\frac{17,27 \cdot T_{mín}}{T_{mín} + 237,3} \right] \quad (2)$$

Sendo: ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa); $T_{mín}$ – temperatura mínima diária do ar (°C).

Contudo, Allen et al. (1998) consideram que na obtenção da ea com a Equação 2, a $T_{dew} \approx T_{mín}$ é válida somente para locais onde a cultura de cobertura é bem irrigada. Em regiões áridas, o ar pode não estar saturado quando sua

temperatura está no limite inferior, e a $T_{mín}$ pode ser superior a T_{dew} , necessitando de calibração adicional para estimar as temperaturas do ponto de orvalho. Em regiões úmidas e subúmidas, a $T_{mín}$ e T_{dew} medidas no início da manhã podem ser menores que T_{dew} medida durante o dia, devido à condensação do orvalho durante a noite.

A ea é comumente obtida com a Equação 3, que considera valores diários de $T_{máx}$, $T_{mín}$, $UR_{máx}$ e $UR_{mín}$. No entanto, algumas bases de dados fornecem somente leituras de $UR_{méd}$. Nestes casos são necessárias alternativas para obtenção da ea , como a Equação 4 proposta por Paredes e Pereira (2019):

$$ea = \frac{e^o(T_{mín}) \cdot \frac{UR_{máx}}{100} + e^o(T_{máx}) \cdot \frac{UR_{mín}}{100}}{2} \quad (3)$$

$$ea = \frac{UR_{méd}}{\frac{50}{es(T_{°C_{mín}})} + \frac{50}{es(T_{°C_{máx}})}} \quad (4)$$

Sendo: ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa); $T_{mín}$ e $T_{máx}$ – temperaturas mínima e máxima diárias do ar, respectivamente (°C); $UR_{mín}$, $UR_{máx}$ e $UR_{méd}$ – umidades relativas mínima, máxima e média do ar observadas no dia, respectivamente (%); $es(T_{°C_{mín}})$ e $es(T_{°C_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente (kPa).

ii) Indisponibilidade de dados de radiação solar incidente (R_s):

A R_s é componente fundamental do cálculo do R_n . Na indisponibilidade ou inconsistência de dados de R_s , seus valores podem ser estimados com os seguintes procedimentos:

– Utilizando dados de R_s de estação meteorológica próxima: A alternativa considera que no mesmo mês e, frequentemente para o mesmo dia, as variáveis que afetam a R_s e a duração da insolação (n) não variam muito para a mesma região. No entanto, quando a distância norte-sul entre estações meteorológicas da mesma região excede 50 km, a radiação solar no topo da atmosfera (R_a) altera, e a R_s precisa ser ajustada com a razão da R_a (Equação 5):

$$R_s = \frac{R_{s_{reg}}}{R_{a_{reg}}} \cdot Ra \quad (5)$$

Sendo: R_s – radiação solar incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $R_{s_{reg}}$ – radiação solar incidente na localização regional ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $R_{a_{reg}}$ – radiação solar no topo da atmosfera na localização regional ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); Ra – radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

A utilização de R_s de estações próximas necessita que a região apresente características homogêneas, sem diferenças de relevo, e que as massas de ar que governam a precipitação e nebulosidade sejam bem parecidas. Deve-se evitar ou tomar cuidado no aproveitamento da R_s em áreas montanhosas e costeiras, devido às diferenças de altitude e precipitação variável.

– R_s estimada baseando-se na amplitude entre as temperaturas máxima e mínima: A diferença entre as temperaturas máxima ($T_{máx}$) e mínima ($T_{mín}$) do ar está relacionada com a cobertura de nuvens do local. Condições de céu claro resultam em maiores $T_{máx}$ de dia e menores $T_{mín}$ à noite. Em condições nubladas a $T_{máx}$ é menor, pois parte significativa da Ra não atinge a superfície terrestre e será absorvida e refletida pelas nuvens. Da mesma forma, a $T_{mín}$ será mais alta, pois a presença de nuvens atua como uma “estufa” que diminui a saída da radiação de onda longa (R_{nl}). Portanto, a diferença entre $T_{máx}$ e $T_{mín}$ pode ser usada como indicador da fração da Ra . Como aspecto metodológico, em condições de ausência de dados de R_s , a equação de Hargreaves e Samani (1982) (Equação 6) é muito utilizada como metodologia alternativa:

$$R_s = k_{RS} \cdot Ra \cdot \sqrt{T_{máx} - T_{mín}} \quad (6)$$

Sendo: R_s – radiação solar incidente estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); k_{RS} – coeficiente de proporcionalidade ($^{\circ}\text{C}$), sendo igual à 0,16 e 0,19 $^{\circ}\text{C}$ para áreas situadas no “interior” ou “costeiras”, respectivamente; Ra – radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $T_{máx}$ – temperatura máxima diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); $T_{mín}$ – temperatura mínima diária do ar ($^{\circ}\text{C}$).

– R_s estimada baseando-se na relação linear entre “ R_s/Ra ” e “ n/N ”, conforme Equação 7 de Ångström-Prescott (Prescott, 1940). Os parâmetros a_s e b_s têm de ser calibrados para cada localidade ou região:

$$R_s = R_a \cdot \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \quad (7)$$

Sendo: R_s – radiação solar incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); n – duração da insolação (horas); N – duração máxima de luz solar diária (horas); $\frac{n}{N}$ – duração relativa do Sol (adimensional); a_s – coeficiente linear da equação (adimensional); b_s – coeficiente angular da equação (adimensional); R_a – radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

– Metodologia empírica para estimativa da R_s em áreas ilhadas: Para áreas com predominância de ilhas, quando não houver dados de leitura disponíveis, a R_s pode ser estimada com a Equação 8:

$$R_s = 0,7 \cdot R_a - b \quad (8)$$

Sendo: R_s – radiação solar incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); R_a – radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); b – constante empírica ($4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

As estimativas da R_s em ilhas (Equação 8) são aplicáveis apenas para baixas altitudes (entre 0 e 100 m). Além disso, o método é apropriado apenas para cálculos mensais, pois a relação constante entre R_s e R_a não produz estimativas diárias precisas (Allen et al., 1998).

iii) Ausência de dados de velocidade do vento (u_2):

Recomenda-se o uso de valores de u_2 de outra estação meteorológica próxima. Contudo, mesmo de estação próxima, a u_2 pode apresentar variações ao longo do dia, e a alternativa só deve ser aplicada em locais contendo relevo semelhante, em que as massas de ar tenham a mesma origem e os ventos dominantes sejam semelhantes nas estações. Para áreas montanhosas, recomenda-se que o procedimento não seja aplicado.

1.1.6.1 Estimativa da ET_o com limitação de dados

Na ausência de dados medidos, autores como Stanhill et al. (1966), Linacre (1968), Wales-Smith (1980), Allen et al. (1994), Pereira et al. (1998), Ortega-Farias et al. (2000), Conceição (2010) e An et al. (2017) propuseram métodos alternativos

para estimar o Rn , levando em consideração diferentes variáveis climáticas de entrada e parâmetros que compõem as equações (TABELA 1.2).

TABELA 1.2 – MÉTODOS INDIRETOS UTILIZADOS PARA ESTIMAR O SALDO DE RADIAÇÃO (Rn).

Equações	Parâmetros ⁽¹⁾	Autor
$Rn = 0,93 \cdot (1 - \alpha) \cdot Rns - 0,14$	$\alpha; Rns$	Stanhill et al. (1966)
$Rn = Rs \cdot (1 - \alpha) - 0,0016 \cdot (0,2 + 0,8 \cdot \frac{n}{N}) \cdot (100 - T)$	$Rs; Pv; n; N; T$	Linacre (1968)
$Rn = (1 - 0,25) \cdot Rns - Rnl$	$Rns; Rnl$	Wales-Smith (1980)
$Rn = (1 - \alpha) \cdot Rs - \left[a_c \cdot \left(\frac{Rs}{R_{so}} \right) + b_c \right] \cdot (a_1 + b_1 \cdot es^{0,5}) \cdot \sigma \cdot \left(\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right)$	$\alpha; Rs; R_{so}; \sigma; a_c; b_c; a_1; b_1; es; T_{max}; T_{min}$	Allen et al. (1994)
$Rn = Rs \cdot (1 - \alpha) - T_K^4 \cdot \sigma \cdot (0,56 - 0,09 \cdot \sqrt{ea}) \cdot (0,1 + 0,9 \cdot \frac{n}{N})$	$R_s; \alpha; \sigma; e_p; n \text{ e } N$	Pereira et al. (1998)
$Rn = Rns - Rnl$	$Rns; Rnl$	Allen et al. (1998)/ ASCE-EWRI (2005)
$Rn = (1 - \alpha) \cdot Rs + \varepsilon_{cv} \cdot (\varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T^4)$	$\alpha; Rs; \varepsilon_{cv}; \varepsilon_a; \sigma; T$	Método 1 - Ortega-Farias et al. (2000)
$Rn = 0,75 \cdot Rs + 0,98 \cdot \left(1,31 \cdot \left(\frac{ea}{T} \right)^{\frac{1}{7}} - 1 \right) \cdot \sigma \cdot T^4$	$Rs; ea; T; \sigma$	Método 2 - Ortega-Farias et al. (2000)
$Rn = 0,653 \cdot Rs$	$Ra; a \text{ e } b; n; N$	Conceição (2010)
$Rn = (1 - \alpha) \cdot Rs - \varepsilon_s \cdot [\sigma \cdot (T_{med})]^4 + \varepsilon_a \cdot [\sigma \cdot (T_{med})]^4$	$\alpha; Rs; \varepsilon_s; \varepsilon_a; \sigma; T_{med}$	An et al. (2017)

FONTE: A autora (2023). ⁽¹⁾ Sendo: Rn – Saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); Rs – Radiação solar global ou radiação incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para os modelos de Linacre e Conceição, e W m^{-2} para o modelo de Ortega-Farias); α – Albedo (adimensional); $\frac{n}{N}$ – Razão de insolação (adimensional); T – Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$); a_c e b_c – Fatores de nuvem, sendo $a_c = 1,35$ e $b_c = -0,35$; a_1 e b_1 – Fatores de emissividade, sendo $a_1 = 0,35$ e $b_1 = -0,14$; es – pressão de saturação (kPa); σ – Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); $\frac{Rs}{R_{so}}$ – Efeito da nebulosidade no fluxo de radiação de onda longa sobre uma superfície; Rns – Radiação solar de ondas curtas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); ea – Pressão parcial ou atual de vapor, calculada como “ $UR \cdot es \cdot 10^{-2}$ ” (kPa para equação de Allen et al. (1994); e hPa para o Método 2 de Ortega-Farias et al. (2000)); Rnl – Radiação solar de ondas longas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); ε_{cv} e ε_a – Emissividade da cultura (0,98) e emissividade atmosférica ($\varepsilon_a = 1,24 \cdot \left(\frac{ea}{T_a} \right)^{1/7}$; adimensional), respectivamente; Ra – Radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); a e b – Coeficientes propostos por Andrade Júnior et al. (2012), sendo $a = 0,32$ e $b = 0,46$; ε_s – Emissividade do solo (adimensional), podendo variar de 0,95 a 0,98, conforme classe textural (Van Wijk e Scholte Ubing (1963); Oke (1987); Idso, (1981)).

As alternativas para a indisponibilidade de dados medidos das variáveis de entrada no método ASCE-PM (ET_{oPM} ; Equação 1) podem levar à imprecisão nas estimativas, sendo imprescindível a sua avaliação em diferentes locais e climas, para testar e confirmar a viabilidade da simplificação (Sentelhas et al., 2010).

Além das alternativas propostas por Allen et al. (1998) para estimar a ET_{oPM} tendo-se limitação de dados climáticos, a literatura traz outros métodos

simplificados, como o Penman-Monteith Temperature, proposto por Paredes et al. (2020). O método consiste basicamente na combinação de abordagens para estimar: T_{dew} com a $T_{mín}$ ou com a $T_{méd}$, em climas úmidos; R_s fazendo-se a diferença das temperaturas máxima e mínima ($TD = T_{máx} - T_{mín}$); e, u_2 com valores padrão ou médias regionais. Outra metodologia para estimar a ET_o com baixo número de parâmetros é o método Moretti-Jerszurki-Silva, que estimam a ET_o com o potencial hídrico atmosférico (Ψ_{ar}) ou Ψ_{ar} e a R_a (Jerszurki et al., 2017).

Dentre os métodos apresentados na TABELA 1.1, a equação de Hargreaves e Samani (Equação 9) é um dos procedimentos empíricos mais utilizados na literatura para realizar a estimativa da ET_o , na indisponibilidade de dados medidos de R_s , UR e u_2 :

$$ET_{oHS} = 0,0023 \cdot (T_{méd} + 17,8) \cdot (T_{máx} - T_{mín})^{0,5} \cdot Ra \quad (9)$$

Sendo: ET_{oHS} – evapotranspiração de referência estimada com o método de Hargreaves e Samani (mm dia^{-1}); $T_{méd}$ – temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); $T_{máx}$ – temperatura máxima diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); $T_{mín}$ – temperatura mínima diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); R_a – radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$).

Contudo, o modelo de Hargreaves e Samani (Equação 9) também apresenta problemas em muitas situações. A ET_{oHS} tende a ser subestimada em condições de vento elevado ($u_2 > 3 \text{ m s}^{-1}$) e superestimada em alta UR (Allen et al., 1998). Alguns estudos evidenciaram que o método Hargreaves e Samani é tão preciso quanto o método ASCE-PM em climas áridos, mas tende a superestimar a ET_o em climas úmidos (Gelcer et al., 2010; Sentelhas et al., 2010; Amatya e Harrison, 2016; Amatya et al., 2018).

1.1.7 Análise de sensibilidade

A “Análise de Sensibilidade” é um procedimento para verificar a robustez de uma avaliação, indicando até que ponto os resultados de um método são afetados mediante alterações ocasionadas nos valores das variáveis não medidas ou nas suposições (Schneeweiss, 2006). O procedimento permite analisar de maneira crítica o impacto, efeito ou influência de suposições ou variações nas conclusões gerais de um estudo (Thabane et al., 2013).

O princípio básico da análise de sensibilidade consiste em permitir que o investigador quantifique as incertezas de um modelo, identificando as variáveis de maior e menor influência nos resultados finais. Identificadas as variáveis de interesse, posteriormente é possível aplicar procedimentos de calibração e validação, ajustando-se parâmetros para que os resultados simulados no modelo sejam semelhantes aos observados (Rosa et al., 2019). Os procedimentos de calibração e validação devem ser feitos com conjuntos de dados semelhantes. De acordo com Saliccioli et al. (2016), a análise de sensibilidade de um modelo sempre terá melhor desempenho quando testado no conjunto de dados do qual foi derivado.

No método ASCE-PM a análise de sensibilidade possibilita identificar o impacto das variáveis climáticas de entrada na estimativa da $ET_{o_{PM}}$. Não existe um procedimento padrão ou comumente aceito para calcular a sensibilidade de variáveis climáticas (Irmak et al., 2006; Debnath et al., 2015). No entanto, a metodologia proposta por Irmak et al. (2006) já foi aplicada com sucesso em diversos estudos utilizando o método ASCE-PM (Debnath et al., 2015; Gao et al., 2016; Nouri et al., 2017; Koudahe et al., 2018; Poddar et al., 2018; Jerszurki et al., 2019). A abordagem é simples e amplamente utilizada para caracterizar a sensibilidade de parâmetros em modelos (Jerszurki et al., 2019).

1.1.8 REFERÊNCIAS

- ABOELKHAIR, H.; MOSTAFA, M.; EL AFANDI, G. Assessment of agroclimatology NASA POWER reanalysis datasets for temperature types and relative humidity at 2 m against ground observations over Egypt. **Advances in Space Research**, v. 64, n. 1, 129-142, 2019. DOI: 10.1016/j.asr.2019.03.032
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. **Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. FAO, Rome, 300 p. 1998.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 899-920, 2011. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.12.015
- ALLEN, R. G.; SMITH, M.; PEREIRA, L. S.; PERRIER, A. An update for the definition of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v. 43, n. 2, p. 35-92, 1994.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppens's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507

AMATYA, D. M., MUWAMBA, A., PANDA, S., CALLAHAN, T., HARDER, S., PELLETT, C. A. Assessment of spatial and temporal variation of potential evapotranspiration estimated by four methods for South Carolina. **Journal of South Carolina Water Resources**, v. 5, n. 1, p. 3-24, 2018. DOI: 10.34068/JSCWR.05.01

AMATYA, D. M.; HARRISON, C. A. Grass and forest potential evapotranspiration comparison using five methods in the Atlantic Coastal Plain. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 21, n. 5, p. 1-13, 2016. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001341

AN, N.; HEMMATI, S.; CUI, Y. Assessment of the methods for determining net radiation on different time-scales of meteorological variables. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, v. 9, n. 2, p. 239-246, 2017. DOI: 10.1016/j.jrmge.2016.10.004

ANDRADE JÚNIOR, A. S.; NOLETO, D. H.; SILVA, M. E.; BRAGA, D. L.; BASTOS, E. A. Angström-Prescott equation coefficients to Parnaíba, Piauí State, Brazil. **Comunicata Scientiae**, v. 3, n. 1, p. 50-54. DOI: 10.14295/cs.v3i1.103

ANTONOPOULOS, V. Z.; ANTONOPOULOS, A. V. Daily reference evapotranspiration estimates by artificial neural networks technique and empirical equations using limited input climate variables. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 132, p. 86-96, 2017. DOI: 10.1016/j.compag.2016.11.011

ARNFIELD, A. J. **Köppen climate classification**. Encyclopædia Britannica. 2020. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/Koppen-climate-classification>. Acesso em: 18 Jan 2021.

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. In: ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R. L.; HOWELL, T. A.; ITENFISU, D.; JENSEN, M. E.; SNYDER, R. L. (Editors). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 2005. 69p. DOI: 10.1061/9780784408056

BELLIDO-JIMÉNEZ, J. A.; ESTÉVEZ, J.; GARCÍA-MARÍN, A. P. New machine learning approaches to improve reference evapotranspiration estimates using intra-daily temperature-based variables in a semi-arid region of Spain. **Agricultural Water Management**, v. 245, 106558, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106558

BEN HAMOUD, G.; VENTURA, F. Evaluation of some evapotranspiration estimation models under CO₂ increasing concentrations: A review. **Italian Journal of Agrometeorology**, v. 3, p. 85-98, 2020. DOI: 10.13128/ijam-831

BENAVIDES, J. G.; LOPEZ, D. Formula para el cálculo de la evapotranspiración potencial adaptada al trópico (15° N - 15° S). **Agronomia Tropical**, v. 20, n. 5, p. 335-345, 1970.

BENDER, F. D.; SENTELHAS, P. C. Solar Radiation Models and Gridded Databases to Fill Gaps in Weather Series and to Project Climate Change in Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2018, Article ID 6204382, 2018. DOI: 10.1155/2018/6204382

BLANEY, H.; CRIDDLE, W. **Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data**. Soil Conservation Service. Washington: US Department of Agriculture, 1950. 48p. Soil Conservation Service Technical Paper 96.

BLANKENAU, P. A.; KILIC, A.; ALLEN, R. An evaluation of gridded weather data sets for the purpose of estimating reference evapotranspiration in the United States. **Agricultural Water Management**, v. 242, 106376, 2020. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106376

BRÖNNIMANN, S. **Climatic Changes Since 1700**. *In: Advances in Global Change Research*, v. 55, p. 167-321. Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2015. DOI: 10.1007/978-3-319-19042-6_4.

CAMARGO, A. P. de. **Balço hídrico no Estado de São Paulo**. 3. ed. Campinas: Instituto Agronômico, 1971. 24 p. Boletim técnico, 116.

CARVALHO, D. F.; ROCHA, H. S.; BONOMO, R.; SOUZA, A. P. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir de dados meteorológicos limitados. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 50, n. 1, p. 1-11, 2015. DOI: 10.1590/S0100-204X2015000100001

COLSTON, J. M.; AHMED, T.; MAHOPO, C. KANG, G.; KOSEK, M.; SOUSA JUNIOR, F.; SHRESTHA, P. S.; SVENSEN, E.; TURAB, A.; ZAITCHIK, B. Evaluating meteorological data from weather stations, and from satellites and global models for a multi-site epidemiological study. **Environmental Research**, v. 165, p. 91-109, 2018. DOI: 10.1016/j.envres.2018.02.027

CONCEIÇÃO, M. A. F. Evapotranspiração de referência com base na radiação solar global estimada pelo método de Bristow-Campbell. **Engenharia Agrícola**, v. 30, n. 4, p. 619-626, 2010. DOI: 10.1590/S0100-69162010000400006

CÓRDOVA, M.; CARRILLO-ROJAS, G.; CRESPO, P.; WILCOX, B.; CÉLLERI, R. Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) Method for Calculating Reference Evapotranspiration Using Limited Data. **Mountain Research and Development**, v. 35, n. 3, p. 230-239, 2015. DOI: 10.1659/MRD-JOURNAL-D-14-0024.1

DEBNATH, S.; ADAMALA, S.; RAGHUWANSHI, N. S. Sensitivity analysis of FAO-56 Penman-Monteith method for different agro-ecological regions of India. **Environmental Processes**, v. 2, p. 689-704, 2015. DOI: 10.1007/s40710-015-0107-1

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Crop water requirements**. Irrigation and Drainage Paper N° 24, (rev.) FAO: Rome, Italy. 1977. 145 p.

FENNER, W.; DALLACORT, R.; FARIA JUNIOR, A. A.; FREITAS, P. L. S.; QUEIROZ, T. M.; V, A. Development, calibration and validation of weighing lysimeters for measurement of evapotranspiration of crops. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23 n. 4, p. 1-6, Campina Grande, 2019. DOI: 10.1590/1807-1929/agriambi.v23n4p297-302

FERREIRA, L. B.; CUNHA, F. F.; ZANETTI, S.S. Selecting models for the estimation of reference evapotranspiration for irrigation scheduling purposes. **PLoS One**, v. 16, n. 1, e0245270, 2021. DOI: 10.1371/journal.pone.0245270

GAO, Z.; HE, J.; DONG, K.; BIAN, X.; LI, X. Sensitivity study of reference crop evapotranspiration during growing season in the West Liao River basin, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 124, n. 3-4, p. 865-881, 2016. DOI:10.1007/s00704-015-1453-7

GELARO, R.; MCCARTY, W.; SUÁREZ, M. J.; TODLING, R.; MOLOD, A.; TAKACS, L.; RANGLES, C. A.; DARMENOV, A.; BOSILOVICH, M. G.; REICHEL, R.; WARGAN, K.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; AKELLA, S.; BUCHARD, V.; CONATY, A.; SILVA, A. M.; GU, W.; KIM, G. K.; KOSTER, R.; LUCCHESI, R.; MERKOVA, D.; NIELSEN, J. E.; PARTYKA, G.; PAWSON, S.; PUTMAN, W.; RIENECKER, M.; SCHUBERT, S. D.; SIENKIEWICZ, M.; ZHAO, B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, p. 5419-5454, 2017. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1

GELCER, E. M., FRAISSE, C. W., SENTELHAS, P. C. Evaluation of methodologies to estimate reference evapotranspiration in Florida. **Proceedings of the Florida State Horticultural Society**, v. 123, p. 189-195, 2010.

GU, Z.; QI, Z.; BURGHATE, R.; YUAN, S.; JIAO, X.; XU, J. Irrigation Scheduling Approaches and Applications: A Review. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 146, n. 6, p. 1-15, 2020. DOI: 10.1061/(asce)ir.1943-4774.0001464

GURSKI, B. C.; SOUZA, J. L. M.; XAVIER, A. C.; ROSA, S. L. K. Probable precipitation and reference evapotranspiration in the state of Paraná, Southeast Brazil. **Irriga, Edição Especial – Sul**, v. 1, n. 2, p. 367-380, 2021. DOI: 10.15809/irriga.2021v1n2p367-380

HAMON, W. R. Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. **International Association of Hydrological Sciences**, v. 63, p. 52-62, 1963.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Journal of Applied Engineering in Agriculture**, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985. DOI: 10.13031/2013.26773

IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8- to 14- μm and 10.5- to 12.5- μm thermal radiation from cloudless skies. **Water Resources Research**, v. 17, n. 2, p. 295-304, 1981. DOI: 10.1029/WR017i002p00295

IRMAK, S.; PAYERO, J. O.; MARTIN, D. L.; IRMAK, A.; HOWELL, T. A. Sensitivity analysis and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE Penman–Monteith equation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 132, n. 6, p. 564-578, 2006. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2006)132:6(564)

JENSEN, M. E.; HAISE, H. R. **Estimating evapotranspiration from solar radiation**. Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, New York, v. 89, n. 4, p.15-41, 1963. Disponível em: <https://eprints.nwisrl.ars.usda.gov/id/eprint/1248/1/23.pdf>. Acesso em: 14 Jan 2020.

JENSEN, M. E.; WRIGHT, J. L.; PRATT, B. J. Estimating soil moisture depletion from climate, crop and soil data. **Transactions of the ASAE. American Society of Agricultural Engineers**, v. 14, p. 954-959, 1971. Disponível em: <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201302259487>. Acesso em: 20 Mar 2023.

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. DE; SILVA, L. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1-2, p. 943-956, 2019. DOI: 10.1007/s00382-019-04619-1

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M.; SILVA, L. C. R. Expanding the geography of evapotranspiration: An improved method to quantify land-to-air water fluxes in tropical and subtropical regions. **PLoS One**, v. 12, p. 1-19, 2017. DOI: 10.1371/journal.pone.0180055

KHARRUFA, N. S. Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. **Beiträge zur Hydrologie**, v. 5, n. 1, p.39-47, 1985.

KOUDAHE, K.; DJAMAN, K.; ADEWUMI, J. K. Evaluation of the Penman-Monteith reference evapotranspiration under limited data and its sensitivity to key climatic variables under humid and semiarid conditions. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 4, n. 3, p. 1239-1257, 2018. DOI: 10568/102035

KRISHNA, A. Evapotranspiration and agriculture - A review. **Agricultural Reviews**, v. 40, p. 1-11, 2019.

LINACRE, E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, v. 18, n. 6, p. 409-424, 1977. DOI: 10.1016/0002-1571(77)90007-3

LINACRE, E. T. Estimating the net radiation flux. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 5, p. 49-63, 1968. DOI: 10.1016/0002-1571(68)90022-8

LIOU, Y.; KAR, S. K. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms - A Review. **Energies**, v. 7, p. 2821-2849, 2014. DOI: 10.3390/en7052821

MAKKINK, G. F. Ekzamento de la formulo de Penman. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, Wageningen, v. 5, p. 290-305, 1957.

MARSHALL, S. J. **The Water Cycle**. In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. University of Calgary, Calgary, AB, Canada. 2014. 5 p. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.09091-6

MARZOUK, O. A. Assessment of global warming in Al Buraimi, sultanate of Oman based on statistical analysis of NASA POWER data over 39 years, and testing the reliability of NASA POWER against meteorological measurements. **Heliyon**, v. 7, n. 3, e06625, 2021. DOI: 10.1016/j.heliyon.2021.e06625

MONTEIRO, L. A.; SENTELHAS, P. C.; PEDRA, G. U. Assessment of NASA/POWER satellite-based weather system for Brazilian conditions and its impact on sugarcane yield simulation. **International Journal of Climatology**, v. 38, p. 1571-1581, 2018. DOI: doi.org/10.1002/joc.5282

MUHAMMAD, M. K. I. NASHWAN, M. S.; SHAHID, S.; BIN ISMAIL, T.; SONG, Y. H.; CHUNG, E. Evaluation of Empirical Reference Evapotranspiration Models Using Compromise Programming: A Case Study of Peninsular Malaysia. **Sustainability**, v. 11, n. 4267, p. 1-19, 2019. DOI: 10.3390/su11164267

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **POWER DATA ACCESS VIEWER. Prediction Of Worldwide Energy Resource**. Disponível em: <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>. Acesso em: 31 Mai 2022.

NDIAYE, P. M.; BODIAN, A.; DIOP, L.; DEME, A.; DEZETTER, A.; DJAMAN, K.; OGILVIE, A. Trend and sensitivity analysis of reference evapotranspiration in the Senegal river basin using NASA meteorological data. **Water**, v. 12, n. 7, p. 1-19, 2020. DOI: 10.3390/w12071957

NEGM, A.; JABRO, J.; PROVENZANO, G. Assessing the suitability of American National Aeronautics and Space Administration (NASA) agro-climatology archive to predict daily meteorological variables and reference evapotranspiration in Sicily, Italy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 244-245, p. 111-121, 2017. DOI: 10.1016/j.agrformet.2017.05.022

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **CLIMATE DATA ONLINE**. Disponível em: <https://www.ncei.noaa.gov/cdo-web/>. Acesso em: 30 Mar 2022.

NOLZ, R.; RODNÝ, M. Evaluation and validation of the ASCE standardized reference evapotranspiration equations for a subhumid site in northeastern Austria. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 67, n. 3, p. 289-296, 2019. DOI: 10.2478/johh-2019-0004

NOURI, M.; HOMAEE, M.; BANNAYAN, M. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some arid environments under climate change. **Water Resources Management**, v. 31, p. 2207-2224, 2017. DOI: 10.1007/s11269-017-1638-1

NOVÁK, V. **Evapotranspiration**. In: Gliński, J., Horabik, J., Lipiec, J. (eds) Encyclopedia of Agrophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. 2011. DOI: 10.1007/978-90-481-3585-1_55

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. London: Methuen & Co. Ltd., Second Edition. 1987. 435p.

OLIVEIRA, L. A.; CASAROLI, D.; ALVES JÚNIOR, J.; EVANGELISTA, A. W. P. Evapotranspiration: A scientometric analysis. **Científica**, Jaboticabal, v. 47, n. 1, p.8-14, 2019. DOI: 10.15361/1984-5529.2019v47n1p8-14

ORTEGA-FARIAS, S.; ANTONIOLETTI, R.; OLIOSO, A. Net radiation model evaluation at an hourly time step for mediterranean conditions. **Agromie, EDP Sciences**, v. 20, n. 2, 2000. p.157-164. DOI: 10.1051/agro:2000116

PAN, S. PAN, N.; TIAN, H.; FRIEDLINGSTEIN, P.; SITCH, S.; SHI, H.; ARORA, V. K.; HAVERD, V.; JAIN, A. K.; KATO, E.; LIENERT, S.; LOMBARDOZZI, D.; NABEL, J. E. M. S.; OTTLÉ, C.; POULTER, B.; ZAEHLE, S.; RUNNING, S. W. Evaluation of global terrestrial evapotranspiration using state-of-the-art approaches in remote sensing, machine learning and land surface modeling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 24, p. 1485-1509, 2020. DOI: 10.5194/hess-24-1485-2020

PAPADAKIS, J. **Crop ecologic survey in relation to agricultural development of Western Pakistan**. Draft Report, FAO: Rome, Italy, 1965.

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Computing FAO56 reference grass evapotranspiration PM-ET_o from temperature with focus on solar radiation. **Agricultural Water Management**, v. 215, p. 86-102, 2019. DOI: 10.1016/j.agwat.2018.12.014

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S.; ALMOROX, J.; DARAOUICH, H. Reference grass evapotranspiration with reduced data sets: Parameterization of the FAO Penman-Monteith temperature approach and the Hargeaves-Samani equation using local climatic variables. **Agricultural Water Management**, v. 240, 106210, p. 1-23, 2020. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106210

PAREDES, P.; TRIGO, I.; BRUIN, H.; SIMÕES, N.; PEREIRA, L. S. Daily grass reference evapotranspiration with Meteosat Second Generation shortwave radiation and reference ET products. *Agricultural Water Management*, v. 248, n. 2:106543, p. 1-20, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106543

PENMAN, H. L. Evaporation an Introductory Survey. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 1, p. 9-29, 1956. DOI: 10.18174/njas.v4i1.17768

PENMAN, H. L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass**. *In: Proceedings of the Royal Society A, London*, v. 193, n. 1032, p. 120-146, 1948. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037

PEREIRA, A. B.; SENTELHA, P. C.; VILLA NOVA, N. A. Estimativa de balanço de energia radiante em função de elementos climáticos. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 6, n. 2, p. 201- 206, 1998.

PEREIRA, L. S., PERRIER, A., ALLEN, R. G., ALVES, I. Evapotranspiration: review of concepts and future trends. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 125, n. 2, p. 45-51. 1999. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1999)125:2(45)

PEREIRA, L. S.; ALLEN, R. G.; SMITH, M.; RAES, D. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. **Agricultural Water Management**. V. 147, p. 4-20, 2015. DOI: 10.1016/j.agwat.2014.07.031

PODDAR, A.; GUPTA, P.; KUMAR, N.; SHANKAR, V.; OJHA, C. S. P. Evaluation of reference evapotranspiration methods and sensitivity analysis of climatic parameters for sub-humid sub-tropical locations in western Himalayas (India). **ISH Journal of Hydraulic Engineering**, v. 27, n. 3, p. 336-346, 2018. DOI: 10.1080/09715010.2018.1551731

POYEN, F. B.; GHOSH, A. K.; KUNDU, P. Review on Different Evapotranspiration Empirical Equations. **International Journal of Advanced Engineering, Management and Science (IJAEMS)**, v. 2, n. 3, p. 17-24, 2016.

PRESCOTT, J. A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. **Transactions of the Royal Society Hydrology, Science Australian**, v. 64, p. 114-118, 1940.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972. DOI: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2

QUANSAH, A. D.; DOGBEY, F.; ASILEVI, P. J.; BOAKYE, P.; DARKWAH, L.; ODURO-KWARTENG, S.; SOKAMA-NEUYAM, Y.; MENSAH, P. Assessment of solar radiation resource from the NASA-POWER reanalysis products for tropical climates in Ghana towards clean energy application. **Research Square**, p. 1-20, 2022. DOI: 10.21203/rs.3.rs-1435442/v1

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**, v. 138, n. 7, p. 592-599, 2012. DOI: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000453

RODRIGUES, G. C.; BRAGA, R. P. Evaluation of NASA POWER Reanalysis Products to Estimate Daily Weather Variables in a Hot Summer Mediterranean Climate. **Agronomy**, v. 11, n. 1207, p. 1-17, 2021. DOI: 10.3390/agronomy11061207

ROMANENKO, V. Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. Proceedings, **Ukrainian Hydrometeorological Research Institute**, n. 3, p. 12-25. 1961.

ROOD, R. B.; HOU, A. Y.; PAWSON, S.; SCHUBERT, S. D. Reanalysis Efforts in the United States: NASA and National Reanalysis Program. 2001. 7p. Disponível em: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2001/12003-dao-status-and-plans-reanalysis.pdf>. Acesso em: 14 Dez 2022.

ROSA, S. L. K.; SOUZA, J. L. M. de; TSUKAHARA, R. Y. Performance of the AquaCrop model for the wheat crop in the subtropical zone in Southern Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 54, e01238, p. 1-12, 2019. DOI: 10.1590/S1678-3921.pab2020.v55.01238

SALCICCIOLI, J. D.; CRUTAIN, Y.; KOMOROWSKI, M.; MARSHALL, D. C. **Chapter 17 – Sensitivity Analysis and Model Validation**. In: Secondary Analysis of Electronic Health Records. 2016. p. 263-271. DOI: 10.1007/978-3-319-43742-2_17

SANTOS, A. A.; SOUZA, J. L. M.; ROSA, S. L. K. Evapotranspiration with the Moretti-Jerszurki-Silva model for the Brazilian sub-tropical climate. **Hydrological Sciences Journal**, v. 66, n. 16, p. 1-13, 2021. DOI: 10.1080/02626667.2021.1988610

SAXTON, K. E. Sensitivity analysis of the combination evapotranspiration equation. **Agricultural Meteorology**, v. 15, n. 3, p. 343-353, 1975. DOI: 10.1016/0002-1571(75)90031-X

SCHNEEWEISS, S. Sensitivity analysis and external adjustment for unmeasured confounders in epidemiologic database studies of therapeutics. **Pharmacoepidemiology & Drug Safety**, v. 15, n. 5, p. 291-303, 2006. DOI: 10.1002/pds.1200.

SENTELHAS, P. C.; GILLESPIE, T. J. SANTOS, E. A. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. **Agricultural Water Management**, v. 97, p. 635-644, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2009.12.001

STANHILL, G.; HOFSTEDE, G. J.; KALMA, I. D. Radiation balance of natural and agricultural vegetation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 92, p. 128-140, 1966. DOI: 10.1002/qj.49709239112

TEODORO, P. E.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; GOIS, G.; SOHN, F. T. Incoming Longwave Radiation Evaluation for the Legal Amazon Using HadRM3 and Geostatistic Theoretical Models. **Floresta e Ambiente**, v. 25, n. 2, e20160094, 2018. DOI: 10.1590/2179-8087.009416

THABANE, L.; MBUAGBAW, L.; ZHANG, S.; SAMAN, Z.; MARCUCCI, M.; YE, C.; THABANE, M.; GIANGREGORIO, L.; DENNIS, B.; KOSA, D.; DEBONO, V. B.; DILLENBURG, R.; FRUCI, V.; BAWOR, M.; LEE, J.; WELLS, G.; GOLDSMITH, C. H. A tutorial on sensitivity analyses in clinical trials: the what, why, when and how. **BMC Medical Research Methodology**, v. 13, n. 92, p. 1-12, 2013. DOI: 10.1186/1471-2288-13-92

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948. DOI: 10.2307/210739

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance**. Climatology, v. 8, n. 1, New Jersey: Drexel institute of technology, 1955. 104 p.

TRAJKOVIC, S. Hargreaves versus penman-monteith under humid conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 1, p. 38-42, 2007. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:1(38)

TURC, L. Water requirements assessment of irrigation, potential evapotranspiration: Simplified and updated climatic formula. **Annales Agronomiques**, v. 12, p. 13-49, 1961.

VAN WIJK, W. R.; SCHOLTE UBING, D. W. **Radiation**. In: Physics of plant environment. Amsterdam: North-Holland Publishing Company, Amsterdam, Netherlands, p. 62-11, 1963.

VARGA-HASZONITS, Z.; SZALKA, É; SZAKÁL, T. Determination of Reference Evapotranspiration Using Penman-Monteith Method in Case of Missing Wind Speed Data under Subhumid Climatic Condition in Hungary. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 12, n. 2, p. 235-245, 2022. DOI: 10.4236/acs.2022.122014

VILLA NOVA, N. A.; MIRANDA, J. H.; PEREIRA, A. B.; SILVA, K. O. Estimation of the potential evapotranspiration by a simplified penman method. **Engenharia Agrícola**, v. 26, n. 3, p. 713-721, 2006. DOI: 10.1590/S0100-69162006000300007

VUILLE, M.; FRANCOU, B.; WAGNON, P.; JUEN, I.; KASER, G.; MARK, B. G.; BRADLEY, R. S. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. **Earth-Science Reviews**, v. 89, p. 79-96, 2008. DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.04.002.

WALES-SMITH, B. G. Estimates of net radiation for evaporation calculations / Evaluations de différence du rayonnement pour les calculs d'évaporation. **Hydrological Sciences Journal**, v. 25, n. 3, p. 237-242, 1980. DOI: 10.1080/02626668009491931

WANG, K. Measurement Biases Explain Discrepancies between the Observed and Simulated Decadal Variability of Surface Incident Solar Radiation. **Scientific Reports**, v. 4, n. 6144, p. 1-7, 2014. DOI: 10.1038/srep06144

WANG, T.; MELTON, F. S.; PÔÇAS, I.; JOHNSON, L. F.; THAO, T.; POST, K.; CASSEL-SHARMA, F. Evaluation of crop coefficient and evapotranspiration data for sugar beets from landsat surface reflectances using micrometeorological measurements and weighing lysimetry. **Agricultural Water Management**, v. 244, 106533, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106533

WILM, H. G.; THORNTHWAITE, C. W.; COLMAN, E. A.; CUMMINGS, N. W.; CROFT, A. R.; GISBORNE, H. T.; HARDING, S. T.; HENDRICKSON, A. H.; HOOVER, M. D.; HOUK, I. E.; KITTREDGE, J.; LEE, C. H.; ROSSBY, C. G.; SAVILLE, T.; TAYLOR, C. A. Report of the Committee on Transpiration and Evaporation, 1943-44. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 25, n. 5, p. 683-693, 1944. DOI: 10.1029/TR025i005p00683

2 CAPÍTULO II – DETERMINAÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR DE FORMA ALTERNATIVA E SUA INFLUÊNCIA NA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

2.1 RESUMO

O saldo de radiação (Rn) é importante em várias aplicações na agricultura, principalmente na determinação da evapotranspiração de referência (ET_o). Devido à escassez de dados do Rn medido em estações meteorológicas de superfície, sua determinação frequentemente é realizada com métodos alternativos, sendo os modelos propostos pela *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO; Allen e Allen/ASCE-EWRI) os mais utilizados. Teve-se por objetivo no presente trabalho verificar a grandeza e propoção dos valores de radiação observados em radiômetro (Rns , Rnl e Rn), associar e analisar o desempenho dos modelos Allen (Rns_A , Rnl_A e Rn_A) e Allen / ASCE-EWRI (Rns_{AAE} , Rnl_{AAE} e Rn_{AAE}) de estimativa da radiação em comparação aos valores observados (Rns , Rnl e Rn), bem como avaliar a influência de suas variações na estimativa da ET_o com o método de Penman-Monteith. Os dados climáticos medidos (incluindo Rs e Rn) foram coletados no Posto meteorológico da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Estado de São Paulo, compreendendo o período entre 01 de Janeiro de 2001 e 31 de Dezembro de 2021. Os valores estimados de Rns , Rnl e Rn seguiram os procedimentos metodológicos de cada modelo analisado, e a Rs foi calculada com a equação de Hargreaves e Samani (Rs_{HS}). A proporção entre os valores medidos de Rn e Rs foi de 48% na primavera, 50% no verão, 41% no outono e 39% no inverno. As Rs_{HS} , Rns_A e Rns_{AAE} estimadas apresentaram a mesma variação dos valores observados na estação meteorológica. As Rnl_A e Rnl_{AAE} subestimaram os valores observados em 52% e 37%, respectivamente, sendo a Rnl_{AAE} a que apresentou maior variação. Os desempenhos dos modelos resultaram em superestimativa dos Rn_A e Rn_{AAE} . Com a Rnl subestimada e o Rn superestimado, foram observados valores Nash e Sutcliffe (NSE) negativos, indicando que os modelos testados não foram eficientes para estimar Rn e Rnl . As incertezas refletiram no cálculo da ET_o , proporcionando superestimativa da $ET_{o_{Rn.A}}$ (29%) e $ET_{o_{Rn.AAE}}$ (22%). Os resultados indicam que as metodologias de Allen e Allen / ASCE-EWRI, consideradas padrão, podem não resultar em estimativas precisas de ET_o . A associação “ Rn_{HS} vs Rn ” na validação teve forte correlação ($r = 0,85$), indicando que os coeficientes ($a_0 = -6,057 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $a_1 = 0,7628$) calibrados na associação linear entre “ Rs_{HS} vs Rn ” foram precisos para estimar o saldo de radiação (Rn_{HS}) no município de Piracicaba, Estado de São Paulo. A $ET_{o_{Rn.HS}}$, tendo como entrada a Rn_{HS} nos cálculos, foi a que apresentou as maiores similaridades com a $ET_{o_{Rn}}$, obtida com dados medidos do Posto meteorológico da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”.

Palavras-chave: Balanço de radiação, ondas curta e longa, métodos indiretos, Penman-Monteith

2.2 ABSTRACT

The net radiation (Rn) is a crucial variable in several applications in agriculture, mainly in the reference evapotranspiration (ET_o) determination. Due to the scarcity of Rn data measured at surface weather stations, its determination is often performed by alternative methods, with the models proposed by the *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO; Allen and Allen/ASCE-EWRI) being the most used. The present study aimed to verify the magnitude and proportion of the radiation values observed in radiometer (Rns , Rnl and Rn), to associate and analyze the performance of the Allen (Rns_A , Rnl_A and Rn_A) and Allen / ASCE-EWRI (Rns_{AAE} , Rnl_{AAE} and Rn_{AAE}) models of radiation estimation compared to the observed values (Rns , Rnl and Rn), as well as quantify the influence of their variations on the ET_o estimation with the Penman-Monteith method. The measured climate data (including Rs and Rn) were collected at the Meteorological Station of the Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, São Paulo State, considering the period between January 1, 2001, to December 31, 2021. The estimated Rns , Rnl and Rn values followed the methodological procedures of each model analyzed, and the Rs was calculated with the Hargreaves and Samani equation (Rs_{HS}). The amount between measured values of Rn and Rs was 48% in spring, 50% in summer, 41% in autumn, and 39% in winter. The estimated Rs_{HS} , Rns_A and Rns_{AAE} showed the same variation as the values observed in the weather station. The Rnl_A and Rnl_{AAE} underestimated the observed values by 52% and 37%, respectively, and the Rnl_{AAE} showed the highest variation. The performances of the models resulted in an overestimation of Rn_A and Rn_{AAE} . With the Rnl underestimated and the Rn overestimated, negative Nash and Sutcliffe values (NSE) were observed, indicating that the tested models were not efficient in estimating the Rnl_A , Rnl_{AAE} , Rn_A , and Rn_{AAE} . The uncertainties were reflected in the ET_o calculation, providing an overestimation of $ET_{o_{Rn.A}}$ (29%) and $ET_{o_{Rn.AAE}}$ (22%). The results indicate that the Allen and Allen / ASCE-EWRI methodologies, considered standard, may not result in accurate estimates of ET_o . The “ Rn_{HS} vs Rn ” association in the validation had a good fit ($r = 0.85$), indicating that the coefficients ($a_0 = -6.057 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ and $a_1 = 0.7628$) calibrated in the linear association between “ Rs_{HS} vs Rn ” were accurate to estimate the net radiation (Rn_{HS}) in the location of Piracicaba, São Paulo State. The $ET_{o_{Rn.HS}}$, with the Rn_{HS} as input in the calculations, was the one that presented the highest similarities with the $ET_{o_{Rn}}$, obtained with measured data from the weather station of the Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”.

Keywords: Shortwave and longwave radiation balance, indirect methods, Penman-Monteith method.

2.3 INTRODUÇÃO

O balanço energético consiste na contabilização das trocas de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. Todas as superfícies recebem radiação de onda curta durante o dia e trocam radiação de onda longa continuamente com a atmosfera (Monteith e Unsworth, 1990). Sua distribuição é resultante da interação da vegetação, clima e outros fatores ambientais, e considera as inter-relações entre ecossistemas, atividades humanas e mudanças climáticas (Ren et al., 2022).

Dentre os componentes do balanço energético, destaca-se o saldo de radiação (R_n), também denominado radiação líquida (R_L). O R_n é o resultado das entradas e saídas de radiação no sistema, consistindo na contabilização entre os valores de radiação de ondas curtas (R_{ns}) e longas (R_{nl}). O saldo pode ser positivo, negativo ou nulo, dependendo do resultado de ganhos e perdas de radiação (Monteith e Unsworth, 1990). Logo, o R_n resulta do equilíbrio entre a energia absorvida, refletida e emitida pela superfície terrestre (Rosenberg et al., 1983; Monteith e Unsworth, 1990; Allen et al., 1998; NEO, 2022), sendo influenciado pelo equilíbrio entre os fluxos de calor sensível (H), calor do solo (G) e calor latente (LE) (An et al., 2017; Ren et al., 2022). O R_n é o parâmetro fundamental que governa o clima da baixa atmosfera, sendo a força motriz de energia para o processo da evapotranspiração (ET), fotossíntese e aquecimento do solo e do ar (Sentelhas e Gillespie, 2008; Jia et al., 2018).

Como faz parte dos processos químicos, biológicos e principalmente físicos do sistema solo-planta-atmosfera, o R_n é considerado uma variável importante em várias aplicações na agricultura. Apesar de sua importância, a realização de sua medição diretamente em estações meteorológicas de superfície não é comum, devido ao alto custo de aquisição e manutenção do sensor ou instrumento necessário (Flumignan et al., 2018; Jiang e Liang, 2018). O R_n é medido diretamente por meio de equipamentos denominados radiômetros.

A maior parte das estações meteorológicas brasileiras não dispõe de equipamentos para medição direta do R_n (Fietz e Fisch, 2009). Assim, apenas a radiação solar incidente (R_s) é monitorada frequentemente e a medição do R_n é realizada em circunstâncias específicas. Esta condição limita a investigação das interações solo-atmosfera, justificando o grande interesse dos pesquisadores pelo

desenvolvimento de métodos alternativos de determinação do Rn com dados meteorológicos (An et al., 2017). Desta forma, na ausência do instrumento de medida, a estimativa do Rn pode ser feita indiretamente utilizando modelos matemáticos (An et al., 2017; Agada et al., 2019).

Dentre os componentes do Rn , a radiação de onda longa (Rnl) é o elemento mais difícil de ser monitorado em estudos micrometeorológicos (Teodoro et al., 2018). A radiação de ondas curtas (Rns ; $Rns = (1 - \alpha) \cdot Rs$) é facilmente obtida com uma expressão que considera o albedo (α) e a radiação solar incidente (Rs). No entanto, dentre as variáveis climáticas medidas nas estações de superfície, a Rs é a que apresenta maiores problemas de falhas e erros de leitura (Wang, 2014). Desta forma, pela incerteza, Rnl e Rns merecem grande atenção na determinação do saldo de radiação (Rn) de uma localidade ou região.

Devido à escassez de dados medidos do Rn , na literatura são encontrados diversos modelos alternativos para realizar a sua estimativa. As principais metodologias utilizadas foram propostas por Linacre (1968), Allen et al. (1994) e Ortega-Farias et al. (2000). No entanto as análises foram baseadas em valores médios mensais (Linacre, 1968) e horários (Allen et al., 1994; Ortega-Farias et al., 2000), considerando séries curtas: Linacre – Junho a Setembro de 1966; Allen – Agosto de 1990, com leituras de 30 minutos para apenas 2 dias; Ortega-Farias – Janeiro a Maio de 1998. O modelo e roteiro mais comumente utilizado na literatura para estimativa do Rn é o proposto por Allen et al. (1998), e revisado por ASCE-EWRI (2005). Desta forma, o cálculo do Rn conforme roteiro de Allen et al. (1998) e ASCE-EWRI (2005) é assumido muitas vezes como padrão, apesar de não serem encontrados na literatura estudos atestando esta afirmação.

O Rn é um parâmetro importante na determinação da evapotranspiração de referência (ET_o). Desde o desenvolvimento da equação de Penman (Penman, 1948) diversos métodos baseados na combinação de parâmetros como radiação, temperatura, umidade relativa, entre outros, foram introduzidos para estimar a evapotranspiração de referência (ET_o). Irmak et al. (2003) consideraram que o *International Commission for Irrigation and Drainage* (ICID) e a *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO) recomendam o método FAO56-Penman-Monteith como padrão para estimar a ET_o . A afirmativa baseou-se no estudo

conduzido na década de 80 pelo *ASCE Committee on Evapotranspiration in Hydrology and Irrigation*, ao avaliar o desempenho de vinte diferentes métodos de estimativa de ET_o , em que foi confirmado o desempenho superior do método Penman-Monteith em diferentes climas (Jensen et al. 1990; Allen et al. 1994; Allen et al. 1998). A equação FAO56-PM foi então derivada da *American Society of Civil Engineers* (ASCE) e descrita em Allen et al. (1994). Posteriormente também foi revisada em Allen et al. (1998) e ASCE-EWRI (2005).

Valores consistentes de ET_o são fundamentais para melhorar a compreensão dos processos de troca de água e energia entre o solo e a atmosfera. Para que estimativas de ET_o sejam precisas, é necessário entender cada variável e sua participação relativa no modelo, especialmente o R_n . Estudos anteriores indicaram que o R_n mostrou-se sensível à equação de Penman (Saxton, 1975), que serviu de base inicial para o método de Penman-Monteith. Silva et al. (2011), Bakhtiari e Baghizadeh (2012), Rohina et al. (2013) e Majazi et al. (2021) verificaram sensibilidade do R_n no modelo de Penman-Monteith. Jerszurki et al. (2019) também avaliaram a sensibilidade da radiação solar incidente (R_s) e demais variáveis de entrada no modelo Penman-Monteith ASCE, para a estimativa da evapotranspiração de referência em diferentes tipos climáticos brasileiros. Desta forma, por ser um dos principais fatores de controle da evapotranspiração, o R_n é um parâmetro de entrada fundamental para a equação de Penman-Monteith (Blonquist Junior et al. 2010).

Estudos associando e analisando o desempenho de modelos de estimativa do R_n em comparação aos valores medidos em radiômetros são escassos na literatura, principalmente no cenário brasileiro. Neste contexto, teve-se como objetivo no presente trabalho verificar a grandeza e propoção dos valores de radiação observados em radiômetro (R_{ns} , R_{nl} e R_n), associar e analisar o desempenho dos modelos Allen (R_{ns_A} , R_{nl_A} e R_{n_A}) e Allen / ASCE-EWRI ($R_{ns_{AAE}}$, $R_{nl_{AAE}}$ e $R_{n_{AAE}}$) de estimativa da radiação em comparação aos valores observados (R_{ns} , R_{nl} e R_n), bem como quantificar a influência de suas variações na estimativa da ET_o com o método de Penman-Monteith.

2.4 MATERIAL E MÉTODOS

2.4.1 Localidade analisada e dados medidos do saldo de radiação (R_n)

Os dados medidos do R_n utilizados nas análises foram coletados no Posto meteorológico da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (<http://www.leb.esalq.usp.br/leb/postoaut.html>), situado na fazenda Areão, no município de Piracicaba, Estado de São Paulo, Região Sudeste do Brasil. As coordenadas geográficas são 22°42'30" S, 47°38'00" W e 546 metros de altitude. O clima da região é *Cwa*, conforme a classificação de Köppen, subtropical úmido com verão chuvoso e seco no inverno (Alvares et al., 2013). Os dados compreendem o período entre 01 de Janeiro de 2001 e 31 de Dezembro de 2021, totalizando 7670 leituras diárias que, após exclusão dos dados faltantes, resultaram em 7618 dados consistentes para as análises.

As medidas do saldo de radiação (R_n ; MJ m⁻² dia⁻¹) do posto meteorológico foram realizadas com radiômetros, modelos: *CNR4 Net Radiometer* (Campbell Scientific, Inc.), entre 2001 e 2016; e *NR-LITE2 Net Radiometer* (Campbell Scientific, Inc.), entre 2016 e 2021. Além do R_n , foram utilizados dados meteorológicos necessários no método padrão ASCE-PM (ASCE-EWRI, 2005) e nos outros modelos de estimativa do R_n , como: temperatura máxima ($T_{máx}$; °C), mínima ($T_{mín}$; °C), umidade relativa máxima ($UR_{máx}$; %) e mínima ($UR_{mín}$; %), ambos medidos com o sensor *HMP155A Temperature and Relative Humidity Probe* (Campbell Scientific, Inc.); velocidade do vento (u_2 ; m s⁻¹), medida com o sensor *Met One 034B Wind Set* (Campbell Scientific, Inc.); e, radiação solar incidente (R_s ; MJ m⁻² dia⁻¹), medida com o sensor *CNR4 Net Radiometer* (Campbell Scientific, Inc.).

2.4.2 Métodos físicos e alternativos de estimativa do saldo de radiação (R_n)

Fisicamente, o saldo de radiação é determinado com as equações:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (1)$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (2)$$

$$R_{nl} = \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_{K,s}^4 - \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_{K,a}^4 \quad (3)$$

Sendo: R_n – saldo de radiação (MJ m⁻² dia⁻¹); R_{ns} – radiação solar de ondas curtas (MJ m⁻² dia⁻¹); R_{nl} – radiação solar de ondas longas (MJ m⁻² dia⁻¹); α – albedo

(adimensional); R_s – radiação solar incidente ou global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); σ – constante de Stefan-Boltzmann ($4,901 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); ε_s – emissividade da superfície (adimensional); ε_a – emissividade atmosférica (adimensional); $T_{K,s}$ – temperatura da superfície (K); $T_{K,a}$ – temperatura do ar (K) (Reichardt e Timm, 2012; Souza, 2018).

No presente estudo, a Rnl observada foi determinada fazendo-se a diferença entre os valores medidos do Rn e a R_s , considerando a superfície gramada ($\alpha = 0,23$), com a expressão:

$$Rnl = (1 - \alpha) \cdot R_s - Rn$$

Os modelos alternativos basicamente utilizam equações empíricas, tentando obter a aproximação dos valores observados de Rns e Rnl , principalmente Rnl . Nas análises realizadas no presente estudo, dois modelos da FAO de estimativa do Rn foram analisados, por serem recomendados e os mais utilizados na estimativa da evapotranspiração de referência na literatura.

Como a radiação solar incidente (R_s) é uma variável que apresenta problemas de falhas e erros de leitura, sua estimativa (Equação 6) também foi avaliada nas análises do Rn , conforme Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005). Por ser mais simples e muito utilizado na literatura, o modelo de Hargreaves e Samani (1982) foi escolhido para realizar a estimativa da radiação solar incidente ($R_{s_{HS}}$). Os valores da radiação solar no topo da atmosfera (R_a) foram calculados com as equações recomendadas por Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005).

– Modelo de Allen et al. (1994):

Rn_A : Calculado com a Equação 1;

Rns_A : Calculada com a Equação 2, considerando o albedo da grama ($\alpha = 0,23$) e radiação solar incidente ($R_{s_{HS}}$) estimada com a Equação 6 de Hargreaves e Samani (1982);

$$Rnl_A = \left[a_c \cdot \left(\frac{R_s}{R_{SO}} \right) + b_c \right] \cdot (a_1 + b_1 \cdot e_s^{0,5}) \cdot \sigma \cdot \left(\frac{T_{K_{máx}}^4 + T_{K_{mín}}^4}{2} \right) \quad (4)$$

– Modelo de Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005):

Rn_{AAE} : Calculado com a Equação 1;

$Rn_{S_{AAE}}$: Calculada com a Equação 2, considerando o albedo da grama ($\alpha = 0,23$) e radiação solar incidente ($R_{S_{HS}}$) estimada com a Equação 6 de Hargreaves e Samani (1982);

$$Rn_{AAE} = \sigma \cdot f_{cd} \cdot (0,34 - 0,14 \cdot ea^{0,5}) \cdot \left(\frac{T_{K_{máx}}^4 + T_{K_{mín}}^4}{2} \right) \quad (5)$$

As variáveis de entrada nos modelos foram calculadas com as expressões:

$$R_{S_{HS}} = k_{RS} \cdot Ra \cdot (T_{K_{máx}} - T_{K_{mín}})^{0,5} \quad (6)$$

$$f_{cd} = 1,35 \cdot \frac{R_{S_{HS}}}{R_{S_0}} - 0,35$$

$$R_{S_0} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot Ra$$

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

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

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)]$$

$$\delta = 0,409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1,39\right)$$

$$ea = \frac{es(T_{C_{mín}}) \cdot \frac{UR_{máx}}{100} + es(T_{C_{máx}}) \cdot \frac{UR_{mín}}{100}}{2}$$

$$es = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_C}{T + 237,3}\right)$$

Sendo: $R_{S_{HS}}$ – radiação solar incidente ou global, estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); R_{S_0} – radiação solar em céu sem nuvem ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $\frac{R_{S_{HS}}}{R_{S_0}}$ – radiação de onda curta relativa (limitada a $0,3 \leq \frac{R_{S_{HS}}}{R_{S_0}} \leq 1,0$; adimensional); a_c e b_c – fatores de nuvem (adimensional), sendo $a_c = 1,35$ e $b_c = -0,35$ (adimensional; Doorenbos e Pruitt, 1977); a_1 a b_1 – Fatores de emissividade (adimensional), sendo $a_1 = 0,34$ e $b_1 = -0,14$ (Brunt, 1952; Doorenbos e Pruitt, 1977); σ – constante de Stefan-Boltzmann ($4,90 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $T_{K_{mín}}$ e

$T_{K_{máx}}$ – temperaturas mínima e máxima diária do ar (K); f_{cd} – função de nebulosidade (limitada a $0,05 \leq f_{cd} \leq 1,0$; adimensional); ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa); k_{RS} – coeficiente de proporcionalidade ($K^{-0,5}$), considerado $0,1578 K^{-0,5}$ para o tipo climático Cwa (Baratto et al., 2017); z – elevação da estação acima do nível do mar (m); Ra – radiação solar no topo da atmosfera ($MJ m^{-2} dia^{-1}$); G_{sc} – constante solar ($4,92 MJ m^{-2} dia^{-1}$); d_r – fator de distância relativa Terra-Sol (adimensional); ω_s – ângulo horário do pôr do Sol (radianos); φ – latitude (radianos); δ – declinação solar (radianos); J – dia Juliano (adimensional); $es(T_{c_{mín}})$ e $es(T_{c_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente (kPa); $UR_{mín}$ e $UR_{máx}$ – umidade relativa mínima e máxima do ar observada no dia, respectivamente (%); T_{c} – temperatura do ar ($^{\circ}C$).

2.4.3 Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) com o R_n observado (medido) e calculado com modelos alternativos

Com os dados observados de $T_{máx}$ ($^{\circ}C$), $T_{mín}$ ($^{\circ}C$), $UR_{máx}$ (%), $UR_{mín}$ (%), u_2 ($m s^{-1}$), R_s ($MJ m^{-2} dia^{-1}$) e R_n ($MJ m^{-2} dia^{-1}$) da estação meteorológica da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, foi calculada a evapotranspiração de referência (ET_o; Equação 7) com o método padrão recomendado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE-EWRI, 2005):

$$ET_{o_{PM}} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{(T + 273)} \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (7)$$

Sendo: $ET_{o_{PM}}$ – evapotranspiração de referência ($mm dia^{-1}$); Δ – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar ($kPa ^{\circ}C^{-1}$); R_n – saldo de radiação na superfície ($MJ m^{-2} dia^{-1}$); G – balanço do fluxo de calor no solo ($MJ m^{-2} dia^{-1}$); γ – constante psicrométrica ($kPa ^{\circ}C^{-1}$); T – temperatura média diária do ar no período considerado ($^{\circ}C$); u_2 – velocidade média diária do vento a dois metros de altura ($m s^{-1}$); es – pressão de saturação de vapor diária a dois metros de altura (kPa), calculada como a média da pressão de saturação de vapor na temperatura máxima e mínima do ar; ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa).

Os cálculos da ET_o foram realizados considerando os valores do Rn medido (ET_{oRn}) e estimados com os modelos alternativos: $ET_{oRn.A}$ – utilizando o modelo de Allen et al. (1994); e, $ET_{oRn.AAE}$ – utilizando o modelo de Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005). As variáveis T , u_2 , es e ea utilizadas como entrada para estimar as ET_{oRn} , $ET_{oRn.A}$ e $ET_{oRn.AAE}$ foram medidas na estação ou calculadas com os dados observados de cada i -ésimo dia do período analisado.

O fluxo de calor do solo (G) é a energia térmica utilizada para aquecer o solo, sendo positivo quando o solo está aquecendo e negativo quando o solo está esfriando. Como a magnitude do G em superfície de referência (grama curta ou alfafa) é relativamente pequena em comparação com o Rn para períodos diários, semanais ou decendiais (10 dias), optou-se no presente estudo por considerar $G = 0$ (ASCE-EWRI, 2005).

2.4.4 Análises estatísticas

A série de valores diários de Rs , Rns , Rnl e Rn estimados com as metodologias alternativas foram comparados com os valores observados das mesmas variáveis obtidas na estação meteorológica de superfície da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. As séries de valores diários de ET_{oRn} , $ET_{oRn.A}$ e $ET_{oRn.AAE}$ também foram associadas e analisadas: “ $ET_{oRn.A}$ vs ET_{oRn} ” e “ $ET_{oRn.AAE}$ vs ET_{oRn} ”. O comparativo foi realizado em análises de regressão linear, erro absoluto médio (MAE), raiz do erro quadrado médio ($RMSE$), índice de concordância (d), coeficientes de determinação (R^2) e correlação (r) (Souza, 2018). A eficiência dos métodos foi avaliada com o coeficiente de Nash e Sutcliffe (NSE ; Nash e Sutcliffe, 1970). As análises foram realizadas com o pacote *hydroGOF* do software R Studio (Zambrano-Bigiarini, 2020).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_{i.medida} - Y_{i.estimada}|}{n}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - Y_{i.estimada})^2}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - Y_{i.estimada})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - \bar{Y}_{estimada})^2}$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{estimada} - Y_{medida})^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (|Y_{i,estimada} - \bar{Y}_{medida}| \cdot |Y_{i,medida} - \bar{Y}_{medida}|)^2}}$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i,estimada} - \bar{Y}_{medida})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_{i,medida} - \bar{Y}_{medida})^2}$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(Y_{i,medida} - \bar{Y}_{medida}) \cdot (Y_{i,estimada} - \bar{Y}_{estimada})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_{i,medida} - \bar{Y}_{medida})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (Y_{i,estimada} - \bar{Y}_{estimada})^2}}$$

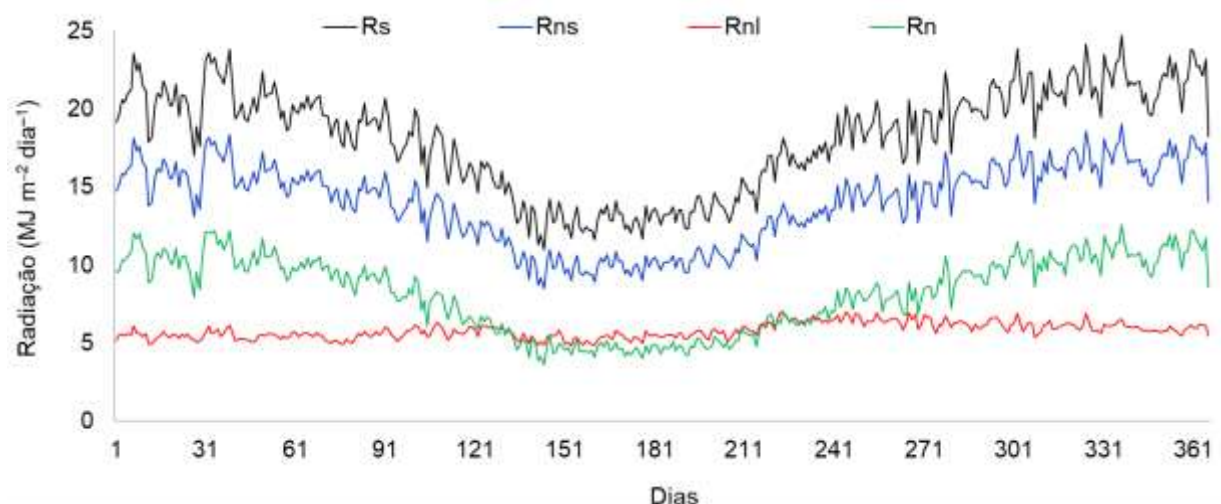
Sendo: *MAE* – erro absoluto médio ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); *RMSE* – raiz do erro quadrado médio ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); *NSE* – coeficiente de Nash e Sutcliffe (adimensional); R^2 – coeficiente de determinação (adimensional); r – coeficiente de correlação de Pearson (adimensional); d – índice “ d ” de Willmott (adimensional); $Y_{i,medida}$ – variável medida na estação meteorológica ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); \bar{Y}_{medida} – média dos valores da variável medida na estação meteorológica ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) no período analisado; $Y_{i,estimada}$ – valor da variável estimada com os métodos indiretos ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $\bar{Y}_{estimada}$ – média dos valores da variável estimada com os métodos alternativos no período analisado ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); n – número de dias analisados (adimensional).

2.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.5.1 Radiação solar observada na estação meteorológica de superfície

As variáveis R_s , R_{ns} e R_n apresentaram a mesma variação temporal (FIGURA 2.1). Como a R_{ns} representa em torno de 77% da R_s (Equação 2; $\alpha = 0,23$), naturalmente era esperado que a variação fosse semelhante. A R_s é uma variável que apresenta muita oscilação, principalmente em clima tropical, uma vez que é influenciada pela presença de nuvens. Desta forma, pequenas alterações nas condições meteorológicas locais podem provocar grande variação da radiação solar, com amplitudes podendo atingir até 700 W m^{-2} ou $60,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Soubdhan et al., 2009), mesmo em curtos intervalos de tempo (Calif e Soubdhan, 2016). Apesar da radiação de onda curta ser quase constante no topo da atmosfera, seu valor é extremamente variável espacial e temporalmente na superfície da Terra (Klassen e Bugbee, 2005; Tegegne et al., 2021).

FIGURA 2.1 – VARIAÇÃO TEMPORAL DA MÉDIA DIÁRIA DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_s), ONDA CURTA (R_{ns}), ONDA LONGA (R_{nl}) E SALDO DE RADIAÇÃO (R_n), OBSERVADAS NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE DA ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”, NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021.



FONTE: A autora (2023).

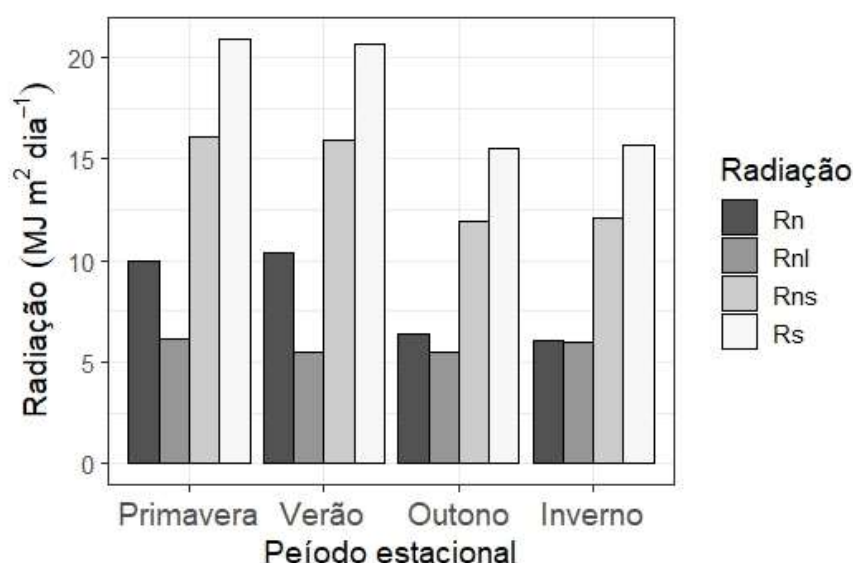
As propriedades físicas de uma superfície dependem do tipo e estado do solo, vegetação e/ou corpos hídricos, e a variabilidade em suas características térmicas pode ser quantificada pelo R_n (Bryś et al. 2020). Os valores observados para R_s , R_{ns} e R_n apresentam redução no período outono-inverno (FIGURA 2.1). Conforme EMBRAPA (2022), durante o inverno ocorre menor incidência de raios solares no Brasil. Além disso, no inverno a atividade convectiva é mais fraca devido ao nascer tardio do Sol e menor aquecimento da superfície. Desta forma, a energia solar disponível é menor e o resfriamento radiativo (perda de calor da Terra por emissão de radiação infravermelha) ocasionado pela R_{nl} aumenta a presença de nuvens estratiformes, principalmente pela manhã (Rosas et al., 2019), justificando as oscilações observadas na FIGURA 2.1.

A R_{nl} apresentou variação semelhante nos diferentes períodos estacionais, sendo superior ao R_n no final do outono e começo do inverno (FIGURA 2.1). A R_{nl} depende da integração das condições atmosféricas, tais como temperatura, umidade e cobertura de nuvens, sendo fortemente influenciada pelas características climáticas do local avaliado. Sabe-se que o R_n pode ser positivo, negativo ou mesmo nulo (Monteith e Unsworth, 1990). O R_n é positivo quando há mais radiação de entrada do que de saída no sistema, o que normalmente ocorre até atingir a $T_{máx}$,

aproximadamente entre as 15 e 17hrs, quando o Sol está no céu e a temperatura do ar é mais quente. À noite o R_n geralmente é negativo, pois não há radiação solar de entrada e a R_{nl} é dominada pelo fluxo de ondas longas terrestres de saída (Kambezidis, 2012). Como não foram observados valores de R_{nl} negativos no período analisado e, considerando o princípio físico da equação da R_{nl} (Equação 3), a emissividade diária da superfície (ε_s) foi superior à emissividade atmosférica (ε_a). Desta forma, acredita-se que a condição da R_{nl} superior ao R_n ocorrida entre o final do outono e início do inverno (FIGURA 2.1) esteja relacionada somente às maiores saídas do que entradas de radiação no sistema.

As diferenças sazonais nos fluxos de radiação (FIGURA 2.2) são maiores na primavera (23 de setembro a 20 de dezembro) e no verão (21 de dezembro a 20 de março). Brys et al. (2020) avaliando a variabilidade dos fluxos de radiação de ondas longas na formação do R_n em solo gramado e descoberto em Wrocław, na Polônia, também observaram maiores diferenças sazonais na primavera e no verão, que compreenderam para a localidade os meses de março a maio e junho a agosto, respectivamente.

FIGURA 2.2 – DISTRIBUIÇÃO SAZONAL MÉDIA DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_s), ONDA CURTA (R_{ns}), ONDA LONGA (R_{nl}) E SALDO DE RADIAÇÃO (R_n), OBSERVADAS NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE DA ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”, NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021.



Nota: Considerou-se que as estações do ano ocorrem nos seguintes períodos: Verão entre 21 de dezembro a 20 de março; Outono entre 21 de março a 20 de junho; Inverno entre 21 de junho a 22 de setembro; e Primavera entre 23 de setembro a 20 de dezembro.

FONTE: A autora (2023).

Em relação à magnitude dos valores das radiações analisadas, com exceção do Rn , que foi levemente superior no verão, a Rs , Rns e Rnl apresentaram maiores valores na primavera (FIGURA 2.2). Por apresentar variação temporal similar (FIGURA 2.1), verificou-se que o Rn pode ser estimado com os valores de Rs , que são comumente medidos nas estações meteorológicas. Em média, a proporção do Rn em relação à Rs foi de 48% na primavera, 50% no verão, 41% no outono e 39% no inverno. As medidas de tendência e dispersão das variáveis observadas estão dispostas na TABELA 2.1.

TABELA 2.1 – MEDIDAS DE TENDÊNCIA E DISPERSÃO DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (Rs), ONDA CURTA (Rns), ONDA LONGA (Rnl) E SALDO DE RADIAÇÃO (Rn) OBSERVADAS NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE DA ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”, NO PERÍODO DIÁRIO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021.

Medidas de tendência e dispersão	Rs	Rns	Rnl	Rn
	----- (MJ m ⁻² dia ⁻¹) -----			
Média	18,17	13,99	5,79	8,20
Desvio padrão	6,26	4,82	1,84	3,86
Coeficiente de variação (CV)	34%	34%	32%	47%
Mínimo	0,16	0,12	0,01	-2,04
Máximo	35,01	26,95	13,71	18,87

FONTE: A autora (2023).

As associações entre Rs , Rns , Rnl e Rn observadas apresentaram correlação (r) lineares e positivas (TABELA 2.2). A associação foi perfeita para a Rs e Rns (TABELA 2.2; FIGURA 2.3a) devido a Equação 2, em que a diferença entre as variáveis é explicada somente pelo albedo (α). A associação entre a “ Rs vs Rn ” também indicou coeficiente de correlação muito forte ($r = 0,93$; TABELA 2.2; FIGURA 2.3c), enquanto a “ Rs vs Rnl ” apresentou resultado moderado ($r = 0,66$; TABELA 2.2 e FIGURA 2.3b). Bosco et al. (2017) também correlacionaram a “ Rs vs Rn ” medidas em estação meteorológica para duas condições de cultivo de macieira Royal Gala (“sob rede de proteção de granito” e a “céu aberto”), em Vacaria, no Rio Grande do Sul. Os autores observaram $r = 0,98$ e $r = 0,97$ para as duas condições de cultivo, respectivamente. As maiores correlações obtidas pelos autores podem estar associadas ao menor período avaliado (dezembro de 2009 a março de 2010). Os coeficientes de correção (r) obtidos por Ingle et al. (2020) foram inferiores aos verificados no presente estudo (TABELA 2.2), sendo 0,55 para a “ Rns vs Rnl ”, 0,90

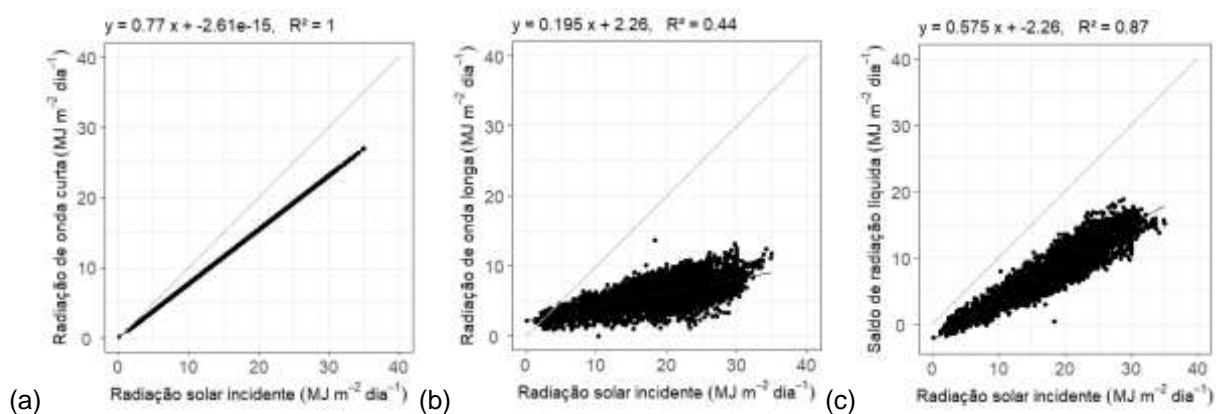
para a “ Rns vs Rn ” e 0,12 para a “ Rnl vs Rn ”, na região de Konkan, Índia. Contudo, os resultados das associações obtidos por Ingle et al. (2020) foram para valores de radiação estimadas (Rns , Rnl e Rn) com o método FAO56-PM (Allen et al. 1998). Considera-se que a falta de resultados consistentes, baseando-se em dados medidos/observados do saldo de radiação (Rn) é um aspecto importante e limitante em vários estudos na atualidade envolvendo relações hídricas.

TABELA 2.2 – MATRIZ DE CORRELAÇÃO ENTRE A RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_s), ONDA CURTA (Rns), ONDA LONGA (Rnl) E SALDO DE RADIAÇÃO (Rn), OBSERVADAS NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE DA ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”, NO PERÍODO DIÁRIO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021.

Radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	R_s	Rns	Rnl	Rn
	----- $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ -----			
R_s	1,000	1,000	0,661	0,933
Rns	-----	1,000	0,661	0,933
Rnl	-----	-----	1,000	0,347
Rn	-----	-----	-----	1,000

FONTE: A autora (2023).

FIGURA 2.3 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE AS RADIAÇÕES OBSERVADAS NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE DA ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”, NO PERÍODO DIÁRIO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021: a) “ R_s vs Rns ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), b) “ R_s vs Rnl ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); c) “ R_s vs Rn ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).



FONTE: A autora (2023).

Alguns autores comentam que a Rns compreende cerca de 85% da R_s (Klassen e Bugbee, 2005; Sardar et al. 2017) para superfícies naturais. No entanto, como no presente estudo a superfície é gramada ($\alpha = 0,23$), a Rns compreendeu em

torno de 77% da R_s , o que era esperado conforme a Equação 2. Klassen e Bugbee (2005) destacaram que a R_{ns} é a fonte de energia que impulsiona a evaporação, transpiração, fotossíntese, entre outros processos ligados aos sistemas agrícolas.

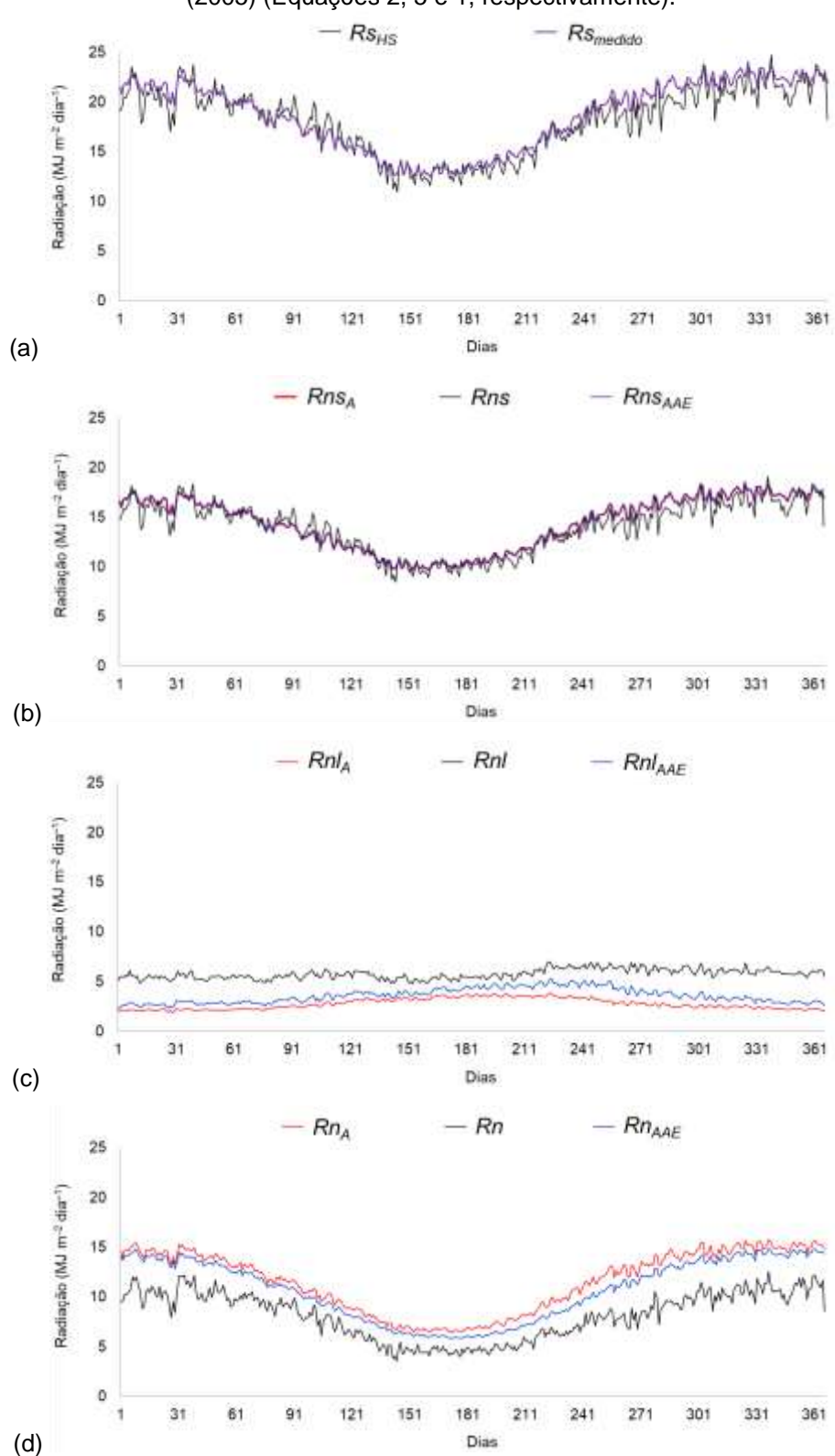
2.5.2 Radiação solar estimada com modelos

A $R_{s_{HS}}$ estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) é bem difundida e aceita, principalmente na ausência de dados medidos para serem utilizados como entrada nas equações recomendadas pela FAO. No presente estudo, a $R_{s_{HS}}$ estimada apresentou variação muito semelhante a R_s medida na estação meteorológica de superfície para o período analisado (FIGURA 2.4a). Consequentemente, a R_{ns_A} e $R_{ns_{AAE}}$ também apresentaram variação semelhante, por serem calculadas com a mesma equação (Equação 2).

Como os modelos Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) utilizam a Equação 2 para obtenção da R_{ns} , os valores de R_{ns_A} e $R_{ns_{AAE}}$ também foram iguais (FIGURA 2.4b).

Considerando os dados diários analisados no período entre 01 de Janeiro de 2001 e 31 de Dezembro de 2021, em geral as R_{nl_A} e $R_{nl_{AAE}}$ subestimaram os valores observados de R_{nl} (média de $5,79 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) em 52% e 37%, respectivamente, apresentando médias de $2,79$ e $3,62 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (TABELA 2.3). Como parte da R_{nl} é absorvida e emitida por gases, principalmente vapor d'água e CO_2 presentes na atmosfera (Klassen e Bugbee, 2005), a $R_{nl_{AAE}}$ apresentou maior variação (CV = 36,2%) em suas estimativas, talvez por considerar a pressão atual de vapor (ea) como variável de entrada na função. Assim, apesar da R_{ns} estimada apresentar valores muito próximos aos observados, a discrepância das R_{nl} estimadas (FIGURA 2.4c) resultaram em diferenças no R_n estimado em relação ao observado (FIGURA 2.4d).

FIGURA 2.4 – MÉDIA DIÁRIA DOS VALORES OBSERVADOS (ESTAÇÃO ANALISADA) E ESTIMADOS DE RADIAÇÃO SOLAR, NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021: a) INCIDENTE (R_s); b) ONDA CURTA (R_{ns}); c) ONDA LONGA (R_{nl}); e, d) SALDO DE RADIAÇÃO (R_n). R_{sHS} estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) (Equação 6); R_{nsA} , R_{nlA} e R_{nA} estimadas conforme ALLEN ET AL. (1994) (Equações 2, 4 e 1, respectivamente); R_{nsAAE} , R_{nlAAE} e R_{nAAE} estimadas conforme ALLEN ET AL. (1998) / ASCE-EWRI (2005) (Equações 2, 5 e 1, respectivamente).



FONTE: A autora (2023).

TABELA 2.3 – MEDIDAS DE TENDÊNCIA E DISPERSÃO DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_s), ONDA CURTA (R_{ns}), ONDA LONGA (R_{nl}) E SALDO DE RADIAÇÃO (R_n), ESTIMADOS COM OS DADOS DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE DA ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA “LUIZ DE QUEIROZ”, NO PERÍODO DIÁRIO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021.

Tendência e dispersão	$Rs_{HS}^{(1)}$	$Rns_A^{(2)}$	$Rns_{AAE}^{(3)}$	$Rnl_A^{(2)}$	$Rnl_{AAE}^{(3)}$	$Rn_A^{(2)}$	$Rn_{AAE}^{(3)}$
	----- (MJ m ⁻² dia ⁻¹) -----						
Média	18,72	14,41	14,42	2,79	3,62	11,63	10,79
Des. Padrão	4,41	3,39	3,39	0,77	1,31	3,55	3,30
CV (%)	23,5	23,5	23,5	27,7	36,2	30,5	30,6
Menor valor	5,19	4,00	4,00	0,55	0,27	3,40	3,69
Maior valor	30,17	23,22	23,23	5,49	7,87	20,13	18,42

FONTE: A autora (2023). ⁽¹⁾ Estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) (Equação 6); ⁽²⁾ Estimadas conforme Allen et al. (1994) (Equações 2, 4 e 1, respectivamente); ⁽³⁾ Estimadas conforme Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) (Equações 2, 5 e 1, respectivamente).

As Rns_A e Rns_{AAE} apresentaram valores estimados muito próximos aos observados (Rns) e as Rnl_A e Rnl_{AAE} foram subestimadas nos modelos. Assim, para atender o equilíbrio da equação do saldo de radiação (Equação 1), o Rn_A e Rn_{AAE} ficaram superestimados (FIGURA 2.4d e TABELA 2.3). Blonquist Junior et al. (2010) também observaram superestimativas do Rn calculado com a equação ASCE-EWRI (2005) em relação ao medido com radiômetros na Estação Experimental Agrícola de Utah, oeste dos Estados Unidos.

Durante o período analisado, a média dos maiores e menores valores de Rns_A e Rns_{AAE} não apresentaram variações (TABELA 2.3). As maiores variações foram observadas para a Rnl_A e Rnl_{AAE} , com médias de 2,79 MJ m⁻² dia⁻¹ e 3,62 MJ m⁻² dia⁻¹, respectivamente, refletindo no resultado do saldo de radiação estimado.

Os valores de R_s , R_{ns} , R_{nl} e R_n estimados com os modelos de Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005), quando associados aos valores observados na estação meteorológica de superfície, indicaram pouca variação estatística para a Rs_{HS} , Rns_A e Rns_{AAE} . A Rs_{HS} estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) apresentou $r = 0,83$ (TABELA 2.4 e FIGURA 2.5a). O valor obtido foi semelhante ao observado por Irmak et al. (2010), estudando a mesma metodologia em Clay Center, Nebraska (clima subúmido; $r = 0,81$), e inferior em Davis, California (clima semi-árido; $r = 0,95$). As Rns_A e Rns_{AAE} , por serem obtidas com a mesma equação (Equação 2), apresentaram os mesmos índices estatísticos.

TABELA 2.4 – ERRO ABSOLUTO MÉDIO (*MAE*), RAIZ QUADRADA DO ERRO MÉDIO (*RMSE*), COEFICIENTE DE NASH E SUTCLIFFE (*NSE*), ÍNDICE DE CONCORDÂNCIA (*d*) E COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO (*r*) E DETERMINAÇÃO (*R*²), OBTIDOS DAS ASSOCIAÇÕES ENTRE VALORES DIÁRIOS OBSERVADOS (ESTAÇÃO ANALISADA) E ESTIMADOS DE RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (*Rs*), ONDA CURTA (*Rns*), ONDA LONGA (*Rnl*) e SALDO DE RADIAÇÃO (*Rn*), NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021.

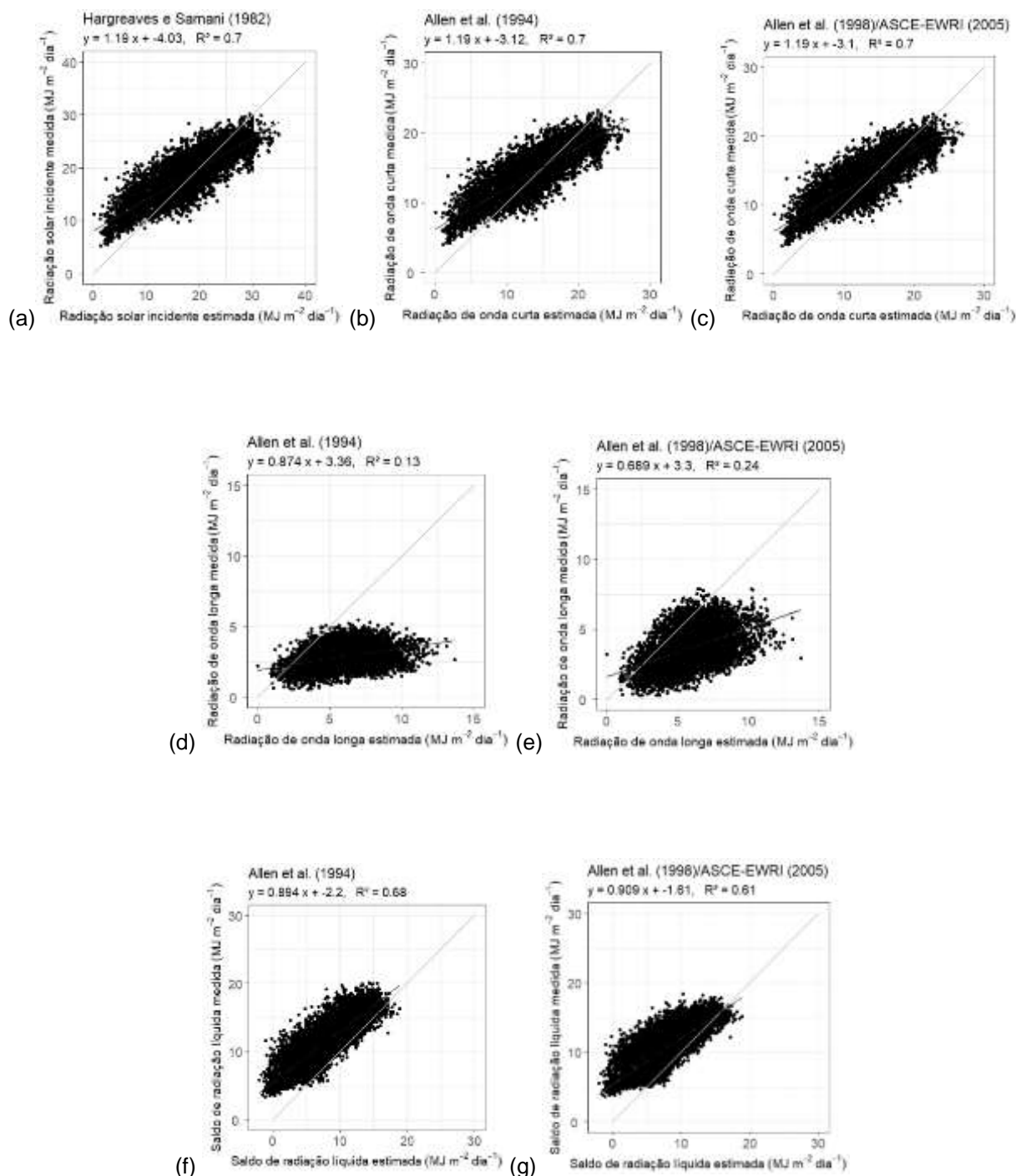
Associação ⁽¹⁾	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>NSE</i>	<i>d</i>	<i>r</i>	<i>R</i> ²
	----- (MJ m ⁻² dia ⁻¹) -----		----- (adimensional) -----			
" <i>Rs_{HS}</i> vs <i>Rs</i> "	2,79	3,59	0,34	0,88	0,83	0,70
" <i>Rns_A</i> vs <i>Rns</i> "	2,15	2,76	0,34	0,88	0,83	0,70
" <i>Rns_{AAE}</i> vs <i>Rns</i> "	2,15	2,76	0,34	0,88	0,83	0,70
" <i>Rnl_A</i> vs <i>Rnl</i> "	3,03	3,46	-19,12	0,29	0,37	0,13
" <i>Rnl_{AAE}</i> vs <i>Rnl</i> "	2,29	2,73	-3,34	0,49	0,49	0,24
" <i>Rn_A</i> vs <i>Rn</i> "	3,46	4,09	-0,33	0,75	0,82	0,68
" <i>Rn_{AAE}</i> vs <i>Rn</i> "	2,75	3,56	-0,16	0,78	0,78	0,61

FONTE: A autora (2023). ⁽¹⁾ *Rs*, *Rns*, *Rnl* e *Rn* foram observados/medidos; *Rs_{HS}* estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) (Equação 6); *Rns_A*, *Rnl_A* e *Rn_A* estimadas conforme Allen et al. (1994) (Equações 2, 4 e 1, respectivamente); *Rns_{AAE}*, *Rnl_{AAE}* e *Rn_{AAE}* estimadas conforme Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) (Equações 2, 5 e 1, respectivamente).

O coeficiente de Nash e Sutcliffe indicou que as funções *Rnl_A* (Equação 4) e *Rnl_{AAE}* (Equação 5) não foram eficientes para estimar a radiação de onda longa (*Rnl*), apresentando *NSE* negativo para ambos os modelos, principalmente Allen et al. (1994) (TABELA 2.4). Os baixos indicadores estatísticos obtidos para a *Rnl* podem estar associados a condições de céu nublado. De acordo com Wang e Liang (2009) e Wang et al. (2018) a *Rnl* não pode ser estimada com precisão quando informações confiáveis sobre a cobertura de nuvens não estão disponíveis. Como a *Rnl* é componente do *Rn*, que por sua vez faz parte das equações de Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005), a magnitude dos valores de *Rnl* refletiram no *Rn* (TABELA 2.4; *NSE* negativos), que por sua vez podem refletir também nas estimativas da *ET_o*.

Carmona et al. (2017) consideraram que os coeficientes diretamente relacionados à pressão atual (*ea*; " $0,34 - 0,14 \cdot ea^{0,5}$ "), que integram a equação da *Rnl_{AAE}* (Equação 5), sempre devem ser calibrados/ajustados para cada condição climática, quando os valores medidos/observados de *Rnl* e *Rns* estiverem disponíveis. De acordo com os autores, a maioria dos pesquisadores e usuários dos modelos não tem conhecimento desses detalhes, e erros significativos na estimativa da radiação líquida frequentemente são proporcionados.

FIGURA 2.5 – REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS RESPECTIVOS VALORES DE RADIAÇÃO SOLAR MEDIDA/OBSERVADA E ESTIMADA, NO PERÍODO DIÁRIO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021: a) “ R_s vs $R_{s_{HS}}$ ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); b) “ R_{ns} vs R_{ns_A} ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); c) “ R_{ns} vs $R_{ns_{AAE}}$ ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); d) “ R_{nl} vs R_{nl_A} ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); e) “ R_{nl} vs $R_{nl_{AAE}}$ ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); f) “ R_n vs R_{n_A} ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); g) “ R_n vs $R_{n_{AAE}}$ ” ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).



Nota: R_s , R_{ns} , R_{nl} e R_n foram observados/medidos; $R_{s_{HS}}$ estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) (Equação 6); R_{ns_A} , R_{nl_A} e R_{n_A} estimadas conforme Allen et al. (1994) (Equações 2, 4 e 1, respectivamente); $R_{ns_{AAE}}$, $R_{nl_{AAE}}$ e $R_{n_{AAE}}$ estimadas conforme Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) (Equações 2, 5 e 1, respectivamente).

FONTE: A autora (2023).

Apesar de pequena, o Rn também apresentou variação entre os modelos analisados, sendo: $Rn_A = 11,63 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $Rn_{AAE} = 10,79 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (TABELA 2.3); $MAE_{Rn_A \text{ vs } Rn} = 3,46 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $MAE_{Rn_{AAE} \text{ vs } Rn} = 2,75 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (TABELA 2.4), indicando 29,8% e 25,5% de superestimativa com os dois modelos, respectivamente. Como o Rn é importante na determinação da ET_o , a obtenção de valores confiáveis do saldo de radiação é imprescindível. Samani et al. (2007) comentaram que a metodologia padronizada ASCE-EWRI (2005) deveria ser utilizada para estimar o Rn somente em condições para as quais foi desenvolvida, ou seja, dossel de grama bem irrigada. Logo, a metodologia não pode ser utilizada para estimar o Rn para vegetações ou áreas em condições de vegetação esparsa e/ou estressada, como muitas vezes se verifica na literatura. No presente estudo, a associação “ Rn_{AAE} vs Rn ” apresentou $r = 0,78$. O valor foi inferior ao obtido por Irmak et al. (2010), ao compararem diferentes métodos de estimativa do Rn em Clay Center, Nebraska. Os autores observaram que o método ASCE-EWRI (2005) resultou nas melhores concordâncias com o Rn medido ($r = 0,96$). No entanto, valores do Rn podem oscilar em diferentes regiões devido a sua elevada sensibilidade. Bakhtiari e Baghizadeh (2012), analisando a sensibilidade do método Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) para quatro variáveis (Rn , DPV , u_2 e T), verificaram que o Rn foi o parâmetro mais sensível. Desta forma, a sensibilidade do Rn é refletida na ET_o , podendo ocasionar dúvidas quanto a sua determinação precisa.

As associações entre os valores medidos e estimados para a Rns apresentaram resultados iguais (TABELA 2.4 e FIGURAS 2.5b e 2.5c), devido à obtenção dos valores estimados com as mesmas equações (Equação 6 e 2). Conforme os índices estatísticos, as Rnl obtidas com as metodologias estimadas foram distintas dos valores observados, apresentando r de 0,37 e 0,49 para os métodos Rnl_A e Rnl_{AAE} , respectivamente (TABELA 2.4; FIGURAS 2.5d e 2.5e). Como consequência, a magnitude da Rnl refletiu no Rn (FIGURAS 2.5f e 2.5g).

2.5.2.1 Radiação solar estimada de forma alternativa

As funções Rnl_A e Rnl_{AAE} foram imprecisas e interferiram no cálculo dos saldos de radiação Rn_A e Rn_{AAE} . Desta forma, buscou-se melhorias na estimativa do Rn realizando-se a calibração e validação dos parâmetros (a_0 e a_1) do modelo linear entre “ $R_{S_{HS}}$ vs Rn ” (Equação 8), visto que houve boa associação linear entre “ R_s vs Rn ” (TABELA 2.2 e FIGURA 2.3c; $r = 0,933$) e entre “ $R_{S_{HS}}$ vs R_s ” (TABELA 2.4 e FIGURA 2.5a; $r = 0,83$). Como o modelo de Hargreaves e Samani (1982) é simples e muito utilizado na literatura, a obtenção do saldo de radiação em função da radiação solar incidente estimada (Rn_{HS}) é uma opção fácil e promissora:

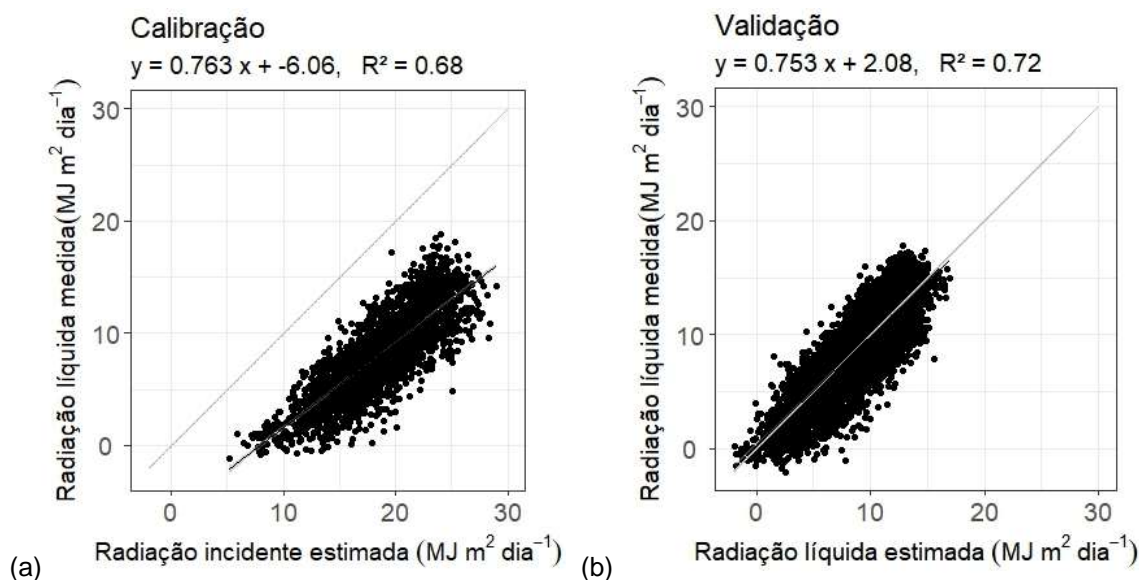
$$Rn_{HS} = a_0 + a_1 \cdot R_{S_{HS}} \quad (8)$$

Sendo: Rn_{HS} – saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); a_0 e a_1 – coeficientes linear e angular, respectivamente, calibrados na associação entre “ $R_{S_{HS}}$ vs Rn ” (a_0 em $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e a_1 é adimensional); $R_{S_{HS}}$ – radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

As análises de calibração e validação da Equação 8 foram realizadas com dados observados da estação meteorológica de superfície da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, sendo: *i*) Calibração – realizada com dados observados entre 01 de janeiro de 2001 e 31 de dezembro de 2006; e, *ii*) Validação – realizada com dados observados entre 01 de janeiro de 2007 e 31 de dezembro de 2021.

Nas análises de calibração dos parâmetros da Equação 8 (Linear), associando-se “ $R_{S_{HS}}$ vs Rn ”, obteve-se $a_0 = -6,057 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $a_1 = 0,7628$ (FIGURA 2.6a). Apesar da estreita correlação ($r = 0,83$), os valores resultantes da associação ficaram distantes da reta de 45° . O resultado era naturalmente esperado, visto que os valores de $R_{S_{HS}}$ são sempre superiores aos do Rn . O mais importante foi que o uso dos parâmetros a_0 e a_1 na validação, para obtenção do Rn_{HS} , indicou estreita correlação ($r = 0,85$), sendo que os valores da associação entre “ Rn_{HS} vs Rn ” ficaram muito próximos à reta de 45° (FIGURA 2.6b), confirmando a qualidade dos parâmetros para estimar o Rn no município de Piracicaba, Estado de São Paulo.

FIGURA 2.6 – ANÁLISES E INDICADORES ESTATÍSTICOS OBTIDOS NA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DOS PARÂMETROS a_0 E a_1 DA EQUAÇÃO 8, EM ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE ESTIMADA ($R_{s_{HS}}$; Hargreaves e Samani, 1982) E O SALDO DE RADIAÇÃO OBSERVADO (R_n), SENDO: a) CALIBRAÇÃO; b) VALIDAÇÃO.



FONTE: A autora (2023).

2.5.3 Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o)

Os valores de $ET_{o_{Rn}}$, calculados com o R_n medido, variaram entre 0,0 e 7,2 mm dia^{-1} . A $ET_{o_{Rn.A}}$ variou entre 0,88 e 9,11 mm dia^{-1} , e a $ET_{o_{Rn.AAE}}$ entre 0,94 e 7,86 mm dia^{-1} . A variação da $ET_{o_{Rn.HS}}$, que utilizou a $R_{n_{HS}}$ calculada com a Equação 8, ficou entre 0,0 e 7,93 mm dia^{-1} .

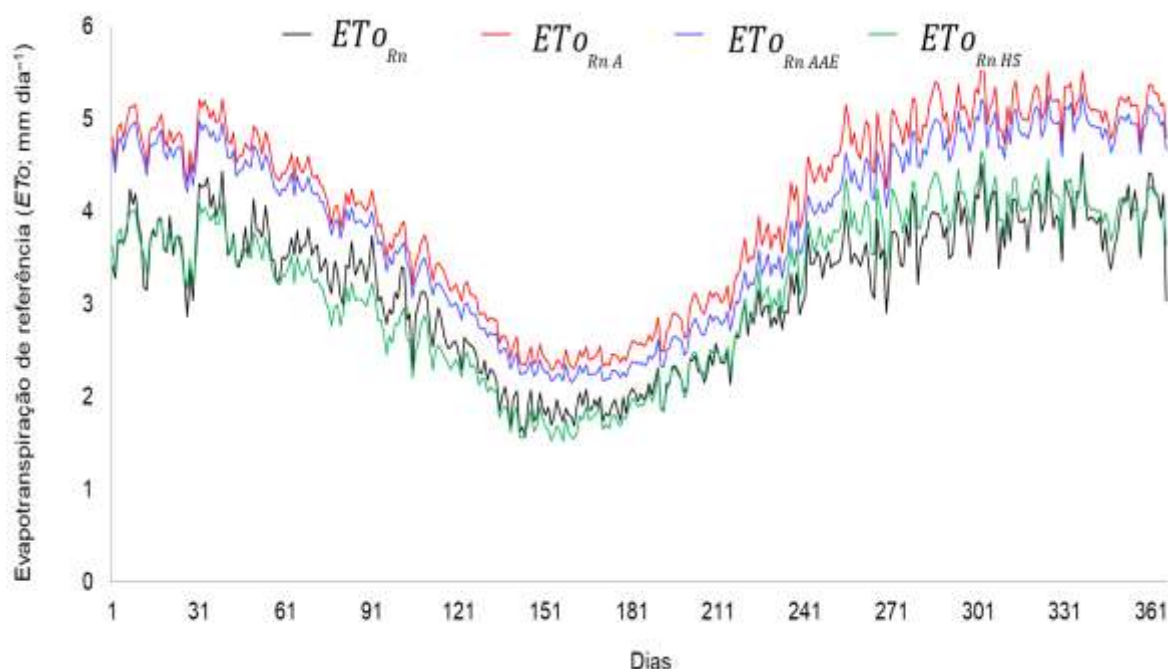
A $ET_{o_{Rn.HS}}$ média (3,19 mm dia^{-1} ; TABELA 2.5), obtida com a $R_{n_{HS}}$ estimada com os parâmetros a_0 e a_1 da Equação 8, foi igual à média diária da $ET_{o_{Rn}}$ calculada com o R_n observado (TABELA 2.5). Os valores de $ET_{o_{Rn.A}}$ e $ET_{o_{Rn.AAE}}$ foram superiores à $ET_{o_{Rn}}$. Apesar da R_{nl} e R_n apresentarem diferenças entre os valores medidos e estimados (FIGURAS 2.4c e 2.4d; TABELA 2.4), as $ET_{o_{Rn.A}}$ e $ET_{o_{Rn.AAE}}$ apresentaram variação temporal similar à $ET_{o_{Rn}}$ e $ET_{o_{Rn.HS}}$ (FIGURA 2.6), apresentando coeficiente de correlação (r) de 0,90 e 0,89 (FIGURA 2.7), respectivamente. A $ET_{o_{Rn.HS}}$ apresentou a mesma variação da $ET_{o_{Rn}}$ (FIGURA 2.6) e o maior coeficiente de correlação ($r = 0,92$) entre as associações analisadas (FIGURA 2.7).

TABELA 2.5 – MEDIDAS DE TENDÊNCIA E DISPERSÃO E INDICADORES ESTATÍSTICOS DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA CALCULADA COM O R_n MEDIDO OU ESTIMADO, NO PERÍODO DIÁRIO ENTRE 01 DE JANEIRO E 31 DE DEZEMBRO DE 2021, COM OS MODELOS DE ALLEN ET AL. (1994) ($ET_{O_{Rn.A}}$), ALLEN ET AL. (1998) / ASCE-EWRI (2005) ($ET_{O_{Rn.AAE}}$) E ASSOCIAÇÃO LINEAR ENTRE “ RS_{HS} vs R_n ” ($ET_{O_{Rn.HS}}$; Equação 8), UTILIZANDO OS COEFICIENTES a_0 E a_1 AJUSTADOS NA CALIBRAÇÃO.

Variável	Média --- mm dia ⁻¹ ---	Des. Padrão	CV -- % --	Menor valor --- mm dia ⁻¹ ---	Maior valor --- mm dia ⁻¹ ---	MAE --- mm dia ⁻¹ ---	RMSE --- mm dia ⁻¹ ---	NSE	d ----- adimensional -----	r	R^2
$ET_{O_{Rn}}$	3,19	1,42	44,6%	0,00	7,20	—	—	—	—	—	—
$ET_{O_{Rn.A}}$	4,10	1,36	33,2%	0,88	9,11	0,92	1,10	0,35	0,86	0,90	0,82
$ET_{O_{Rn.AAE}}$	3,88	1,23	31,8%	0,94	7,86	0,73	0,95	0,40	0,88	0,89	0,79
$ET_{O_{Rn.HS}}$	3,19	1,31	41,0%	0,00	7,93	0,44	0,56	0,82	0,96	0,92	0,85

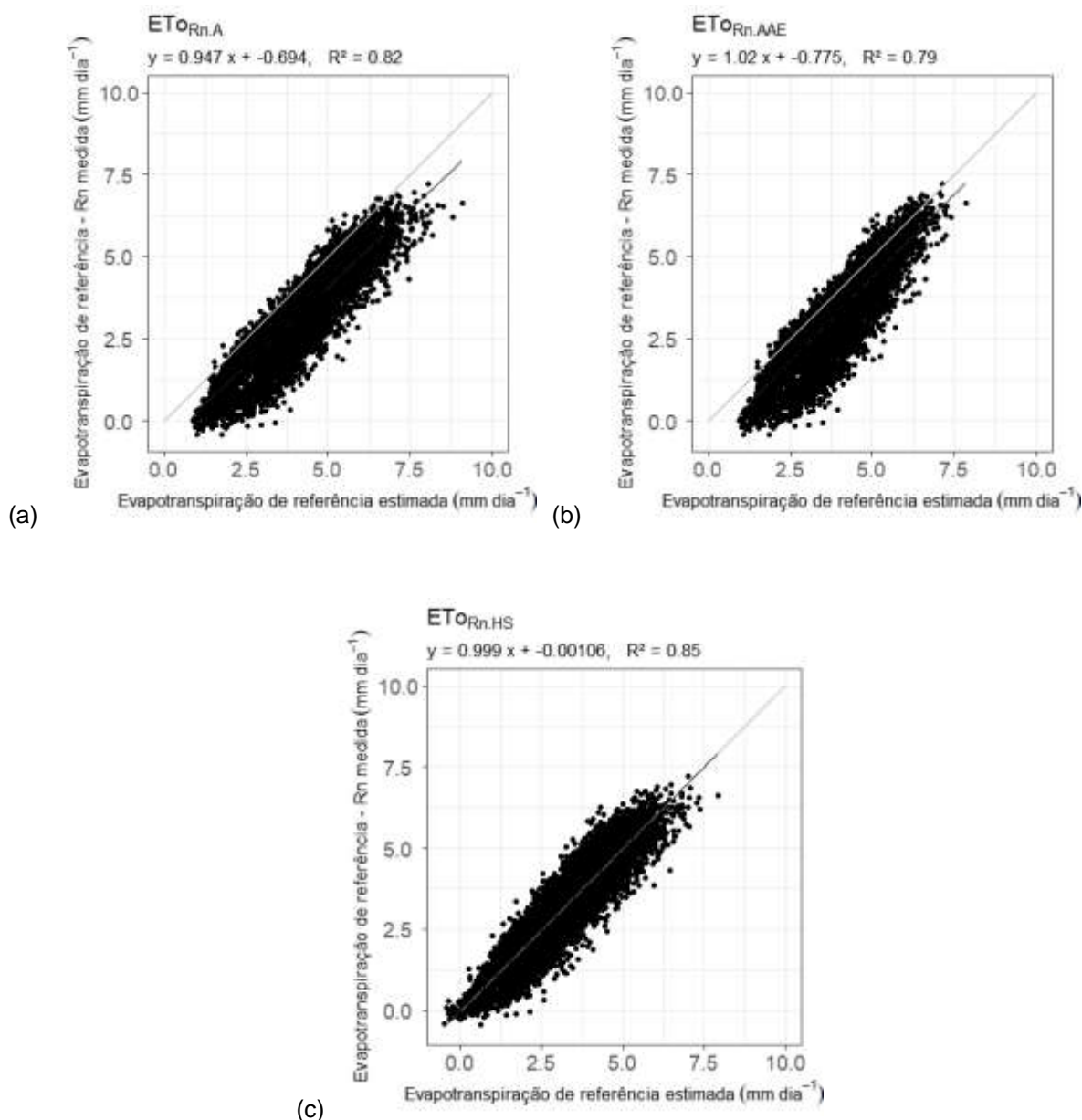
FONTE: A autora (2023).

FIGURA 2.6 – MÉDIAS DIÁRIAS DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET_o ; mm dia⁻¹), CALCULADAS NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO E 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021, COM O R_n MEDIDO ($ET_{O_{Rn}}$) E ESTIMADO CONFORME METODOLOGIA DE ALLEN ET AL. (1994) ($ET_{O_{Rn.A}}$), ALLEN ET AL. (1998) / ASCE-EWRI (2005) ($ET_{O_{Rn.AAE}}$) E ASSOCIAÇÃO LINEAR ENTRE “ RS_{HS} vs R_n ” ($ET_{O_{Rn.HS}}$; Equação 8), UTILIZANDO OS COEFICIENTES a_0 E a_1 AJUSTADOS NA CALIBRAÇÃO.



FONTE: A autora (2023).

FIGURA 2.7 – REGRESSÃO LINEAR ENTRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA DIÁRIA OBSERVADA (ET_{oRn}) E ESTIMADA, ENTRE 01 DE JANEIRO E 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021, COM MODELOS: a) Allen et al. (1994) ($ET_{oRn.A}$); b) Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) ($ET_{oRn.AAE}$); E, c) ASSOCIAÇÃO LINEAR ENTRE “ R_{sHS} vs Rn ” ($ET_{oRn.HS}$; Equação 8), UTILIZANDO OS COEFICIENTES a_0 E a_1 AJUSTADOS NA CALIBRAÇÃO.



FONTE: A autora (2023).

Como a Rnl do presente estudo foi subestimada (FIGURA 2.4c) e o Rn superestimado (FIGURA 2.4d), os valores negativos do NSE (TABELA 2.4) indicaram que os modelos Allen et al. (1994) ($ET_{oRn.A}$) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) ($ET_{oRn.AAE}$) não foram eficientes para estimar as Rnl_A , Rnl_{AAE} , Rn_A e Rn_{AAE} . Consequentemente, as incertezas verificadas refletiram no cálculo da ET_o ,

proporcionando superestimativa da $ET_{o_{Rn.A}}$ (29%) e $ET_{o_{Rn.AAE}}$ (22%). Os resultados indicam que as metodologias de Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005), consideradas padrões, podem não resultar em estimativas precisas de ET_o . Blonquist Junior et al. (2010) comentaram que a superestimativa do Rn ocasionou aumento da ET_o , o que também foi observado no presente estudo (FIGURA 2.6). A $ET_{o_{Rn.HS}}$, que considerou o Rn_{HS} (Equação 8) obtido com a Rs_{HS} estimada com o modelo de Hargreaves e Samani, apresentou maior similaridade com a $ET_{o_{Rn}}$ obtida com valores do Rn medido. O uso dos parâmetros a_0 e a_1 resultou em melhores indicadores estatísticos (TABELA 2.5) para a estimativa da $ET_{o_{Rn.HS}}$, confirmando a acurácia da associação linear entre " Rs_{HS} vs Rn ".

Dentre os modelos avaliados, a $ET_{o_{Rn.HS}}$ foi a que apresentou os melhores ajustes em relação à $ET_{o_{Rn}}$ (FIGURA 2.7c). Silva et al. (2018) estimaram a ET_o em Jaíba, Norte de Minas Gerais, desconsiderando algumas variáveis exigidas no método de Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005). Os autores observaram menor r (0,91) quando desconsideraram a Rs como variável de entrada, evidenciando sua influência e importância na determinação da ET_o , na região estudada. No presente estudo, a simplicidade de obtenção do Rn_{HS} com os coeficientes a_0 e a_1 e da Rs , torna o método de cálculo da $ET_{o_{Rn.HS}}$ preciso em Piracicaba.

Na literatura, existem relatos de inúmeras pesquisas utilizando o método FAO56-Penman-Monteith para estimar a ET_o , mesmo com os autores relatando as dificuldades de obtenção dos dados de entrada da equação, os quais podem facilmente apresentar erros e/ou imprecisão das estimativas. Os resultados obtidos no presente estudo permitem considerar que o método padrão proposto por Allen et al. (1994), e posteriormente revisado por Allen et al. (1998) e ASCE-EWRI (2005) para obtenção de valores de ET_o , pode não apresentar a precisão e robustez amplamente afirmada na literatura, indicando que novas metodologias ainda precisam ser desenvolvidas para estimar o Rn , principalmente Rnl de forma fácil e confiável.

2.6 CONCLUSÕES

- Os valores observados de Rn em relação à R_s apresentam proporção de 48% na primavera, 50% no verão, 41% no outono e 39% no inverno. As associações entre os valores observados de R_s , Rns , Rnl e Rn apresentaram correlações lineares e positivas, sendo maiores entre o “ Rns vs Rn ” e “ R_s vs Rn ”;
- As Rs_{HS} , Rns_A e Rns_{AAE} estimadas apresentaram a mesma variação temporal dos valores observados na estação meteorológica. As Rnl_A e Rnl_{AAE} subestimaram os valores observados de Rnl em 52% e 37%, respectivamente, sendo a Rnl_{AAE} a que apresentou maior variação (CV = 36,2%). Com os modelos subestimando a Rnl e superestimando o Rn , valores negativos do NSE indicaram que os modelos testados não foram eficientes para estimar as Rnl_A , Rnl_{AAE} , Rn_A e Rn_{AAE} . A associação “ Rn_{HS} vs Rn ” na validação teve estreita correlação ($r = 0,85$), indicando que os coeficientes calibrados na associação linear entre “ Rs_{HS} vs Rn ” ($a_0 = -6,057 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $a_1 = 0,7628$) foram precisos para estimar o saldo de radiação (Rn_{HS}) no município de Piracicaba, Estado de São Paulo;
- A $ET_{o_{Rn,HS}}$, tendo como entrada o Rn_{HS} nos cálculos, foi a que apresentou as maiores similaridades com a $ET_{o_{Rn}}$, obtida com dados medidos no Posto meteorológico da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. As incertezas da radiação de onda longa estimada (Rnl_A e Rnl_{AAE}) refletiram nos cálculos, proporcionando superestimativa da $ET_{o_{Rn,A}}$ (29%) e $ET_{o_{Rn,AAE}}$ (22%). As metodologias de Allen e Allen / ASCE-EWRI, consideradas padrão, não resultaram em estimativas precisas de ET_o em Piracicaba, indicando que novas metodologias ainda precisam ser desenvolvidas para calcular o Rn , principalmente para a radiação de onda longa (Rnl).

2.7 REFERÊNCIAS

- AGADA, I. O.; UDOCHUKWU, B. C.; SOMBO, T. Predicting the occurrence of surplus and deficit net radiation in Ibadan, Nigeria. **Science World Journal**, v. 14, n. 2, p.1-11, 2019.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. **Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. FAO, Rome, 300 p. 1998.

ALLEN, R. G.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; PERRIER, A. An update for the definition of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v. 43, n. 2, p. 35-92, 1994.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppens's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507

AN, N.; HEMMATI, S.; CUI, Y. Assessment of the methods for determining net radiation on different time-scales of meteorological variables. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, v. 9, n. 2, p. 239-246, 2017. DOI: 10.1016/j.jrmge.2016.10.004

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. In: ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R. L.; HOWELL, T. A.; ITENFISU, D.; JENSEN, M. E.; SNYDER, R. L. (Editors). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 2005. 69p. DOI: 10.1061/9780784408056

BAKHTIARI, B; BAGHIZADEH, A. **Daily Penman-Monteith sensitivity analysis in many subclasses climates based on extended-De Martonne classification**. Conference Paper. International conference of agricultural engineering, CIGR-AgEng. 2012. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/247774021_Daily_Penman-Monteith_sensitivity_analysis_in_many_subclasses_climates_based_on_extended-De_Martonne_classification. Acesso em: 14 de Jul 2022.

BARATTO, R. L.; SOUZA, J. L. M.; XAVIER, A. C.; JERSZURKI, D. **Coefficiente de proporcionalidade Krs da equação de Hargreaves e Samani para o Brasil**. Convibra Congress conference, 2017. Disponível em: http://www.moretti.agrarias.ufpr.br/publicacoes/re.i_2017_convibra_6.pdf. Acesso em: 27 de Jun 2022.

BLONQUIST JUNIOR, J. M.; ALLEN, R. G.; BUGBEE, B. An evaluation of the net radiation sub-model in the ASCE standardized reference evapotranspiration equation: Implications for evapotranspiration prediction. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 7, p. 1026-1038, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.02.008

BOSCO, L. C.; BERGAMASCHI, H.; CARDOSO, L. S.; de PAULA, V. A.; MARODIN, G. A. B.; BRAUNER, P. C. Microclimate alterations caused by agricultural hail net coverage and effects on apple tree yield in subtropical climate of Southern Brazil. **Bragantia**, 77(AHEAD), p. 1-12, 2017. DOI: 10.1590/1678-4499.2016459

BRUNT, D. **Physical and Dynamical Meteorology**. Cambridge University Press, New York, 30. 1952. 645 p.

BRYŚ, K.; BRYŚ, T.; OJRZYŃSKA, H.; SAYEGH, M. A.; GŁOGOWSKI, A. Variability and role of long-wave radiation fluxes in the formation of net radiation and thermal features of grassy and bare soil active surfaces in Wrocław. **Science of the Total Environment**, v. 747, n. 141192, p. 1-12, 2020. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.141192

CALIF, .R.; SOUBDHAN, T. On the use of the coefficient of variation to measure spatial and temporal correlation of global solar radiation. **Renewable Energy**, v. 88, p. 192-199, 2016. DOI: 10.1016/j.renene.2015.10.049

CARMONA, F.; RIVAS, R.; KRUSE, E. Estimating daily net radiation in the FAO Penman-Monteith method. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, p. 89-95, 2017. DOI 10.1007/s00704-016-1761-6

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Crop water requirements**. Irrigation and Drainage Paper N° 24, (rev.) FAO: Rome, Italy. 1977. 145 p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Artigo: A chegada do inverno**. Disponível em: https://www.embrapa.br/en/busca-de-noticias/-/noticia/71594296/artigo-a-chegada-do-inverno?p_auth=eMkopBa1. Acesso em: 19 de Jul. 2022

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 449-453, 2009. DOI: 10.1590/S1415-43662009000400012

FLUMIGNAN, D. L.; REZENDE, M. K. A.; COMUNELLO, E.; FIETZ, C. R. Empirical methods for estimating reference surface net radiation from solar radiation. **Engenharia Agrícola**, v. 38, n. 1, p. 32-37, 2018. DOI: 10.1590/1809-4430-Eng.Agric.v38n1p32-37/2018

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 108, n. 3, p. 225-230, 1982. DOI: 10.1061/JRCEA4.0001390

INGLE, P. M.; JAGTAP, D. N.; BHANGE, H. N.; THORAT, T. N. Solar radiation estimation using sunshine hours for hot and humid climate of Konkan region. **International Journal of Chemical Studies**, v. 8, n. 6, p. 873-877, 2020. DOI: 10.22271/chemi.2020.v8.i6m.10877

IRMAK, S.; IRMAK, A.; ALLEN, R. G.; JONES, J. W. Solar and Net Radiation-Based Equations to Estimate Reference Evapotranspiration in Humid Climates. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 129, n. 5, p. 336-347, 2003. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:5(336)

IRMAK, S.; MUTIIBWA, D.; PAYERO, J. O. Net radiation dynamics: performance of 20 daily net radiation models as related to model structure and intricacy in two climates. **Biological Systems Engineering**, v. 53, n. 4, p. 1059-1076, 2010. DOI: 10.13031/2013.32596

JENSEN, M. E., BURMAN, R. D., ALLEN, R. G. Evapotranspiration and irrigation water requirements. **ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices**, n. 70, ASCE, New York. 1990. 332p.

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M.; SILVA, L. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 1-2, p. 943-956, 2019. DOI 10.1007/s00382-019-04619-1

JIA, L.; ZHENG, C. G.; HU, G. C.; MENENTI, M. 4.03 – Evapotranspiration. *In: Comprehensive Remote Sensing*, v. 4, p. 25-50, 2018. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10353-7

JIANG, B.; LIANG, S. **Land Surface Net Radiation**. *In: Comprehensive Remote Sensing*, v. 5, p. 304-331, 2018. Oxford, UK. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10376-8

KAMBEZIDIS, H. D. **Solar Thermal Systems: Components and Applications**. *In: Comprehensive Renewable Energy*, v. 3, p. 27-84, 2012. DOI: 10.1016/B978-0-08-087872-0.00302-4

KLASSEN, S.; BUGBEE, B. **Shortwave Radiation**. *In: Micrometeorology in Agricultural Systems*. N° 47. 2005. American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Soil Science Society of America, 677 S. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA.

LINACRE, E. T. Estimating the net radiation flux. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 5, p. 49-63, 1968. DOI: 10.1016/0002-1571(68)90022-8

MAJOZI, N. P.; MANNAERTS, C. M.; RAMOELO, B.; MATHIEU, R.; VERHOEF, W. Uncertainty and Sensitivity Analysis of a Remote-Sensing-Based Penman–Monteith Model to Meteorological and Land Surface Input Variables. **Remote sensing**, v. 13, n. 5, p. 1-18. 2021. DOI: 10.3390/rs13050882

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. **Chapter 5 – Radiation Environment**. *In: Principles of Environmental Physics: Plants, Animals, and the Atmosphere*. New York: Edward Arnold, Fourth Edition. 1990. 401p. Disponível em: <https://denning.atmos.colostate.edu/readings/Monteith.and.Unsworth.4thEd.pdf>. Acesso em: 25 mai. 2022.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part I. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970. Doi: 10.1016/0022-1694(70)90255-6

NEO – Nasa Earth Observatory. **Net Radiation**. [2022?]. Disponível em: https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/CERES_NETFLUX_M. Acesso em: 24 mai. 2022.

ORTEGA-FARIAS, S.; ANTONIOLETTI, R.; OLIOSO, A. Net radiation model evaluation at an hourly time step for mediterranean conditions. **Agronomie, EDP Sciences**, v. 20, n. 2, 2000. p.157-164. DOI: 10.1051/agro:2000116

PENMAN, H. L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass**. *In: Proceedings of the Royal Society A, London*, v. 193, n. 1032, p. 120-146, 1948. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **SOLO, PLANTA E ATMOSFERA. Conceitos, processos e aplicações**. Second Edition, Barueri, São Paulo: Manole, 2012. 500p.

REN, X.; ZHANG, Q.; YUE, P.; YAN, X.; YANG, Y. Energy Distribution Characteristics and Environmental Impact Factors in Different Regions of the Summer Monsoon Transition Zone. **Frontiers in Environmental Science**, v. 10, 847725, p. 1-14, 2022. DOI: 10.3389/fenvs.2022.847725

ROHINA, A.; KARAMI, M.; BAHRANIFARD, A.; DEHGHAN, M. Comparison of various sensitivity approaches to estimate evapotranspiration, to climatic variables in Fasa-synoptic station_Iran. **International journal of Advanced Biological and Biomedical Research**, v. 1, n. 4, p. 459-466, 2013.

ROSAS, J.; YAMASOE, M. A.; SENA, E. T.; ROSÁRIO, N. E. Cloud climatology from visual observations at São Paulo, Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 40, p. 207-219, 2019. DOI: 10.1002/joc.6203

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate – The biological environment**. New York: John Wiley&Sons, 1983. 495p.

SAMANI, Z.; BAWAZIR, A. S.; BLEIWEISS, M.; SKAGGS, R.; TRAN, V. T. Estimating daily net radiation over vegetation canopy through remote sensing and climatic data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 291-297, 2007. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(291)

SARDAR, T.; XU, A.; RAZIQ, A. Downward shortwave radiation estimation and spatial assessment on sites over complex terrain applying integrative approach of MTCLIM-XL, interpolation, RS and GIS. **Environment Systems and Decisions**, v. 37, p. 198-213, 2017. DOI: 10.1007/s10669-017-9637-6

SAXTON, K. E. Sensitivity analysis of the combination evapotranspiration equation. **Agricultural Meteorology**, v. 15, n. 3, p. 343-353, 1975. DOI: 10.1016/0002-1571(75)90031-X

SENTELHAS, P. C., GILLESPIE, T. J. Estimating hourly net radiation for leaf wetness duration using the Penman-Monteith equation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, p. 205-215, 2008. DOI: 10.1007/s00704-006-0290-0

SILVA, B. K. N.; SILVA, V. P. R.; AZEVEDO, P. V.; FARIAS, C. H. A. Análise de sensibilidade dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência e razão de Bowen em cultura da cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 10, p. 1046-1053, 2011. DOI: 10.1590/S1415-43662011001000008

SILVA, G. H.; DIAS, S. H. B.; FERREIRA, L. B.; SANTOS, J. É. O.; CUNHA, F. F. Performance of different methods for reference evapotranspiration estimation in Jaíba, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 22, n. 2, p. 83-89, 2018. DOI: 10.1590/1807-1929/agriambi.v22n2p83-89

SOUBDHAN, T.; EMILION, R.; CALIF. R. Classification of daily solar radiation distributions using a mixture of Dirichlet distributions. **Solar Energy**, v. 83, n. 7, p. 1056-1063, 2009. DOI: 10.1016/j.solener.2009.01.010

SOUZA, J. L. M. Fundamentos de matemática e estatística para formulação de modelos e análise de dados: aplicado às ciências agrárias. Curitiba, Plataforma Moretti/DSEA/SCA/UFPR, 2018.

TEGEGNE, E. B.; MA, Y.; CHEN, X.; MA, W.; WANG, B.; DING, Z.; CHU, Z. Estimation of the distribution of the total net radiative flux from satellite and automatic weather station data in the Upper Blue Nile basin, Ethiopia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 143, p. 587-602, 2021. DOI: 10.1007/s00704-020-03397-9

TEODORO, P. E.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; GOIS, G.; SOHN, F. T. Incoming Longwave Radiation Evaluation for the Legal Amazon Using HadRM3 and Geostatistic Theoretical Models. **Floresta e Ambiente**, v. 25, n. 2, e20160094, 2018. DOI: 10.1590/2179-8087.009416

WANG, K. Measurement Biases Explain Discrepancies between the Observed and Simulated Decadal Variability of Surface Incident Solar Radiation. **Scientific Reports**, v. 4, n. 6144, p. 1-7, 2014. DOI: 10.1038/srep06144

WANG, T.; SHI, J.; YU, Y.; HUSI, L.; GAO, B.; ZHOU, W.; JI, D.; ZHAO, T.; XIONG, C.; CHEN, L. Cloudy-sky land surface longwave downward radiation (LWDR) estimation by integrating MODIS and AIRS/AMSU measurements. **Remote Sensing Environment**, v. 205, p. 100-111, 2018. DOI: 10.1016/j.rse.2017.11.011

WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. **Remote Sensing Environment**, v. 113, n. 4, p. 745-754, 2009. DOI: 10.1016/j.rse.2008.12.004

ZAMBRANO-BIGIARINI, M. Goodness-of-fit Measures to Compare Observed and Simulated Values with hydroGOF. 2020.

3 CAPÍTULO III – CONSISTÊNCIA DOS DADOS DE SATÉLITE DA NASA POWER EM RELAÇÃO AOS MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE DA ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL PARA OS PRINCIPAIS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS

3.1 RESUMO

Embora as bases de dados climáticos de estações de superfície tenham melhorado substancialmente nas últimas décadas, muitas localidades ainda apresentam escassez e inconsistência de medições. Neste sentido, o uso de dados meteorológicos sintéticos de “reanálise” ou em grade, provenientes de diferentes fontes, vem se tornando uma alternativa promissora para suprir as necessidades. Teve-se por objetivo no presente capítulo avaliar as associações e consistências dos produtos de reanálise da NASA POWER em relação aos dados medidos em estações meteorológicas de superfície, para os principais climas globais, bem como verificar os efeitos do uso destes dados de reanálise na estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o). Os dados da NASA POWER foram comparados com 21 estações meteorológicas de superfície localizadas no Brasil, Israel, Austrália, Portugal e Estados Unidos da América. Foram analisadas as variáveis: temperaturas máxima ($T_{máx}$), média ($T_{méd}$) e mínima ($T_{mín}$) do ar, velocidade do vento (u_2), radiação solar incidente (R_s) e umidade relativa média do ar ($UR_{méd}$). As análises foram realizadas para o período entre 01 de Janeiro de 2017 e 31 de Dezembro de 2017, em escala diária. A u_2 estimada apresentou as maiores discrepâncias em relação à medida, sendo superestimada nos climas *Cfb*, *BWh*, *BSh*, *Cfa* (Santa Rosa). As melhores associações da u_2 ocorreram nos climas de altitude elevada. A $T_{méd}$ apresentou boa precisão nos climas *Csa* e *BWh*. A $UR_{méd}$ também apresentou variação similar, com subestimativas variando entre 0,55% e 9,08% e superestimativas entre 0,73% e 14,98%. A $T_{máx}$ foi subestimada em 13 climas e a $T_{mín}$ em nove climas. Com exceção do clima *BSh*, os demais climas apresentaram superestimativa para a R_s . Baseado nos indicadores estatísticos, os melhores ajustes entre dados “estimados vs medidos” ocorreram para a $T_{máx}$, nos climas continentais. A $T_{mín}$ estimada não apresentou resultados satisfatórios nos climas tropicais. A u_2 apresentou *NSE* negativo em quase todos os climas avaliados e a R_s foi a variável que apresentou os melhores indicadores estatísticos. Em geral, com exceção de algumas variáveis em localidades específicas, é possível afirmar que a base de dados estimados pela NASA POWER é uma ferramenta alternativa de boa precisão para o uso na agricultura. Cenários realizando a estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) com o método de Penman-Monteith, utilizando dados da NASA POWER e medidos em estações meteorológicas de superfície indicaram, em geral, que a localidade que apresentou o pior índice estatístico (São Gabriel da Cachoeira; clima *Af*) na comparação entre dados climáticos, gerou resultados satisfatórios na estimativa da ET_o .

Palavras-chave: dados climáticos, produtos de *reanálise*, fontes alternativas.

3.2 ABSTRACT

Although the climatological databases of ground stations have improved substantially in the last few decades, many localities still have scarcity and inconsistency of measurements. In this context, the use of synthetic data from "reanalysis" or gridding meteorological data from different sources has become a promising alternative to meet the demand. The aim of this chapter was to evaluate the associations and consistencies of NASA POWER's reanalysis products in relation to data measured at surface weather stations for the foremost global climates, as well as to verify the effects of using these reanalysis data in the reference evapotranspiration estimation (ET_o). NASA POWER data were compared with 21 surface weather stations across Brazil, Israel, Australia, Portugal and the United States of America. The variables analyzed were: maximum (T_{max}), mean (T_{mean}), and minimum (T_{min}) air temperatures, wind speed (u_2), incident solar radiation (R_s), and mean relative humidity (RH_{mean}). The analysis was carried out for the period between January 1, 2017 and December 31, 2017 on a daily basis. The estimated u_2 presented the highest variations in relation to the measurement, being overestimated in the *Cfb*, *BWh*, *BSh*, *Cfa* (Santa Rosa) climates. The best associations of u_2 occurred in high altitude climates. T_{mean} presented good accuracy in *Csa* and *BWh* climates. RH_{mean} also showed a similar variation, with underestimations ranging from 0.55% to 9.08% and overestimations from 0.73% to 14.98%. T_{max} was underestimated in 13 climates and T_{min} in nine climates. With the exception of the *BSh* climate, the other climates showed an overestimation for R_s . Based on statistical indicators, the best fits between "estimated vs measured" data occurred for T_{max} in continental climates. The estimated T_{min} did not show adequate results in tropical climates. The u_2 presented negative NSE in almost all the evaluated climates, and the R_s was the variable with the best statistical indicators. In general, except for some variables in specific locations, it is possible to affirm that the database estimated by NASA POWER is an alternative tool of good precision for use in agriculture. Scenarios estimating the reference evapotranspiration (ET_o) using the Penman-Monteith method with data from NASA POWER and measured at surface meteorological stations, indicated, in general, that the location with the worst statistical index (São Gabriel da Cachoeira; *Af* climate) in the comparison between climatic data generated satisfactory results in the estimation of ET_o .

Keywords: climate data, *reanalysis* products, alternative sources.

3.3 INTRODUÇÃO

As variáveis climáticas são importantes para a tomada de decisão, com grande destaque na agricultura. A obtenção de valores precisos de variáveis climáticas em diferentes ambientes é um desafio para pesquisadores, principalmente devido à inconsistência ou indisponibilidade de dados em estações meteorológicas de superfície.

Embora as bases de dados climáticos tenham melhorado substancialmente nas últimas décadas, grande parte dos países ainda sofre com a falta de dados medidos em estações de superfície, especialmente os países em desenvolvimento (Aboelkhair et al., 2019). Desta forma, o uso de dados meteorológicos sintéticos de “reanálise” ou em grade, provenientes de diferentes fontes, dentre elas os dados de satélite, vem se tornando uma alternativa promissora para a obtenção de séries longas e completas de dados, que podem ser usadas para compensar observações de medição insuficientes ou inexistentes (Monteiro et al., 2018; Aboelkhair et al., 2019; Rodrigues e Braga, 2021a).

A abordagem “reanálise” baseia-se em modelos numéricos de assimilação de dados observados, que usam observações da superfície e subsuperfície terrestre e da subsuperfície oceânica para fornecer séries longas de variáveis atmosféricas e da superfície terrestre (Sheffield et al., 2006), para diversas localidades. O processo é resultante de modelos de previsão que combinam diferentes observações por meio de interpolação física, considerando a topografia, cobertura vegetal e evolução temporal dos processos de radiação solar, turbulência, convecção e os processos de dinâmica de fluídos associados. O processo permite a produção de conjuntos de dados em grade para diversas variáveis, incluindo aquelas que são esparsas ou não observadas diretamente (Gelaro et al., 2017). Existem plataformas de dados de reanálise que disponibilizam informações climáticas, como: *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR); *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF); *Japanese Meteorological Agency* (JRA-55); *National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR); *Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA) (Rodrigues e Braga, 2021a). Recentemente, vem ganhado destaque o *National Aeronautics and Space and Administration Prediction of Worldwide Energy Resource* (NASA POWER), que fornece dados de diversas variáveis climáticas relacionadas a

fluxos solares, temperaturas do ar (máxima, mínima, média, bulbo seco e úmido), umidade relativa do ar, precipitação pluviométrica, velocidade e direção do vento (máxima, mínima e média a 2 e 10 metros de altura) e parâmetros relacionados ao solo, como umidade superficial, zona radicular e perfil do solo (NASA, 2022).

Os dados da NASA POWER são provenientes da reanálise MERRA-2. O MERRA-2 é parte do projeto Power, responsável pelo fornecimento de conjuntos de dados solares e meteorológicos da pesquisa da NASA para suporte de energia renovável, construção de eficiência energética e necessidades agrícolas. Os dados da MERRA-2 são a versão mais recente da reanálise atmosférica global (GMAO, 2015; Gelaro et al., 2017), obtidos por meio de numerosas observações de satélite. Marzouk (2021) considera que são dados precisos para uso meteorológico e podem ser obtidos em escala temporal horária, diária, mensal e anual, desde 1980 até o presente momento. As informações são provenientes de resolução espacial de 1° de latitude por 1° de longitude para os conjuntos de dados de radiação, e 0,5° de latitude por 0,625° de longitude para os demais conjuntos de dados meteorológicos (Stackhouse, 2020). As informações são facilmente obtidas no *website* da NASA POWER (NASA, 2022), para qualquer localidade do globo. A disponibilidade dos dados facilita e acelera a realização de estudos técnicos e científicos que necessitem de dados climáticos.

Os conjuntos e séries de dados da NASA POWER derivam de simulações com modelos numéricos de previsão do tempo, baseados em observações meteorológicas (Rodrigues e Braga, 2021a). A facilidade de utilização da plataforma permite acessar as diferentes variáveis climáticas de maneira muito simples e rápida. A série temporal é disponibilizada ao selecionar um ponto, baseando-se nas coordenadas geográficas (latitude e longitude) registradas pelo usuário.

Estudos considerando dados provenientes de reanálise, envolvendo a radiação solar (Quansah et al., 2022), temperatura do ar (Bender e Sentelhas, 2018; Aboelkhair et al., 2019) e evapotranspiração de referência (Negm et al., 2017; Ndiaye et al., 2020) vem ganhando destaque na literatura. Porém, análises avaliando o desempenho do banco de dados da NASA POWER em relação aos medidos em estação meteorológica de superfície são insuficientes, podendo-se destacar os estudos realizados por: Rodrigues e Braga (2021a), em clima mediterrâneo de Portugal; e, Monteiro et al. (2018), no Brasil. Logo, acredita-se que faltam estudos

semelhantes abrangendo maiores áreas, como por exemplo os diferentes climas globais.

Considerando a facilidade de acesso e obtenção de dados de variáveis meteorológicas por meio de satélite, teve-se por objetivo no presente capítulo avaliar as associações e consistências dos produtos de reanálise da NASA POWER em relação aos dados medidos em estações meteorológicas de superfície, para os principais climas globais, bem como verificar os efeitos do uso destes dados de reanálise na estimativa da evapotranspiração de referência (ET_0).

3.4 MATERIAL E MÉTODOS

3.4.1 Análise dos dados da NASA POWER

Os dados meteorológicos de satélite da NASA POWER foram comparados com os dados das estações meteorológicas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET – Brasil; <https://bdmep.inmet.gov.br/>), Divisão de Conservação e Drenagem de Terras (DCDT; וניקוזזה קרקע שימור אגף – Israel; <https://meteo.co.il/report/SingleStationReport>), Bureau of Meteorology (BOM – Austrália; <http://www.bom.gov.au/>), Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA – Portugal; <https://www.ipma.pt/pt/>) e *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA – Estados Unidos da América; <https://www.noaa.gov/>). As estações de superfície seguem as normas e alturas padrão para instalação dos instrumentos meteorológicos, estabelecidos pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Os dados na NASA foram coletados na plataforma *Power Data Access Viewer* (NASA, 2022; <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>), em escala diária, entrando-se com a latitude e longitude de 21 localidades, representativas dos principais tipos climáticos do Brasil, Israel, Austrália, Portugal e Estados Unidos da América (TABELA 3.1).

Foram obtidas e consideradas nas avaliações as seguintes variáveis: *i*) INMET – temperatura máxima ($T_{máx}$; °C) e mínima ($T_{mín}$; °C) do ar, velocidade do vento (u_2 ; m s⁻¹), radiação solar incidente (R_s ; MJ m⁻² dia⁻¹) e umidade relativa média do ar ($UR_{méd}$; %); *ii*) DCDT e BOM – temperatura média do ar ($T_{méd}$; °C), velocidade do vento (u_2 ; m s⁻¹), radiação solar incidente (R_s ; MJ m⁻² dia⁻¹) e umidade relativa média do ar ($UR_{méd}$; %); *iii*) IPMA – temperatura máxima ($T_{máx}$; °C) e mínima ($T_{mín}$; °C) do ar; e, *iv*) NOAA – temperatura máxima ($T_{máx}$; °C) e mínima ($T_{mín}$; °C) do ar e velocidade do vento (u_2 ; m s⁻¹). Também foram analisadas

algumas localidades que apresentaram dados de umidade relativa média do ar ($UR_{méd}$; %) do NOAA (TABELA 3.1).

O INMET e BOM disponibilizam o banco de dados em escala horária. As variáveis umidade relativa do ar (UR ; %) e velocidade do vento (u_2 ; $m\ s^{-1}$) foram convertidas para periodicidade diária fazendo-se a média dos valores horários. A radiação solar incidente (Rs ; $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$) teve o valor diário contabilizado fazendo-se a soma das leituras horárias, que ocorrem geralmente entre 09:00 à 23:00 horas (UTC), dependendo dos climas. As temperaturas máximas ($T_{máx}$; °C) e mínimas ($T_{mín}$; °C) do ar, na escala horária, foram obtidos conforme sua magnitude ao longo do período diário. Os dados da DCDT, IPMA e NOAA foram disponibilizados em escala diária.

TABELA 3.1 – TIPO CLIMÁTICO, LOCALIDADE, COORDENADAS GEOGRÁFICAS E VARIÁVEIS CLIMÁTICAS ANALISADAS DAS ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE UTILIZADAS NO PRESENTE ESTUDO.

Tipo climático	Cidade	Localidade ⁽¹⁾	Latitude (graus)	Longitude (graus)	Altitude (m)	Variável analisada
<i>Af</i>	São Gabriel da Cachoeira	Amazonas-BRA	-0,1252	-67,0612	79,67	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Am</i>	São Félix do Xingu	Pará-BRA	-6,6396	-51,9570	211,00	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Aw</i>	Dianópolis	Tocantins-BRA	-11,5944	-46,8472	727,87	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>As</i>	Surubim	Pernambuco-BR	-7,849	-35,750	394,00	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>BWh</i>	Kadesh Barnea	Sinai-ISR	30,9001	34,3954	235,00	T_{med} , u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>BWk</i>	Las Vegas	Nevada-USA	36,2117	-115,1958	671,47	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2
<i>BSh</i>	Nirim	Negev-ISR	31,3343	34,3918	115,00	T_{med} , u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>BSk</i>	Lancaster	Califórnia-USA	34,7411	-118,2116	712,62	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , $UR_{méd}$
<i>Cfa</i>	Santa Rosa	Rio Grande do Sul-BRA	-27,8905	-54,4800	272,84	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Cfb</i>	Saint George	Queensland-AUS	-28,0500	148,6000	198,5	T_{med} , u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Cfb</i>	Caçador	Santa Catarina-BRA	-26,8192	-50,9855	944,26	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Csa</i>	Nazareth	Galiléia-ISR	32,6931	35,3307	140,00	T_{med} , u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Csa</i>	Lisboa	Lisboa-POR	38,7165	-9,1490	77,00	$T_{máx}$, $T_{mín}$
<i>Csb</i>	Portland	Oregon-USA	45,5406	-122,9486	62,18	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2
<i>Cwa</i>	Araxá	Minas Gerais-BRA	-19,6057	-46,9496	1018,32	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Cwb</i>	Diamantina	Minas Gerais-BRA	-18,2311	-43,6483	1359,25	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$
<i>Dfa</i>	Burlington	Iowa-USA	40,7833	-91,1253	210,92	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , $UR_{méd}$
<i>Dfb</i>	Bismarck	Dakota do Norte-USA	46,7825	-100,7572	503,22	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , $UR_{méd}$
<i>Dfc</i>	Aleknagik	Alasca-USA	59,2840	-158,6145	24,38	$T_{máx}$, $T_{mín}$
<i>Dsb</i>	Spokane	Washington-USA	47,6831	-117,3214	595,27	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 ,
<i>Dsc</i>	Anchorage	Alasca-USA	61,1781	-149,9664	27,43	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , $UR_{méd}$
<i>ET</i>	Barrow	Alasca-USA	71,2834	-156,7815	9,45	$T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , $UR_{méd}$

FONTE: A autora (2023). ⁽¹⁾ BRA – Brasil; ISR – Israel; USA – Estados Unidos da América; POR – Portugal; AUS – Austrália.

As análises foram realizadas para o período entre 01 de Janeiro de 2017 e 31 de Dezembro de 2017 para as estações do INMET, DCDT, IPMA e NOAA. A única exceção foi a localidade de Aleknagik (NOAA – Alasca; clima *Dfc*), em que foi analisado o período entre 01 de Janeiro de 2020 e 31 de Dezembro de 2020, devido a indisponibilidade de dados para períodos anteriores. Os dados da estação BOM compreenderam o período entre 31 de Julho de 2021 e 21 de Junho de 2022. As localidades foram identificadas conforme os respectivos tipos climáticos do Brasil, Israel, Austrália, Portugal e Estados Unidos, baseando-se na classificação climática de Köppen (Alvares et al., 2013; TABELA 3.1).

A classificação climática de Köppen abrange também os climas temperado/subtropical *Cfc*, *Cwc*, continental *Dfd*, *Dsa*, *Dsd*, *Dwa*, *Dwb*, *Dwc*, *Dwd* e polar *EF*, que não foram analisados no presente trabalho. O motivo deveu-se à indisponibilidade dos dados de estação de superfície, ou falta de dados disponíveis em quantidade e qualidade, ou inexpressividade da área de ocorrência do tipo climático para a atividade agrícola.

As informações do banco de dados da plataforma NASA POWER foram obtidas para as mesmas latitudes e longitudes de cada localidade/clima (TABELA 3.1) analisada, considerando as mesmas variáveis e períodos. O conjunto de dados “medidos em estação de superfície *vs* estimados por satélite” permitiu a verificação da variação e associação entre os mesmos, para cada variável analisada.

3.4.2 Eficiência do banco de dados da NASA POWER no cálculo da evapotranspiração de referência (*ET_o*) com o método de Penman-Monteith

Para avaliar a aplicabilidade do banco de dados da NASA POWER foram propostos cenários para a realização do cálculo da evapotranspiração de referência (*ET_o*) com valores das variáveis $T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs e $UR_{méd}$ medidas em estação de superfície e estimadas na NASA POWER. Como critério, foram considerados os dados das estações/localidades que apresentaram os melhores e piores resultados, conforme os índices estatísticos para uma ou mais variáveis climáticas exigidas no método de estimativa da *ET_o*. O cálculo da *ET_o* foi realizado com o método padrão Penman-Monteith, recomendado pela *American Society of Civil Engineers (ASCE-EWRI, 2005)*:

$$ET_{o_{PM}} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{900}{(T + 273)} \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (1)$$

Sendo: $ET_{o_{PM}}$ – evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); Δ – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); Rn – saldo de radiação na superfície ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G – balanço do fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); γ – constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); T – temperatura média diária do ar no período considerado ($^\circ\text{C}$); u_2 – velocidade média diária do vento a dois metros de altura (m s^{-1}); es – pressão de saturação de vapor diária a dois metros de altura (kPa), calculada como a média da pressão de saturação de vapor na temperatura máxima e mínima do ar; ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa).

A pressão atual de vapor (ea ; kPa) foi calculada com a $UR_{méd}$ (%), devido à indisponibilidade de dados de $UR_{máx}$ e $UR_{mín}$ nas bases de dados avaliadas (estações de superfície da TABELA 3.1 e plataforma da NASA POWER). Desta forma, o cálculo da ea seguiu a metodologia proposta por Paredes e Pereira (2019) (Equação 2), recomendada quando apenas os dados de $UR_{méd}$ estão disponíveis. O cálculo das demais variáveis necessárias no método padrão Penman-Monteith seguiu a recomendação de ASCE-EWRI (2005).

$$ea = \frac{UR_{méd}}{\frac{50}{es(T_{°C_{mín}})} + \frac{50}{es(T_{°C_{máx}})}} \quad (2)$$

Sendo: ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa); $es(T_{°C_{mín}})$ e $es(T_{°C_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar (kPa), respectivamente; $UR_{méd}$ – umidade relativa média do ar observada no dia (%).

3.4.3 Análises estatísticas

A qualidade e precisão dos dados de reanálise da NASA POWER em relação aos medidos nas estações de superfície, bem como as $ET_{o_{PM}}$ estimadas com os dados climáticos das duas bases, foram avaliados baseando-se em análises de regressão linear e indicadores estatísticos (Souza, 2018): erro absoluto médio (MAE); raiz quadrada do erro médio ($RMSE$); índice de concordância (d); coeficiente

de correlação (r); e coeficiente de Nash e Sutcliffe (NSE ; Nash e Sutcliffe, 1970). As análises foram realizadas com o pacote *hydroGOF* do *software R studio* (Zambrano-Bigiarini, 2020).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_{i.medida} - Y_{i.estimada}|}{n}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - Y_{i.estimada})^2}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - Y_{i.estimada})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - \bar{Y}_{estimada})^2}$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i.estimada} - Y_{i.medida})^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (|Y_{i.estimada} - \bar{Y}_{medida}| \cdot |Y_{i.medida} - \bar{Y}_{medida}|)^2}}$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i.estimada} - \bar{Y}_{medida})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - \bar{Y}_{medida})^2}$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(Y_{i.medida} - \bar{Y}_{medida}) \cdot (Y_{i.estimada} - \bar{Y}_{estimada})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_{i.medida} - \bar{Y}_{medida})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (Y_{i.estimada} - \bar{Y}_{estimada})^2}}$$

Sendo: MAE – erro absoluto médio (unidade da variável); $RMSE$ – raiz do erro quadrado médio (unidade da variável); NSE – coeficiente de Nash e Sutcliffe (adimensional); R^2 – coeficiente de determinação (adimensional); r – coeficiente de correlação de Pearson (adimensional); d – índice “ d ” de Willmott (adimensional); $Y_{i.medida}$ – variável medida na estação meteorológica (unidade da variável); \bar{Y}_{medida} – média dos valores da variável medida na estação meteorológica, no período analisado (unidade da variável); $Y_{i.estimada}$ – valor da variável estimada, obtida na NASA POWER (unidade da variável); $\bar{Y}_{estimada}$ – média dos valores da variável estimada, obtida na NASA POWER, no período analisado (unidade da variável); n – número de dias analisados (adimensional).

3.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.5.1 Análise dos dados da NASA POWER

Para melhor visualização da variação e diferenciação das fontes, os dados diários das variáveis climáticas analisadas foram agrupados em período mensal, fazendo-se a média diária de cada variável e clima analisado (APÊNDICE 1; FIGURA A1).

Os dados da velocidade do vento (u_2 ; m s^{-1}) da NASA POWER apresentaram as maiores discrepâncias em relação aos medidos (APÊNDICE 1; FIGURA A1), principalmente no clima *Cfb*. O valor médio anual da u_2 medida em Caçador foi de $0,13 \text{ m s}^{-1}$, enquanto o estimado ficou em $1,55 \text{ m s}^{-1}$, resultando em superestimativa da NASA POWER na ordem de 1.109,85% (TABELA 3.2). Acredita-se que houve falha de leitura dos valores de u_2 medidos no período, na estação do INMET de Caçador. Os valor médio obtido foi bem diferente dos observados por Santos et al. (2021), ao avaliarem a média sazonal de diferentes variáveis climáticas no Estado do Paraná. Os autores, analisando 10 estações de superfície em regiões de clima *Cfb* (entre 1 de dezembro de 2016 e 8 de novembro de 2018), encontraram u_2 média de 1,04, 0,95, 1,36 e 0,91 m s^{-1} na primavera, verão, outono e inverno, respectivamente. No período estacional considerando no estudo, os valores médios da u_2 foram de $0,14 \text{ m s}^{-1}$ na primavera, $0,10 \text{ m s}^{-1}$ no verão, $0,12 \text{ m s}^{-1}$ no outono e $0,14 \text{ m s}^{-1}$ no inverno.

A u_2 também foi superestimada nos climas *As*, *BWh*, *BSh*, *Cfa* (Santa Rosa), *Cwa* e *Cwb* (APÊNDICE 1; FIGURA A1). Os climas *Af*, *Am*, *Aw*, *BWk*, *BSk*, *Cfa* (Saint George), *Csa*, *Csb*, *Dfa*, *Dfb*, *Dsb*, *Dsc* e *ET* tiveram a u_2 subestimada pela NASA POWER, principalmente no clima *Am* (subestimativa de 864,67%). O valor médio da u_2 estimada por satélite em São Félix do Xingu (clima *Am*) foi de $0,13 \text{ m s}^{-1}$, sendo inferior ao valor médio de $1,26 \text{ m s}^{-1}$ medido na estação de superfície (TABELA 3.2). Jerszurki et al. (2017) avaliando o método alternativo Moretti-Jerszurki-Silva de estimativa da evapotranspiração de referência em diferentes climas brasileiros (entre os anos de 2004 e 2014), encontraram valor médio anual de $u_2 = 1,98 \text{ m s}^{-1}$ para o clima *Am*, mais próximo do valor medido verificado no presente estudo. As maiores similaridades dos valores de u_2 “medido vs estimado” ocorreram nos climas *Aw*, *Cwb*, *Cwa* e *BSh*, respectivamente (TABELA 3.2). A u_2

medida do clima *BSh* ($2,17 \text{ m s}^{-1}$) foi semelhante à verificada por Jerszurki et al. (2017) ($2,28 \text{ m s}^{-1}$).

Monteiro et al. (2018) avaliaram a robustez do banco de dados da NASA POWER (variáveis: $T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs , $UR_{méd}$ e precipitação) e seus impactos como informação para a produção de cana-de-açúcar, para 203 estações meteorológicas de superfície, distribuídas ao longo do território brasileiro. Os autores verificaram que os produtos NASA POWER apresentavam melhores resultados em latitudes e altitudes mais elevadas, embora a plataforma ainda necessite de melhorias nas estimativas da velocidade do vento (u_2) e umidade relativa (UR). No presente estudo a interferência da altitude também foi observada. Como mencionado anteriormente, as maiores similaridades dos valores de u_2 “medido vs estimado” ocorreram nos climas *Aw*, *Cwb*, *Cwa* e *BSh*. Dentre as localidades avaliadas, *Cwb* e *Cwa* possuem as maiores altitudes (1359,25 e 1018,32 metros, respectivamente), enquanto a localidade do clima *Aw* também está situada sob altitude elevada (727,87 metros). A exceção ocorreu para o clima *BSh*, que também apresentou bons ajustes de u_2 , mesmo em condições de baixa altitude (115 metros; TABELA 3.1).

A temperatura média estimada ($T_{méd}$; °C) nas localidades de climas *BWh*, *BSh*, *Cfa* e *Csa* apresentou menor desvio em relação aos dados medidos. Houve subestimativa de 0,05% no clima *Csa* e superestimativa de 1,46% no clima *BWh* (TABELA 3.2), indicando precisão dos dados da NASA POWER para a temperatura nestas localidades. Resultados semelhantes foram observados por Aboelkhair et al. (2019), para a $T_{méd}$, quando avaliaram dados de reanálise da $T_{máx}$, $T_{mín}$, $T_{méd}$, temperatura no ponto de orvalho e UR de 20 estações meteorológicas de superfície, no Egito, em escala mensal, no período entre 1983 e 2006, clima predominante *BWh*. Marzouk (2021) analisando dados de $T_{méd}$, UR , pressão atmosférica e precipitação diária da NASA POWER, em 2011, 2012, 2015 e 2016, na cidade de Al-Buraimi, Estado de Omã, Península Arábica (clima *BWh*), considerando quatro estações de superfície, também verificaram que a $T_{méd}$ apresentou melhor concordância entre as variáveis analisadas, indicando confiabilidade da NASA POWER para essa variável.

A temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$; °C) da NASA POWER foi subestimada nos 13 climas analisados no presente estudo (*Af, Am, As, BSk, Cfa, Cfb, Csa, Csb, Dfb, Dfc, Dsb, Dsc* e *ET*; TABELA 3.2). A temperatura mínima ($T_{m\acute{i}n}$; °C) foi subestimada em nove dos 18 climas analisados (*As, BWk, Cfa, Cfb, Csb, Cwa, Dfa, Dfc, Dsb, Dsc* e *ET*; TABELA 3.2). A $T_{m\acute{a}x}$ da NASA POWER foi ligeiramente superior no clima *BWk* (1,33%; TABELA 3.2). Aboelkhair et al. (2019) verificaram que os dados de reanálise da $T_{m\acute{a}x}$ foram superiores às observações em 14 das 20 estações meteorológicas de superfície avaliadas no Egito. Os autores analisaram estações situadas em clima *BWh*, que apresenta condição climática semiárida muito próxima do *BWk*.

A umidade relativa ($UR_{m\acute{e}d}$; %) também apresentou variação similar à $T_{m\acute{e}d}$, com subestimativas variando entre 0,55% e 9,08% e superestimativas entre 0,73% e 14,98% (TABELA 3.2). A *UR* verificada por Marzouk (2021), apesar de apresentar variação semelhante, não resultou em boa concordância entre dados “medidos *vs* estimados”. Aboelkhair et al. (2019) também observaram bons ajustes entre bancos de dados estimados (NASA POWER) e medidos. Porém, a $UR_{m\acute{e}d}$ foi a que apresentou menor acurácia. O resultado concorda com Monteiro et al. (2018), que consideram que a *UR* da NASA POWER ainda necessita de melhorias em sua estimativa.

Com exceção dos climas *As* e *BSh*, os demais climas analisados apresentaram superestimativa dos dados da NASA POWER para a radiação solar incidente (R_s ; MJ m⁻² dia⁻¹), com a maior discrepância para o clima *Cfa*, da Austrália (TABELA 3.2). Provavelmente, esta estação (Saint George) apresentou alguma falha de leitura dos dados, visto que a R_s medida para o mesmo clima na estação do INMET foi de 17,09 MJ m⁻² dia⁻¹, semelhante a obtida por Jerszurki et al. (2017) ($R_s = 17,01$ MJ m⁻² dia⁻¹) para o clima *Cfa*, no Brasil.

TABELA 3.2 – MÉDIAS ANUAIS DAS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS ESTIMADAS, OBTIDAS NA PLATAFORMA NASA POWER, E MEDIDAS NAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE, COM OS RESPECTIVOS PERCENTUAIS DE SUPER E SUBESTIMATIVAS.

Tipo	----- $UR_{méd}$ (%) -----			----- u_2 (m s ⁻¹) -----			----- $T_{máx}$ (°C) -----			----- $T_{méd}$ (°C) -----			----- T_{min} (°C) -----			----- R_s (MJ m ⁻² dia ⁻¹) -----		
	Medido	Estimado	(%)	Medido	Estimado	(%)	Medido	Estimado	(%)	Medido	Estimado	(%)	Medido	Estimado	(%)	Medido	Estimado	(%)
<i>Af</i>	85,67	91,72	7,07*	0,59	0,16	269,97**	31,28	28,50	9,77**	—	—	—	23,06	23,40	1,46*	15,09	16,72	10,81*
<i>Am</i>	78,50	75,35	4,19**	1,26	0,13	864,67**	32,65	31,28	4,37**	—	—	—	21,97	22,33	1,68*	17,85	18,42	3,20*
<i>As</i>	72,41	77,88	7,55*	1,56	3,46	121,01*	30,50	30,13	1,23**	—	—	—	20,58	20,48	0,82**	20,01	19,53	2,48**
<i>Aw</i>	58,48	56,01	4,42**	2,27	2,25	0,77**	30,84	32,84	6,46*	—	—	—	20,40	21,39	4,86*	20,13	20,64	2,56*
<i>BWh</i>	59,63	62,78	5,28*	1,74	2,35	34,73*	—	—	—	19,69	19,97	1,46*	—	—	—	20,06	21,62	7,73*
<i>BWk</i>	—	—	—	8,05	2,68	200,67**	27,60	27,96	1,33*	—	—	—	15,47	13,92	11,10**	—	—	—
<i>BSh</i>	72,65	67,79	7,17**	2,17	2,52	16,16*	—	—	—	19,95	21,29	6,71*	—	—	—	20,43	19,72	3,60**
<i>BSk</i>	40,87	47,00	14,98*	11,08	2,23	395,89**	26,08	25,81	1,06**	—	—	—	9,42	10,86	15,22*	—	—	—
<i>Cfa¹</i>	55,38	58,66	5,92*	4,70	2,93	60,17**	—	—	—	21,55	20,92	3,04**	—	—	—	9,65	20,20	109,33*
<i>Cfa²</i>	74,04	83,02	12,13*	1,30	2,00	53,88*	27,27	25,49	6,96**	—	—	—	15,38	14,46	6,33**	17,09	17,33	1,40*
<i>Cfb</i>	77,27	83,84	8,50*	0,13	1,55	1109,85*	23,62	22,97	2,83**	—	—	—	12,39	12,26	1,02**	13,03	15,47	18,76*
<i>Csa¹</i>	57,21	57,63	0,73*	1,70	0,93	82,57**	—	—	—	20,70	20,69	0,05**	—	—	—	18,23	20,03	9,86*
<i>Csa²</i>	—	—	—	—	—	—	22,37	19,20	16,49**	—	—	—	14,10	14,57	3,30*	—	—	—
<i>Csb</i>	—	—	—	5,06	0,61	730,30**	17,10	14,49	18,03**	—	—	—	5,71	5,62	1,53**	—	—	—
<i>Cwa</i>	62,36	68,10	9,19*	2,07	2,30	11,35*	27,72	27,83	0,41*	—	—	—	17,08	15,99	6,79**	18,88	19,23	1,88*
<i>Cwb</i>	73,51	67,39	9,08**	2,51	2,74	9,55*	23,71	27,72	16,93*	—	—	—	14,44	15,47	7,14*	18,17	18,34	0,92*
<i>Dfa</i>	71,45	70,26	1,68**	8,63	3,28	163,05**	17,20	17,46	1,51*	—	—	—	6,86	6,60	4,07**	—	—	—
<i>Dfb</i>	65,43	65,07	0,55**	9,04	3,59	151,48**	13,65	12,80	6,65**	—	—	—	0,42	1,37	222,44*	—	—	—
<i>Dfc</i>	—	—	—	—	—	—	5,44	2,81	93,38**	—	—	—	-2,48	-4,16	40,34**	—	—	—
<i>Dsb</i>	—	—	—	4,33	1,97	119,98**	15,35	13,23	15,99**	—	—	—	4,09	2,66	53,73**	—	—	—
<i>Dsc</i>	75,57	86,05	13,86*	5,10	1,76	189,48**	6,27	3,97	57,82**	—	—	—	-0,55	-0,94	41,21**	—	—	—
<i>ET</i>	83,61	93,26	11,54*	13,46	5,37	150,76**	-4,86	-5,55	12,51**	—	—	—	-10,35	-8,18	20,97*	—	—	—

FONTE: A autora (2023). Nota: *Cfa¹* – Estação BOM; *Cfa²* – Estação INMET; *Csa¹* – Estação DCDT; *Csa²* – Estação IPMA. Sendo: * – Superestimativa; ** – Subestimativa.

3.5.2 Análises estatísticas

As análises de regressão linear associando dados diários das variáveis climáticas “medidas *vs* estimadas”, para os climas tropicais (*Af*, *Am*, *As* e *Aw*), semiárido (*BWh*, *BWk*, *BSk* e *BSk*), temperado/subtropical (*Cfa*, *Cfb*, *Csa*, *Csb*, *Cwa* e *Cwb*), continental/neve (*Dfa*, *Dfb*, *Dfc*, *Dsb* e *Dsc*) e polar (*ET*) estão dispostas no APÊNDICE 2 (FIGURA A2).

Conforme os indicadores estatísticos utilizados (TABELA 3.3), os melhores ajustes entre dados “estimados *vs* medidos” ocorreram para a temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$; °C), nos climas continentais (*Dfa*, *Dfb*, *Dfc*, *Dsb* e *Dsc*), sendo: $1,86^{\circ}\text{C} \leq MAE \leq 2,85^{\circ}\text{C}$; $2,48^{\circ}\text{C} \leq RMSE \leq 3,43^{\circ}\text{C}$; $0,87 \leq NSE \leq 0,97$; $0,97 \leq d \leq 0,99$; e $r \geq 0,98$. A $T_{m\acute{a}x}$ também apresentou bons ajustes no clima polar *ET*, com $MAE = 1,79^{\circ}\text{C}$; $RMSE = 2,52^{\circ}\text{C}$; $NSE = 0,93$; $d = 0,98$; $r = 0,98$. A $T_{m\acute{a}x}$ estimada também se mostrou adequada para os climas semiárido *BWk* e *BSk*, com $0,97^{\circ}\text{C} \leq MAE \leq 1,56^{\circ}\text{C}$; $1,21^{\circ}\text{C} \leq RMSE \leq 2,04^{\circ}\text{C}$; $0,95 \leq NSE \leq 0,98$; $d \geq 0,99$; e $r \geq 0,98$ (TABELA 3.3). Aboelkhair et al. (2019) comentam que a NASA POWER simula com sucesso a $T_{m\acute{a}x}$ em latitudes ao norte de 30° (área predominantemente influenciada pelo mar Mediterrâneo) e longitudes a oeste de 30° . No presente estudo, as localidades de Kadesh Barnea (clima *BWk*) e Nirim (*BSh*), estão situadas em Israel, com latitudes e longitudes (TABELA 3.1) dentro dos limites considerados por Aboelkhair et al. (2019).

Além da $T_{m\acute{a}x}$, também foram observados bons ajustes nos climas continentais para a temperatura mínima ($T_{m\acute{i}n}$; °C), sendo: $2,16^{\circ}\text{C} \leq MAE \leq 2,78^{\circ}\text{C}$; $2,75^{\circ}\text{C} \leq RMSE \leq 3,63^{\circ}\text{C}$; $0,89 \leq NSE \leq 0,94$; $0,97 \leq d \leq 0,98$; e $r \geq 0,96$ para os climas continentais e $MAE = 2,60^{\circ}\text{C}$; $RMSE = 3,67^{\circ}\text{C}$; $NSE = 0,86$; $d = 0,97$; $r = 0,97$ para o clima polar (TABELA 3.3). A $T_{m\acute{i}n}$ também apresentou bons indicadores estatísticos nos climas semiárido (*BWk* e *BSk*) e temperado/subtropical (*Cfa* – Santa Rosa, *Cfb*, *Csa*, *Csb*, *Cwa* e *Cwb*). Nos climas tropicais (*Af*, *Am* e *Aw*) a $T_{m\acute{i}n}$ estimada não apresentou resultados satisfatórios ($0,26 \leq r \leq 0,75$; TABELA 3.3). White et al. (2008) testou a capacidade da NASA POWER em fornecer dados diários confiáveis de $T_{m\acute{a}x}$ e $T_{m\acute{i}n}$ nos Estados Unidos, considerando nas análises 855 estações da NOAA no período entre 1983 e 2004. Os autores observaram $RMSE$ de

4,1°C e 3,7°C para $T_{máx}$ e $T_{mín}$, respectivamente, ambas com $R^2 = 0,88$, confirmando a acurácia da NASA POWER em estimar as variáveis relacionadas à temperatura.

A temperatura média ($T_{méd}$; °C) estimada na NASA POWER foi satisfatória em todas as localidades dos climas *BWh*, *BSh*, *Cfa* e *Csa*, apresentando baixos *MAE* e *RMSE*, e elevados *NSE*, *d* e *r* (TABELA 3.3).

Apesar dos bons indicadores estatísticos obtidos para a $T_{máx}$ e $T_{mín}$ nos climas continentais e polar, a NASA POWER não estimou com precisão a umidade relativa ($UR_{méd}$; %) e velocidade do vento (u_2 ; $m\ s^{-1}$) nestas condições climáticas. A $UR_{méd}$ apresentou $r < 0,77$ nos climas *Dfa*, *Dfb* e *Dsc*, e $r = -0,12$ no clima *ET*. Apesar de apresentar $r > 0,78$ nos climas *Dfa*, *Dfb* e *Dsb*, e $r = 0,94$ no clima *ET* (TABELA 3.3), as associações lineares da u_2 “estimada vs medida” ficaram muito distante da reta de 45° (APÊNDICE 2; FIGURA A2 “p”, “q”, “s” e “u”), resultando em *NSE* negativo, indicativo de baixo ajuste do dado estimado em relação ao observado. A $UR_{méd}$ estimada na NASA POWER para o clima tropical apresentou melhores ajustes para o clima *Aw* ($MAE = 5,03\%$, $RMSE = 6,55\%$, $NSE = 0,90$, $d = 0,97$ e $r = 0,96$). Nos climas semiárido e temperado/subtropical (TABELA 3.3) os melhores indicadores foram encontrados para os climas *Bsk* ($MAE = 9,14\%$, $RMSE = 11,23\%$, $NSE = 0,74$, $d = 0,92$ e $r = 0,91$) e *Cwa* ($MAE = 7,00\%$, $RMSE = 8,91\%$, $NSE = 0,69$, $d = 0,92$ e $r = 0,90$). No presente estudo a $UR_{méd}$ do clima semiárido *BSh* apresentou $RMSE = 8,99\%$, sendo muito inferior aos valores observados por Aboelkhair et al. (2019), para o clima semiárido (*BWh*; $RMSE$ de até 31,75% nas diferentes localidades avaliadas).

A u_2 apresentou *NSE* negativo em quase todos os climas avaliados. Apenas o clima tropical *Aw* e temperado/subtropical *Cwa* e *Cwb* apresentaram bons indicadores, com $r \geq 0,83$ (TABELA 3.3). Apesar dos baixos valores de *MAE* ($0,77\ m\ s^{-1}$) e *RMSE* ($0,87\ m\ s^{-1}$) da u_2 no clima *Csa*, o *NSE* foi negativo e os indicadores estatísticos *d* ($0,35$) e *r* ($0,52$) foram baixos, indicando baixo desempenho da NASA POWER para estimar a u_2 neste clima. Rodrigues e Braga (2021b) avaliando a $T_{máx}$, $T_{mín}$, *Rs*, *UR* e u_2 “estimada (NASA POWER) vs medida”, na periodicidade diária, em 14 estações meteorológicas da região do Alentejo, sul de Portugal (clima *Csa*), observaram boa concordância das bases de dados analisadas, exceto para a u_2 .

TABELA 3.3 – ERRO ABSOLUTO MÉDIO (*MAE*), RAIZ QUADRADA DO ERRO MÉDIO (*RMSE*), COEFICIENTE DE NASH E SUTCLIFFE (*NSE*), ÍNDICE DE CONCORDÂNCIA (*d*) E COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (R^2) E CORRELAÇÃO (*r*), OBTIDOS NAS ASSOCIAÇÕES ENTRE AS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS DA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDAS NAS ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE, NO PERÍODO ANALISADO.

Indicador	Tipo climático																					
	<i>Af</i>	<i>Am</i>	<i>Aw</i>	<i>As</i>	<i>BWh</i>	<i>BWk</i>	<i>BSh</i>	<i>BSk</i>	<i>Cfa¹</i>	<i>Cfa²</i>	<i>Cfb</i>	<i>Csa¹</i>	<i>Csa²</i>	<i>Csb</i>	<i>Cwa</i>	<i>Cwb</i>	<i>Dfa</i>	<i>Dfb</i>	<i>Dfc</i>	<i>Dsb</i>	<i>Dsc</i>	<i>ET</i>
	----- Umidade relativa ($UR_{méd}$; %) -----																					
<i>MAE</i>	6,10	9,74	5,03	5,85	5,80	—	7,10	9,14	6,19	9,45	6,96	5,22	—	—	7,00	7,81	8,44	8,36	—	—	12,37	10,81
<i>RMSE</i>	6,84	12,78	6,55	6,88	8,05	—	8,99	11,23	7,61	12,14	8,34	6,98	—	—	8,91	9,18	10,18	10,72	—	—	16,41	13,33
<i>NSE</i>	-5,52	0,59	0,90	0,35	0,48	—	-0,77	0,74	0,71	-2,03	-0,99	0,72	—	—	0,69	0,40	0,14	0,60	—	—	-2,7	-5,23
<i>d</i>	0,44	0,81	0,97	0,84	0,86	—	0,75	0,92	0,93	0,65	0,72	0,92	—	—	0,92	0,84	0,79	0,85	—	—	0,50	0,32
R^2	0,27	0,76	0,91	0,77	0,61	—	0,54	0,83	0,79	0,52	0,63	0,73	—	—	0,82	0,68	0,42	0,60	—	—	0,13	0,02
<i>r</i>	0,52	0,87	0,96	0,87	0,78	—	0,73	0,91	0,89	0,72	0,80	0,85	—	—	0,90	0,83	0,65	0,77	—	—	0,36	-0,12
	----- Velocidade do vento (u_2 ; m s ⁻¹) -----																					
<i>MAE</i>	0,43	1,13	0,38	2,19	0,63	5,37	0,47	8,83	1,68	0,7	1,43	0,77	—	4,45	0,41	0,46	5,34	5,46	—	2,52	3,42	8,09
<i>RMSE</i>	0,45	1,16	0,49	2,41	0,75	6,18	0,60	10,41	1,81	0,8	1,47	0,87	—	5,31	0,52	0,58	5,76	6,13	—	3,20	4,20	8,79
<i>NSE</i>	-61,63	-415,66	0,79	-17,27	-0,31	-19,35	0,22	-157,22	-2,58	-0,91	-9,18	-13,63	—	-615,15	0,6	0,66	-17,45	-18,32	—	-15,45	-22,35	-13,39
<i>d</i>	0,16	0,07	0,93	0,33	0,68	0,38	0,78	0,13	0,64	0,59	0,33	0,35	—	0,09	0,87	0,91	0,39	0,40	—	0,43	0,33	0,44
R^2	0,04	0,04	0,8	0,12	0,55	0,64	0,5	0,21	0,83	0,57	0,49	0,27	—	0,56	0,68	0,73	0,86	0,83	—	0,62	0,33	0,89
<i>r</i>	-0,21	-0,19	0,89	0,34	0,74	0,8	0,71	0,46	0,91	0,75	0,70	0,52	—	0,75	0,83	0,86	0,93	0,91	—	0,79	0,57	0,94
	----- Temperatura máxima ($T_{máx}$; °C) -----																					
<i>MAE</i>	2,91	2,59	2,48	1,19	—	0,97	—	1,56	—	2,27	1,82	—	3,65	2,83	1,72	4,1	1,58	1,86	2,85	2,22	2,84	1,79
<i>RMSE</i>	3,27	3,09	2,84	1,50	—	1,27	—	2,04	—	2,66	2,24	—	4,63	3,18	2,08	4,54	1,98	2,48	3,43	2,51	3,23	2,52
<i>NSE</i>	-8,7	0,46	0,24	0,78	—	0,98	—	0,95	—	0,63	0,62	—	-0,71	0,86	0,39	-1,45	0,97	0,97	0,92	0,95	0,87	0,93
<i>d</i>	0,41	0,80	0,78	0,94	—	1,00	—	0,99	—	0,92	0,92	—	0,78	0,97	0,84	0,64	0,99	0,99	0,98	0,99	0,97	0,98
R^2	0,30	0,58	0,62	0,79	—	0,98	—	0,95	—	0,84	0,76	—	0,77	0,97	0,51	0,59	0,97	0,97	0,97	0,99	0,95	0,96
<i>r</i>	0,55	0,76	0,79	0,89	—	0,99	—	0,98	—	0,92	0,87	—	0,88	0,99	0,71	0,77	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98

FONTE: A autora (2023). Nota: *Cfa¹* – Estação BOM; *Cfa²* – Estação INMET; *Csa¹* – Estação DCDT; *Csa²* – Estação IPMA.

Continuação: TABELA 3.3 – ERRO ABSOLUTO MÉDIO (*MAE*), RAIZ QUADRADA DO ERRO MÉDIO (*RMSE*), COEFICIENTE DE NASH E SUTCLIFFE (*NSE*), ÍNDICE DE CONCORDÂNCIA (*d*) E COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (R^2) E CORRELAÇÃO (*r*), OBTIDO NAS ASSOCIAÇÕES ENTRE AS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS DA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDAS NAS ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE, NO PERÍODO ANALISADO.

Indicador	Tipo climático																						<i>ET</i>
	<i>Af</i>	<i>Am</i>	<i>Aw</i>	<i>As</i>	<i>BWh</i>	<i>BWk</i>	<i>BSh</i>	<i>BSk</i>	<i>Cfa</i> ¹	<i>Cfa</i> ²	<i>Cfb</i>	<i>Csa</i> ¹	<i>Csa</i> ²	<i>Csb</i>	<i>Cwa</i>	<i>Cwb</i>	<i>Dfa</i>	<i>Dfb</i>	<i>Dfc</i>	<i>Dsb</i>	<i>Dsc</i>		
	----- Temperatura média ($T_{méd}$; °C) -----																						
<i>MAE</i>	—	—	—	—	0,71	—	1,44	—	0,77	—	—	0,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>RMSE</i>	—	—	—	—	0,97	—	1,70	—	1,02	—	—	1,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>NSE</i>	—	—	—	—	0,98	—	0,89	—	0,97	—	—	0,97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>d</i>	—	—	—	—	0,99	—	0,97	—	0,99	—	—	0,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
R^2	—	—	—	—	0,98	—	0,97	—	0,97	—	—	0,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>r</i>	—	—	—	—	0,99	—	0,99	—	0,99	—	—	0,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	----- Temperatura mínima (T_{min} ; °C) -----																						
<i>MAE</i>	0,74	1,06	1,28	0,57	—	2,27	—	3,90	—	1,54	1,46	—	1,57	1,53	1,41	1,23	1,36	2,20	2,78	2,16	2,40	2,60	
<i>RMSE</i>	0,93	1,44	1,61	0,70	—	2,70	—	5,08	—	1,95	1,78	—	2,12	1,89	1,73	1,46	1,71	2,84	3,63	2,75	2,94	3,67	
<i>NSE</i>	-0,61	0,33	0,21	0,75	—	0,90	—	0,35	—	0,84	0,83	—	0,45	0,86	0,65	0,66	0,97	0,94	0,91	0,91	0,89	0,86	
<i>d</i>	0,53	0,80	0,80	0,95	—	0,97	—	0,87	—	0,96	0,96	—	0,91	0,97	0,9	0,92	0,99	0,98	0,97	0,97	0,98	0,97	
R^2	0,07	0,45	0,57	0,83	—	0,93	—	0,67	—	0,88	0,85	—	0,83	0,89	0,79	0,84	0,97	0,95	0,93	0,94	0,93	0,94	
<i>r</i>	0,26	0,67	0,75	0,91	—	0,97	—	0,82	—	0,94	0,92	—	0,91	0,94	0,89	0,92	0,99	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	
	----- Radiação solar incidente (R_s ; MJ m ⁻² dia ⁻¹) -----																						
<i>MAE</i>	2,47	1,8	1,45	2,21	1,67	—	1,14	—	11,18	1,15	2,80	1,88	—	—	1,48	1,84	—	—	—	—	—	—	
<i>RMSE</i>	3,04	2,22	2,09	2,82	1,96	—	1,67	—	12,04	1,53	3,39	2,09	—	—	1,99	2,34	—	—	—	—	—	—	
<i>NSE</i>	0,44	0,64	0,72	0,09	0,92	—	0,94	—	-1,78	0,96	0,73	0,92	—	—	0,83	0,81	—	—	—	—	—	—	
<i>d</i>	0,88	0,91	0,94	0,84	0,98	—	0,99	—	0,58	0,99	0,93	0,98	—	—	0,96	0,96	—	—	—	—	—	—	
R^2	0,70	0,72	0,79	0,62	0,97	—	0,95	—	0,62	0,97	0,87	0,98	—	—	0,85	0,85	—	—	—	—	—	—	
<i>r</i>	0,83	0,85	0,89	0,79	0,98	—	0,98	—	0,79	0,98	0,93	0,99	—	—	0,92	0,92	—	—	—	—	—	—	

FONTE: A autora (2023). Nota: *Cfa*¹ – Estação BOM; *Cfa*² – Estação INMET; *Csa*¹ – Estação DCDT; *Csa*² – Estação IPMA.

Dentre as variáveis analisadas no presente estudo, a radiação solar incidente (R_s ; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) foi a que apresentou os melhores indicadores estatísticos. Os indicadores menos favoráveis ocorreram no clima *Cfa* – Saint George ($MAE = 11,18 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; $RMSE = 12,04 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; $NSE = -1,78$; $d = 0,58$; $r = 0,79$; TABELA 3.3). Conforme verificado na análise das médias anuais, possivelmente houve falha de leitura dos dados de R_s da estação BOM, visto que esta variável medida para o mesmo tipo climático na estação do INMET (Santa Rosa; $R_s = 17,09 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) foi muito semelhante à estimada pela NASA (Santa Rosa; $R_s = 17,33 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) (TABELA 3.2). Com exceção da R_s do clima *Cfa* – Saint George, os demais climas analisados apresentaram bons indicadores, com $1,14 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1} \leq RMSE \leq 3,39 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e índice de concordância $0,88 \leq d \leq 0,99$. Os resultados verificados para a R_s foram muito próximos aos obtidos por Monteiro et al. (2018), na escala diária, entre os bancos de dados do INMET no Brasil e da NASA POWER, sendo: $RMSE = 3,10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $d = 0,99$ para o clima *Cfa*. Os autores consideraram que o elevado valor do índice d é indicativo de precisão quanto à estimativa da R_s da NASA POWER.

Em geral, com exceção de algumas variáveis (u_2 em quase todos os climas, exceto *Aw*, *Cwa* e *Cwb*; $T_{máx}$ e $T_{mín}$ nos climas tropicais; e, $UR_{méd}$ nos climas continental/neve e polar), observou-se que os dados de reanálise estimados na plataforma NASA POWER seguem variação muito semelhante aos dados medidos nas estações meteorológicas de superfície do INMET, DCDT, BOM, IPMA e NOAA (APÊNDICE 1; FIGURA A1). Os indicadores estatísticos avaliados também resultaram em boa associação para a maioria das variáveis e climas testados, apresentando confiabilidade e robustez para uso em procedimentos de análises de dados. Os resultados obtidos no presente estudo concordam com os encontrados por Monteiro et al. (2018), que consideraram que os produtos NASA POWER podem ser usados como fonte de dados climáticos para atividades agrícolas com razoável confiança, para escalas espaciais regionais e nacionais. No entanto, é preciso atenção com as variáveis, principalmente a u_2 , $T_{máx}$ e $T_{mín}$ nos climas tropicais e $UR_{méd}$ nos climas continental/neve e polar, que apresentaram maior discrepância em relação aos valores medidos nas estações de superfície. Para as demais variáveis, nas diferentes localidades, certamente pode-se considerar que é uma base de

dados que traz facilidades e possibilita alternativas de aplicação muito promissoras para a área de ciências agrárias, especialmente para a engenharia de água e solo.

3.5.3 Eficiência do banco de dados da NASA POWER no cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) com o método de Penman-Monteith

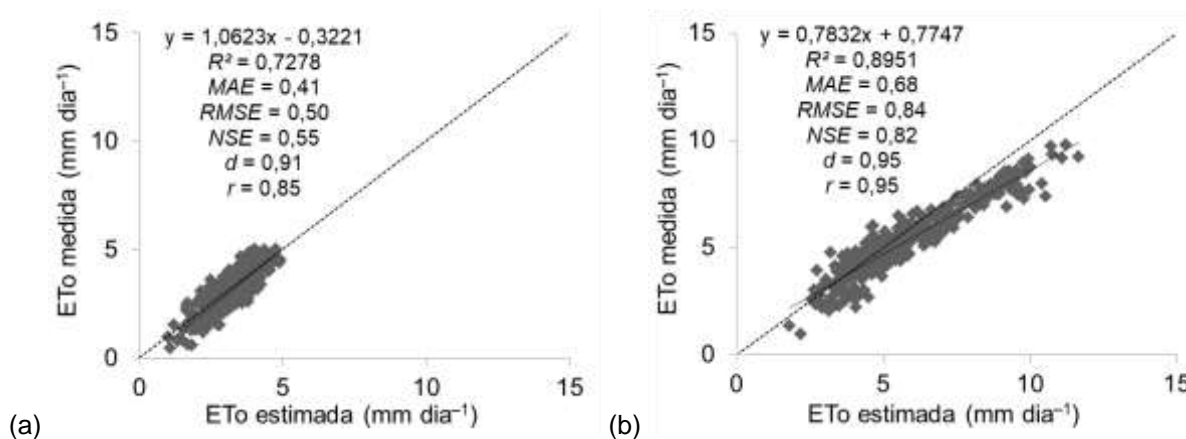
A evapotranspiração de referência (ET_{oPM}) estimada com dados de $T_{máx}$, $T_{mín}$, u_2 , Rs e $UR_{méd}$, provenientes das estações de superfície e do banco de dados da NASA POWER, foi calculada para as estações que apresentaram os piores e melhores indicadores estatísticos, conforme resultados do Item 3.5.2 apresentados anteriormente.

Baseando-se na TABELA 3.3, os piores indicadores estatísticos foram observados para São Gabriel da Cachoeira (clima Af). Com exceção da Rs , as demais variáveis climáticas analisadas apresentaram baixo desempenho nas associações para a localidade. Os melhores indicadores foram obtidos para a $T_{máx}$ e $T_{mín}$ na localidade de Santa Rosa (clima Cfa), u_2 e $UR_{méd}$ em Dianópolis (clima Aw), ambas apresentando pelo menos duas variáveis com os melhores indicadores. Porém, Santa Rosa apresentou NSE negativo para a u_2 . Desta forma, Dianópolis foi considerada no cálculo da ET_o . Assim, a ET_{oPM} foi calculada para a localidade de São Gabriel da Cachoeira, Estado do Amazonas, Brasil (latitude $0,1252^\circ S$; longitude $67,0612^\circ W$; altitude 79,67 m; clima Af) e Dianópolis, Estado do Tocantins, Brasil (latitude $11,5944^\circ S$; longitude $46,8472^\circ W$; altitude 727,87 m; clima Aw), para o período entre 01 de Janeiro de 2017 e 31 de Dezembro de 2017 (FIGURA 3.1), representativos dos piores e melhores indicadores estatísticos, respectivamente.

A associação da ET_{oPM} calculada respectivamente com os dados “medidos vs estimados” indicaram bons ajustes, mesmo para a pior condição, ou seja, com os dados da localidade situada no clima Af , sendo: $MAE = 0,41 \text{ mm dia}^{-1}$, $RMSE = 0,50 \text{ mm dia}^{-1}$, $NSE = 0,55$, $d = 0,91$ e $r = 0,85$ (FIGURA 3.1a). No clima Aw , melhor condição, a associação indicou $MAE = 0,68 \text{ mm dia}^{-1}$, $RMSE = 0,84 \text{ mm dia}^{-1}$, $NSE = 0,82$, $d = 0,95$ e $r = 0,95$ (FIGURA 3.1b). Os valores médios de ET_{oPM} , calculados com dados climáticos medidos e estimados (NASA POWER) foram iguais a 3,26 e 3,37 mm dia^{-1} para o clima Af e 5,34 e 5,82 mm dia^{-1} no clima Aw , respectivamente.

Os maiores valores de MAE e $RMSE$ observados no clima Aw estão associados aos maiores valores de ET_{oPM} , que geralmente ocorrem neste clima.

FIGURA 3.1 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET_o) CALCULADA COM DADOS ESTIMADOS (NASA POWER) E MEDIDOS (ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE) PARA AS ESTAÇÕES QUE TIVERAM O MELHOR E PIOR RESULTADO, CONFORME INDICADORES ESTATÍSTICOS, SENDO: a) Af – PIOR; b) Aw – MELHOR.



FONTE: A autora (2023).

Os valores médios de ET_{oPM} calculados para os climas Af e Aw estão de acordo com os obtidos por Oliveira (2018), quando realizou a estimativa da ET_o em 243 estações meteorológicas de superfície do INMET, para nove diferentes climas brasileiros, no período entre 2012 e 2014. A autora avaliou 22 estações meteorológicas situadas em clima Af e 65 estações em clima Aw , em que foram verificados valores de ET_o , calculados com o modelo ASCE-EWRI (2005), variando de aproximadamente 2,75 a 4,00 mm dia^{-1} no clima Af e de 3,25 a 5,0 mm dia^{-1} no clima Aw . Jerszurki et al. (2017) também observaram maiores valores de ET_{oPM} no clima Aw , com média de 4,09 mm dia^{-1} para o clima Aw e 3,73 mm dia^{-1} para o clima Af , entre o período de 2004 e 2014, no Brasil.

Devido aos bons indicadores estatísticos, mesmo para o pior resultado obtido na estimativa dos dados climáticos com a NASA POWER (clima Af , São Gabriel da Cachoeira; FIGURA 3.1a), a ET_{oPM} também foi calculada para os climas da TABELA 3.1, que possuíam as cinco variáveis de entrada ($T_{máx}$, $T_{mín}$ e/ou $T_{méd}$, u_2 , R_s e $UR_{méd}$) exigidas no método ASCE-EWRI (2005). As associações considerando os dados “medidos vs estimados” estão dispostas no APÊNDICE 3 (FIGURA A3).

O método ASCE-PM apresentou limitações para estimar a ET_{OPM} nos climas continentais (tipo D) e polares (tipo E). Como verificado na TABELA 3.3, a NASA POWER não estimou com precisão a umidade relativa ($UR_{méd}$; %) nos climas Dfa, Dfc e ET. A baixa precisão da estimativa destas variáveis e condições climáticas pode ter refletido no cálculo da ET_{OPM} , visto que os valores de $UR_{méd}$ são utilizados na obtenção do DPV , variável que mostrou elevada sensibilidade (FIGURAS A4q, A4r, A4s, A4u, A4v, A4x e A4y).

A base de dados da NASA POWER apresentou a vantagem da simplicidade, por não necessitarem de conhecimento em *software* GIS (Sistema de Informação Geográfica) ou processamento de imagens de satélite para extraí-los (Marzouk, 2021). Devido à simplicidade e bons indicadores estatísticos alcançados, principalmente para as variáveis R_s , $T_{máx}$, $T_{méd}$, $T_{mín}$ e $UR_{méd}$, é possível afirmar que o uso de dados estimados pela NASA é uma ferramenta alternativa de boa precisão para o uso na agricultura, com destaque para o cálculo da evapotranspiração de referência em diferentes climas globais, conforme foi verificado nos cenários analisados.

3.6 CONCLUSÕES

- As estimativas da NASA POWER são consistentes para a temperatura do ar ($T_{máx}$, $T_{méd}$ e $T_{mín}$; °C) em climas continentais/neve (tipo D), polares (tipo E) e semiáridos (tipo B). Não é recomendável o uso de dados de temperatura do ar da NASA POWER nos climas tropicais (tipo A). Nos climas temperado/subtropical (Tipo C) a $T_{mín}$ também apresentou bons indicadores;
- A velocidade do vento (u_2 ; m s⁻¹) estimada na NASA POWER foi a variável que apresentou os maiores desvios em relação aos dados medidos em estações de superfície. Com exceção dos climas *Aw*, *Cwa* e *Cwb*, todas as localidades apresentaram coeficiente *NSE* negativo, indicando péssima relação entre dados “medidos vs estimados”;
- A radiação solar incidente (R_s ; MJ m⁻² dia⁻¹) é estimada com precisão na plataforma NASA POWER. A umidade relativa ($UR_{méd}$) apresentou variação nos climas analisados, sendo observados *NSE* negativos em algumas localidades.

– Dados de satélite coletados na plataforma NASA POWER apresentam precisão para estimar a ET_o com o método de Penman-Monteith, mesmo para a localidade com os piores indicadores estatísticos entre as variáveis climáticas “medidas *vs* estimadas (NASA POWER)”.

3.7 REFERÊNCIAS

ABOELKHAIR, H.; MOSTAFA, M.; EL AFANDI, G. Assessment of agroclimatology NASA POWER reanalysis datasets for temperature types and relative humidity at 2 m against ground observations over Egypt. **Advances in Space Research**, v. 64, n. 1, 129-142, 2019. DOI: 10.1016/j.asr.2019.03.032

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen’s climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22 n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. In: ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R. L.; HOWELL, T. A.; ITENFISU, D.; JENSEN, M. E.; SNYDER, R. L. (Editors). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 2005. 69p. DOI: 10.1061/9780784408056

BENDER, F. D.; SENTELHAS, P. C. Solar Radiation Models and Gridded Databases to Fill Gaps in Weather Series and to Project Climate Change in Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2018, Article ID 6204382, 2018. DOI: 10.1155/2018/6204382

GELARO, R.; MCCARTY, W.; SUÁREZ, M. J.; TODLING, R.; MOLOD, A.; TAKACS, L.; RANGLES, C. A.; DARMENOV, A.; BOSILOVICH, M. G.; REICHEL, R.; WARGAN, K.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; AKELLA, S.; BUCHARD, V.; CONATY, A.; SILVA, A. M.; GU, W.; KIM, G. K.; KOSTER, R.; LUCCHESI, R.; MERKOVA, D.; NIELSEN, J. E.; PARTYKA, G.; PAWSON, S.; PUTMAN, W.; RIENECKER, M.; SCHUBERT, S. D.; SIENKIEWICZ, M.; ZHAO, B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, p. 5419-5454, 2017. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1

GMAO. Global Modeling and Assimilation Office. MERRA-2 tavgM_2d_flux_Nx: 2d, Monthly mean, Time-Averaged, Single-Level, Assimilation, Surface Flux Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. Acesso em: 04 Abr, 2022. DOI: 10.5067/0JRLVL8YV2Y4

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. DE; SILVA, L. C. R. Expanding the geography of evapotranspiration: An improved method to quantify land-to-air water fluxes in tropical and subtropical regions. **Plos One**, v. 6, p. 1-19, 2017. DOI: 10.1371/journal.pone.0180055

MARZOUK, O. A. Assessment of global warming in Al Buraimi, sultanate of Oman based on statistical analysis of NASA POWER data over 39 years, and testing the reliability of NASA POWER against meteorological measurements. **Helyon**, v. 7, n. 3, e06625, 2021. DOI: 10.1016/j.heliyon.2021.e06625

MONTEIRO, L. A.; SENTELHAS, P. C.; PEDRA, G. U. Assessment of NASA/POWER satellite-based weather system for Brazilian conditions and its impact on sugarcane yield simulation. **International Journal of Climatology**, v. 38, p. 1571-1581, 2018. DOI: 10.1002/joc.5282

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **POWER DATA ACCESS VIEWER. Prediction Of Worldwide Energy Resource**. Disponível em: <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>. Acesso em: 22 Mar 2022.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part I. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970. DOI: 10.1016/0022-1694(70)90255-6

NDIAYE, P. M.; BODIAN, A.; DIOP, L.; DEME, A.; DEZETTER, A.; DJAMAN, K.; OGILVIE, A. Trend and sensitivity analysis of reference evapotranspiration in the Senegal river basin using NASA meteorological data. **Water**, v. 12, n. 7, p. 1-19, 2020. DOI: 10.3390/w12071957

NEGM, A.; JABRO, J.; PROVENZANO, G. Assessing the suitability of American National Aeronautics and Space Administration (NASA) agro-climatology archive to predict daily meteorological variables and reference evapotranspiration in Sicily, Italy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 244-245, p. 111-121, 2017. DOI: 10.1016/j.agrformet.2017.05.022

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **CLIMATE DATA ONLINE**. Disponível em: <https://www.ncei.noaa.gov/cdo-web/>. Acesso em: 30 Mar 2022.

OLIVEIRA, S. R. **Ajuste do método Moretti-Jerszurki-Silva para estimar a evapotranspiração de referência diária e horária dos tipos climáticos brasileiros**. 2018. 537 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2018.

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Computing FAO56 reference grass evapotranspiration PM-ET_o from temperature with focus on solar radiation. **Agricultural Water Management**, v. 215, p. 86-102, 2019. DOI: 10.1016/j.agwat.2018.12.014

QUANSAH, A. D.; DOGBEY, F.; ASILEVI, P. J.; BOAKYE, P.; DARKWAH, L.; ODURO-KWARTENG, S.; SOKAMA-NEUYAM, Y.; MENSAH, P. Assessment of solar radiation resource from the NASA-POWER reanalysis products for tropical climates in Ghana towards clean energy application. **Research Square**, p. 1-20, 2022. DOI: 10.21203/rs.3.rs-1435442/v1

RODRIGUES, G. C.; BRAGA, R. P. Estimation of Daily Reference Evapotranspiration from NASA POWER Reanalysis Products in a Hot Summer Mediterranean Climate. **Agronomy**, v. 11, n. 2077, p. 1-14, 2021b. DOI: 10.3390/agronomy11102077

RODRIGUES, G. C.; BRAGA, R. P. Evaluation of NASA POWER Reanalysis Products to Estimate Daily Weather Variables in a Hot Summer Mediterranean Climate. **Agronomy**, v. 11, n. 1207, p. 1-17, 2021a. DOI: 10.3390/agronomy11061207

SANTOS, A. A.; SOUZA, J. L. M.; ROSA, S. L. K. Hourly and Daily Reference Evapotranspiration with ASCE-PM Model for Paraná State, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 36, n. 2, 197-209, 2021. DOI: 10.1590/0102-77863610009

SHEFFIELD, J.; GOPI, G.; ERIC, F.W. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3088-3111, 2006. DOI: 10.1175/JCLI3790.1

SOUZA, J. L. M. Fundamentos de matemática e estatística para formulação de modelos e análise de dados: aplicado às ciências agrárias. Curitiba, Plataforma Moretti/DSEA/SCA/UFPR, 2018.

STACKHOUSE, P. W. NASA Official: **POWER Data Methodology**. Version 1.0. 2020. Disponível em: <https://power.larc.nasa.gov/docs/methodology/>. Acesso em: 18 Fev 2022.

WHITE, J. W.; HOOGENBOOM, G.; STACKHOUSE, P. W.; HOELL, J. M. Evaluation of NASA satellite and assimilation model-derived long-term daily temperature data over the continental US. **Agricultural and forest Meteorology**, v. 148, n. 10, p. 1574-1584, 2008. DOI: 10.1016/j.agrformet.2008.05.017.

ZAMBRANO-BIGIARINI, M. Goodness-of-fit Measures to Compare Observed and Simulated Values with hydroGOF. 2020.

4 CAPÍTULO IV – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO ASCE-PM PARA OS CLIMAS GLOBAIS E ASSOCIAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ESTIMADA COM METODOLOGIA PADRÃO E SIMPLIFICADA

4.1 RESUMO

Teve-se por objetivo no presente estudo analisar a sensibilidade da evapotranspiração de referência (ET_{oPM}) em relação às variáveis de entrada do modelo ASCE-Penman-Monteith ($T_{méd}$ – temperatura média; u_2 – velocidade do vento; Rn – saldo de radiação; e, DPV – déficit de pressão de vapor) para os principais tipos climáticos globais, testar alternativas simplificadas para estimar a evapotranspiração de referência (ET_{oPM}) e verificar o desempenho das associações entre a ET_{oPM} calculada com a metodologia padrão ($ET_{oPM,m}$; utilizando dados medidos) e adaptada ($ET_{oPM,e}$; utilizando dados de reanálise da Plataforma NASA POWER ou medidos/médios), baseando-se nos resultados alcançados na análise de sensibilidade. A análise de sensibilidade foi realizada para 29 tipos climáticos globais, para o período entre 01 de Janeiro de 2017 e 31 de Dezembro de 2017. A série analisada (um ano) não foi superior devido à indisponibilidade ou restrição de dados nas bases de dados. Cenários e testes foram realizados para o tipo climático *Cwa*, associando respectivos valores de ET_{oPM} , calculados com o método ASCE-PM, utilizando dados climáticos de entrada medidos no Posto meteorológico de Piracicaba, Estado de São Paulo ($ET_{oPM,m}$) e estimados ($ET_{oPM,e}$). Os dados são do período entre 01 de Janeiro de 2001 e 31 de Dezembro de 2021. Os cenários $ET_{oPM,e,NASA}$ e $ET_{oPM,e,HS}$ utilizaram dados climáticos de reanálise da NASA POWER, sendo o Rn obtido com equações lineares ajustadas para Piracicaba-SP, resultante das associações entre “Radiação solar incidente (RS_{NASA}) vs Saldo de radiação medido (Rn_{medido})” e “Radiação solar incidente calculada com a equação de Hargreaves e Samani (RS_{HS}) vs Saldo de radiação medido (Rn_{medido})”, respectivamente. O cenário $ET_{oPM,e,simplificado}$ utilizou dados climáticos medidos, média da $T_{méd}$ e u_2 , e Rn_{HS} obtida da associação linear “ RS_{HS} vs Rn_{medido} ”. O modelo ASCE-PM teve limitação para estimar a ET_{oPM} nos climas continentais (tipo D) e polares (tipo E). As variáveis $T_{méd}$, u_2 , Rn e DPV responderam distintamente para estimar a ET_{oPM} para os climas globais. Rn e DPV foram mais atuantes na estimativa da ET_o , e as menores sensibilidades ocorreram para a $T_{méd}$ e u_2 . Os dados utilizados como entrada no ASCE-PM para calcular a $ET_{oPM,e,NASA}$ e $ET_{oPM,e,simplificado}$ resultaram saídas equivalentes à $ET_{oPM,m}$, calculada com dados medidos na estação de superfície ($T_{mín}$, $T_{máx}$, $UR_{mín}$, $UR_{máx}$, u_2 e Rn) de Piracicaba-SP. Estudo de caso realizado com dados climáticos em Bambuí e Divinópolis, Estado de Minas Gerais, indicaram que o método de cálculo da $ET_{oPM,e,simplificado}$ pode ser estendido para outras localidades possuindo clima *Cwa*, mesmo utilizando os parâmetros da função linear ajustada para Piracicaba-SP, permitindo a estimativa da Rn_{HS} em função da RS_{HS} .

Palavras-chave: Componente hídrica, dados de entrada, NASA POWER, reanálise, método simplificado.

4.2 ABSTRACT

This study aimed to analyze the sensitivity of reference evapotranspiration (ET_{OPM}) concerning the input variables of the ASCE-Penman-Monteith model (T_{mean} – mean temperature; u_2 – wind speed; Rn – net radiation balance; and, VPD – vapor pressure deficit) for the main climate types worldwide, test simplified alternatives to estimate reference evapotranspiration (ET_{OPM}) and verify the performance of associations between ET_{OPM} calculated with the standard ($ET_{OPM,m}$; using measured data) and adjusted ($ET_{OPM,e}$; using NASA POWER reanalysis data or measured/averaged data) methodologies, based on the results achieved in the sensitivity analysis. Sensitivity analysis was performed for 29 global climate types, for the period between January 1, 2017, and December 31, 2017. The analyzed series (one year) was not superior due to the unavailability or restriction of data in the databases. Scenarios and tests were performed for the Cwa climate type, associating respective ET_{OPM} values calculated with the ASCE-PM method, using data measured at the Surface Weather Station located in Piracicaba, São Paulo State ($ET_{OPM,m}$) and estimated ($ET_{OPM,e}$). Data are from the period between January 1, 2001, and December 31, 2021. The $ET_{OPM,e,NASA}$ and $ET_{OPM,e,HS}$ scenarios used NASA POWER reanalysis data, with the Rn obtained by linear equations adjusted for Piracicaba-SP, resulting from the associations between “Incident solar radiation (Rs_{NASA}) $Rn_{measured}$ ” and “ Rs_{HS} (calculated with the Hargreaves and Samani equation) vs $Rn_{measured}$ ”, respectively. The $ET_{OPM,e,simplified}$ scenario used measured climate data, average of T_{mean} and u_2 , and Rn_{HS} obtained from the linear association “ Rs_{HS} vs $Rn_{measured}$ ”. The ASCE-PM model showed limitations in estimating ET_{OPM} in continental (type D) and polar (type E) climates. The variables T_{mean} , u_2 , Rn and VPD responded differently to estimate the ET_{OPM} for global climates. Rn and VPD were more effective in estimating ET_o , and the lowest sensitivities occurred for T_{mean} and u_2 . The data used in the ASCE-PM to calculate the $ET_{OPM,e,NASA}$ and $ET_{OPM,e,simplified}$ resulted in values equivalent to the $ET_{OPM,m}$, calculated with measured data at the surface weather station (T_{min} , T_{max} , RH_{min} , RH_{max} , u_2 and Rn) in Piracicaba-SP. A case study carried out with climate data in Bambuí and Divinópolis, Minas Gerais State, suggested that the calculation method for $ET_{OPM,e,simplified}$ can be extended to other locations with Cwa climate, even using the parameters of the linear function adjusted for Piracicaba-SP, allowing the estimation of Rn_{HS} as a function of Rs_{HS} .

Keywords: hydrological component, input data, NASA POWER, reanalysis, simplified method.

4.3 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) é uma variável fundamental para quantificar o balanço hídrico no ciclo hidrológico (Jensen e Allen, 2016). À medida que a competição por água aumenta, a necessidade de lidar com sua escassez torna o conhecimento e a precisão das estimativas da ET cada vez mais relevantes, uma vez que reflete diretamente nas tomadas de decisões envolvendo diferentes projetos relacionados à irrigação, energia hidrelétrica, transporte de água, controle de enchentes e usos municipais (Paredes et al., 2020). Assim, para a maioria dos propósitos relacionados à precisão, a estimativa da evapotranspiração de referência de uma cultura hipotética semelhante à grama (ET_o) é essencial (Pereira, 2017), especialmente na agricultura.

Devido aos elevados custos para obtenção da ET_o com métodos diretos, sua determinação é frequentemente realizada com modelos de estimativa. Atualmente, o modelo derivado do método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), apresentado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE-EWRI, 2005), é considerado o mais adequado para estimar a ET_o . No entanto, apesar de ser amplamente difundido e considerado padrão, o modelo ASCE Penman-Monteith (ASCE-PM) é complexo e requer dados de variáveis climáticas que muitas vezes não estão disponíveis para determinadas localidades. O motivo deve-se à ausência de estações meteorológicas de superfície ou, quando os dados estão disponíveis, podem apresentar inconsistência devido à manutenção insuficiente dos equipamentos de medição (Nolz e Rodný, 2019; Paredes et al., 2020; Santos et al., 2021).

O cálculo da ET_o com o método ASCE-EWRI (2005) ($ET_{o_{PM}}$) necessita de dados de temperatura máxima ($T_{máx}$) e mínima ($T_{mín}$) do ar, velocidade do vento (u_2), umidade relativa máxima ($UR_{máx}$) e mínima ($UR_{mín}$) do ar e saldo de radiação (R_n). Devido à dificuldade de obtenção destas variáveis em estações de superfície, o uso de metodologias que demandam menor quantidade de variáveis é sempre uma alternativa considerada no estudo da ET_o (Djaman et al., 2016; Paredes e Pereira, 2019; Venancio et al., 2019; Djaman et al., 2019; Paredes et al., 2020; Vásquez et al., 2022). Allen et al. (1998) consideram que o uso da abordagem reduzida se justifica em condições em que as variáveis climáticas de entrada do método FAO Penman-Monteith não estão disponíveis ou apresentam imprecisão de leitura.

A obtenção de valores precisos de ET_{oPM} com dados limitados requer análise de sensibilidade, que possibilite melhor entendimento das respostas do modelo de estimativa da ET_o , frente à variação das variáveis climáticas necessárias como entrada (Debnath et al., 2015). A compreensão do impacto das mudanças nas variáveis climáticas exigidas no cálculo da ET_{oPM} pode auxiliar no entendimento de alterações nos recursos hídricos, na gestão da água e na hidrologia geral de uma área (Emeka et al., 2021).

O princípio da análise de sensibilidade consiste em variar individualmente cada variável climática exigida no método, para determinar seu impacto na ET_o (Ndiaye et al., 2017). Não existe um procedimento padrão ou comumente aceito para calcular os coeficientes de sensibilidade de variáveis climáticas (Irmak et al., 2006; Debnath et al., 2015). No entanto, diversos estudos (Debnath et al., 2015; Gao et al., 2016; Nouri et al., 2017; Koudahe et al., 2018; Poddar et al., 2018; Jerszurki et al., 2019) adotaram a metodologia proposta por Irmak et al. (2006), que consiste na alteração de uma variável independente frente às mudanças relativas controladas das demais variáveis independentes do modelo, gerando um coeficiente de sensibilidade. A abordagem matemática é simples e tem sido amplamente utilizada para caracterizar a sensibilidade de parâmetros em modelos (Jerszurki et al., 2019).

A literatura consultada indica que os estudos envolvendo a análise de sensibilidade do método ASCE-PM até o momento foram realizados somente para condições específicas, não sendo verificadas análises que contemplem climas e localidades globais de maneira simultânea. Neste contexto, teve-se por objetivo no presente estudo analisar a sensibilidade da evapotranspiração de referência (ET_{oPM}) em relação às variáveis de entrada do modelo ASCE-PM ($T_{méd}$, u_2 , Rn e DPV) para os principais tipos climáticos globais, testar alternativas simplificadas para estimar a ET_o e verificar o desempenho das associações entre a ET_o calculada com a metodologia padrão ($ET_{oPM.m}$; utilizando dados medidos) e adaptada ($ET_{oPM.e}$; utilizando dados de reanálise da Plataforma NASA POWER ou medidos/médios), baseando-se nos resultados alcançados na análise de sensibilidade.

4.4 MATERIAL E MÉTODOS

4.4.1 Análise de sensibilidade do modelo ASCE-PM

As análises de sensibilidade das variáveis de entrada do modelo padrão ASCE-PM (Equação 1; Allen et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005), para os tipos climáticos globais (conforme classificação climática de Köppen; Alvares et al., 2013), foram realizadas com dados medidos nas estações meteorológicas de superfície e banco de dados da plataforma *National Aeronautics and Space and Administration Prediction of Worldwide Energy Resource* (POWER DATA ACCESS VIEWER; TABELA 4.1), identificada no presente estudo como NASA POWER. As estações de superfície foram: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET - Brasil), Divisão de Conservação e Drenagem de Terras (DCDT; וניקוזת קרקע שימור אגף - Israel) e Bureau of Meteorology (BOM – Austrália).

$$ET_{o_{PM}} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \cdot \frac{900}{(T + 273)} \cdot u_2 \cdot (es - ea)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (1)$$

Sendo: $ET_{o_{PM}}$ – evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); Δ – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); Rn – saldo de radiação na superfície ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G – balanço do fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); γ – constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); T – temperatura média diária do ar no período considerado ($^\circ\text{C}$); u_2 – velocidade média diária do vento a dois metros de altura (m s^{-1}); es – pressão de saturação de vapor diária a dois metros de altura (kPa); ea – pressão atual de vapor diária a dois metros de altura (kPa).

As análises de sensibilidade foram realizadas para o período entre 01 de Janeiro de 2017 e 31 de Dezembro de 2017. A única exceção foi Queensland (Austrália; clima *Cfa*), em que foi analisado o período entre 31 de Julho de 2021 e 21 de Junho de 2022, devido à indisponibilidade de dados para períodos anteriores. As localidades foram identificadas conforme os respectivos tipos climáticos dos locais analisados (Alvares et al., 2013; TABELA 4.1). Além dos climas considerados na TABELA 4.1, a classificação climática de Köppen abrange também os climas *Csc* e *Dsd*, que não foram analisados no presente estudo devido à indisponibilidade de informações consistentes para as localidades que se enquadrem nestas classificações.

TABELA 4.1 – TIPO CLIMÁTICO, LOCALIDADE, COORDENADAS GEOGRÁFICAS E FONTE DE DADOS UTILIZADOS NA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO ASCE-PM, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS, CONFORME CLASSIFICAÇÃO DE KÖPPEN.

Tipo climático	Cidade	Localidade ⁽¹⁾	Latitude (graus)	Longitude (graus)	Altitude (m)	Estação
<i>Af</i>	São Gabriel da Cachoeira	Amazonas-BRA	-0,125	-67,061	79,67	INMET
<i>Am</i>	São Félix do Xingu	Pará-BRA	-6,639	-51,957	211,00	INMET
<i>Aw</i>	Dianópolis	Tocantins-BRA	-11,594	-46,847	727,87	INMET
<i>As</i>	Bom Jesus da Lapa	Bahia-BRA	-13,248	-43,415	484,00	INMET
<i>BWh</i>	Kadesh Barnea	Região Sul-ISR	30,900	34,395	235,00	DCDT
<i>BWk</i>	Las Vegas	Nevada-USA	36,212	-115,196	671,47	NASA
<i>BSh</i>	Nirim	Região Sul-ISR	31,334	34,392	115,00	DCDT
<i>BSk</i>	Lancaster	Califórnia-USA	34,741	-118,212	712,62	NASA
<i>Cfa</i>	Saint George	Queensland-AUS	-28,050	148,600	198,5	BOM
<i>Cfb</i>	Caçador	Santa Catarina-BRA	-26,819	-50,985	944,26	INMET
<i>Cfc</i>	Torshavn	Ilhas Faroé-DIN	62,00	-6,783	24,00	NASA
<i>Csa</i>	Nazareth	Região Norte-ISR	32,693	35,331	140,00	DCDT
<i>Csb</i>	Portland	Oregon-USA	45,541	-122,949	62,18	NASA
<i>Cwa</i>	Araxá	Minas Gerais-BRA	-19,606	-46,949	1018,32	INMET
<i>Cwb</i>	Diamantina	Minas Gerais-BRA	-18,231	-43,648	1359,25	INMET
<i>Cwc</i>	La Paz	Região Centro-Leste-BOL	-16,490	-68,119	3.625,00	NASA
<i>Dfa</i>	Burlington	Iowa-USA	40,783	-91,125	210,92	NASA
<i>Dfb</i>	Bismarck	Dakota do Norte-USA	46,783	-100,757	503,22	NASA
<i>Dfc</i>	Aleknagik	Alasca-USA	59,284	-158,615	24,38	NASA
<i>Dfd</i>	Verkhoiansk	Sakha-RUS	67,550	133,400	127,00	NASA
<i>Dsa</i>	Bishkek	Província de Chuy-QUI	42,875	74,570	800,00	NASA
<i>Dsb</i>	Spokane	Washington-USA	47,683	-117,321	595,27	NASA
<i>Dsc</i>	Anchorage	Alasca-USA	61,178	-149,966	27,43	NASA
<i>Dwa</i>	Pyongyang	Região Sudoeste-COR	39,032	125,75	750,00	NASA
<i>Dwb</i>	Heihe	Província de Heilongjiang-CHI	50,245	127,528	152,00	NASA
<i>Dwc</i>	Mohe	Província de Heilongjiang-CHI	52,972	122,539	435,00	NASA
<i>Dwd</i>	Oymyakon	Leste da Sibéria-RUS	63,464	142,774	741,00	NASA
<i>EF</i>	Zemlya Georga	Oceano Ártico-RUS	80,445	49,013	416,00	NASA
<i>ET</i>	Barrow	Alasca-USA	71,283	-156,782	9,45	NASA

FONTE: A autora (2023). ⁽¹⁾ BRA – Brasil; ISR – Israel; AUS – Austrália; DIN – Dinamarca; BOL – Bolívia; RUS – Rússia; QUI – Quirguistão; COR – Coreia do Norte; CHI – China.

A metodologia proposta por Irmak et al. (2006) (Equação 2) foi adotada como critério para calcular o coeficiente de sensibilidade das variáveis climáticas necessárias como entrada no método ASCE-PM:

$$C_s = \frac{\Delta CH_{ETo}}{\Delta CH_{VC}} \quad (2)$$

Sendo: C_s – coeficiente de sensibilidade (mm dia^{-1} (unidade da variável analisada) $^{-1}$); ΔCH_{ETo} – variação da ETo em relação à mudança na variável climática analisada (mm dia^{-1}); ΔCH_{VC} – variação da variável climática (unidade da variável analisada; Rn : $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; T : $^{\circ}\text{C}$; u_2 : m s^{-1} ; DVP : kPa).

As análises de sensibilidade foram realizadas considerando os seguintes procedimentos:

- Foram avaliadas nas análises apenas as variáveis climáticas de entrada direta no método ASCE-PM, sendo: temperatura média do ar ($T_{méd}$; $^{\circ}\text{C}$); velocidade do vento a dois metros de altura (u_2 ; m s^{-1}); saldo de radiação (Rn ; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); e, déficit de pressão de vapor (DVP ; kPa). As análises foram realizadas em partes, e apenas uma das quatro variáveis do modelo ASCE-PM sofreu variação na entrada. Assim, enquanto uma das variáveis sofreu incremento ou decréscimo, as demais foram consideradas iguais à média encontrada no período analisado (entre 31 de Julho de 2021 e 21 de Junho de 2022 para o clima *Cfa*, e entre 01 de Janeiro de 2017 a 31 de Dezembro de 2017 para os demais climas). As séries avaliadas consideraram a disponibilidade de dados nas bases avaliadas;
- O valor da variável climática de entrada que sofreu alteração ($T_{méd}$, u_2 , Rn ou DVP) teve sete unidades de incremento e decréscimo, partindo do valor médio do período analisado (14 variações);
- O limite inferior e superior da variável climática de entrada que sofreu alteração ($T_{méd}$, u_2 , Rn ou DVP) foi considerado igual ao menor e maior valor, respectivamente, da variável no período de análise (entre 31 de Julho de 2021 e 21 de Junho de 2022, para o clima *Cfa*; e, entre 01 de Janeiro de 2017 e 31 de Dezembro de 2017, para os demais climas);

Por exemplo, a $T_{méd} = 27^{\circ}\text{C}$ no clima *Af* variou entre 24°C e 30°C , sendo o menor e maior valor observado no período analisado, respectivamente. Assim, o

valor de 27°C recebeu sete decrementos de aproximadamente 0,42857°C, até o valor mínimo de 24°C, e sete incrementos de aproximadamente 0,42857°C, até o valor máximo de 30°C. As demais variáveis climáticas de entrada (u_2 , Rn e DPV) e parâmetros do modelo ASCE-PM foram mantidas constantes. Considerou-se apenas os valores médios da u_2 , Rn e DPV no período analisado, para que apenas a variável de interesse ($T_{méd}$) influenciasse na estimativa da ET_o . Esse procedimento foi seguido para cada uma das variáveis de entrada $T_{méd}$, u_2 , Rn ou DPV no modelo ASCE-PM, nos locais e climas analisados.

Os coeficientes angulares “ a_1 ” da reta de regressão ($Y = a_0 + a_1 \cdot X$) foram considerados para quantificar o efeito de cada variável na estimativa da $ET_{o_{PM}}$ (Irmak et al., 2006). O valor de a_1 consiste na inclinação da linha de regressão linear obtida da dispersão entre os respectivos valores das variações da $ET_{o_{PM}}$ do período analisado (ΔET_o ; mm dia⁻¹) e as unidades dos decrementos e incrementos da variável climática (-7, -6, ..., 0, ... 6, 7). Quanto maior a variação do coeficiente angular “ a_1 ”, mais sensível ou atuante é a variável climática considerada.

4.4.2 Cenários e testes com o método ASCE-PM, utilizando dados medidos e estimados

Os testes e cenários analisados consistiram em associar os respectivos valores de $ET_{o_{PM}}$, calculados com o método padrão ASCE-PM (Equação 1; Allen et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005), utilizando dados climáticos de entrada medidos ($ET_{o_{PM.m}}$) e estimados ($ET_{o_{PM.e}}$; dados climáticos de reanálise da Plataforma NASA POWER ou medidos/médios; Rn estimada): “ $ET_{o_{PM.m}}$ vs $ET_{o_{PM.e}}$ ”

Os dados climáticos medidos ($T_{máx}$, °C; $T_{mín}$, °C; $UR_{máx}$, %; $UR_{mín}$, %; u_2 , m s⁻¹ e Rn , MJ m⁻² dia⁻¹) utilizados no cálculo da $ET_{o_{PM.m}}$ são do “Posto meteorológico da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, situado no município de Piracicaba, São Paulo, tipo climático *Cwa*, latitude 22°42’30” S, longitude 47°38’00” W e 546 metros de altitude (mesmo posto utilizado no Capítulo II). A série utilizada compreendeu o período entre 01 de Janeiro de 2001 e 31 de Dezembro de 2021. Dentre os dados climáticos levantados no presente estudo, o posto meteorológico utilizado foi o único em que houve série consistente de dados do Rn medidos, em quantidade e qualidade.

A $ET_{o_{PM,e}}$ calculada com dados estimados e medidos/esmados considerou os dados climáticos obtidos conforme os Cenários que se encontram resumidos na TABELA 4.2.

TABELA 4.2 – CENÁRIOS UTILIZADOS PARA REALIZAR O CÁLCULO DA ET_o , TENDO COMO ENTRADA DADOS ESTIMADOS OU MEDIDOS/ESTIMADOS.

Cenário 1 $ET_{o_{PM,e.NASA}}$	Cenário 2 $ET_{o_{PM,e.HS}}$	Cenário 3 $ET_{o_{PM,e.simplificado}}$
----- Base de dados -----		
Dados NASA POWER	Dados NASA POWER	Posto meteorológico
----- Variáveis de entrada -----		
$T_{máx}$ (°C), $T_{mín}$ (°C), $T_{méd}$ (°C), $UR_{méd}$ (%), u_2 ($m\ s^{-1}$) e Rs ($MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$).	$T_{máx}$ (°C), $T_{mín}$ (°C), $T_{méd}$ (°C), $UR_{méd}$ (%), u_2 ($m\ s^{-1}$) e Rs ($MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$).	$T_{máx}$ (°C), $T_{mín}$ (°C), $UR_{máx}$ (%) e $UR_{mín}$ (%).
----- Equação do saldo de radiação -----		
$Rn_{NASA} = -2,9953 + 0,6030 \cdot Rs_{NASA}$	$Rn_{HS} = -6,0572 + 0,7628 \cdot Rs_{HS}$	$Rn_{HS} = -6,0572 + 0,7628 \cdot Rs_{HS}$

Na sequência encontra-se a descrição dos procedimentos adotados em cada um dos Cenários especificados na TABELA 4.2:

a) Cenário 1, denominado $ET_{o_{PM,e.NASA}}$, considerou:

- Dados diários de reanálise da $T_{máx}$ (°C), $T_{mín}$ (°C), $T_{méd}$ (°C), $UR_{méd}$ (%), u_2 ($m\ s^{-1}$) e Rs ($MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$) provenientes da Plataforma NASA POWER (baseando-se nos resultados promissores verificados com os dados de reanálise da Plataforma NASA POWER, no Capítulo III);
- No cálculo do DPV (kPa; Equação 3) diário, a estimativa da pressão atual de vapor (ea ; kPa) foi realizada com a $UR_{méd}$ (%), devido à indisponibilidade de dados de $UR_{máx}$ e $UR_{mín}$ na plataforma da NASA POWER. Para isso, seguiu-se a metodologia de Paredes e Pereira (2019) (Equação 4), recomendada quando apenas os dados de $UR_{méd}$ estão disponíveis. A estimativa da pressão de saturação (es ; kPa; Equação 5) foi realizada normalmente, conforme metodologia de Allen et al. (1998).

$$DPV = (es - ea) \quad (3)$$

$$ea = \frac{UR_{méd}}{\frac{50}{es(T_{oC_{mín}})} + \frac{50}{es(T_{oC_{máx}})}} \quad (4)$$

$$es = \frac{e^o(T_{oC_{máx}}) + e^o(T_{oC_{mín}})}{2} \quad (5)$$

$$e^o = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{méd}}{T_{méd} + 237,3}\right) \quad (5.1)$$

Sendo: DPV – déficit de pressão de vapor (kPa); ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa); $es(T_{c_{min}})$ e $es(T_{c_{máx}})$ – pressão de saturação calculados em função das temperaturas mínima e máxima do ar, respectivamente (kPa); $UR_{méd}$ – umidade relativa média do ar observada no dia (%); $T_{méd}$ – temperatura média do ar (°C).

– Dados diários de Rn_{NASA} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) estimados com os valores de radiação solar incidente ($R_{S_{NASA}}$; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$; proveniente da Plataforma NASA POWER), empregando os coeficientes da Equação 6 (FIGURA A6 do APÊNDICE 6; baseando-se nos resultados promissores verificados no Capítulo II):

$$Rn_{NASA} = -2,9953 + 0,6030 \cdot R_{S_{NASA}} \quad (6)$$

b) Cenário 2, denominado $ET_{o_{PM.e.HS}}$, considerou:

– Dados diários de $T_{máx}$ (°C), $T_{mín}$ (°C), $T_{méd}$ (°C), $UR_{méd}$ (%), u_2 (m s^{-1}) e R_s ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) provenientes da Plataforma NASA POWER. Os valores de es (kPa), ea (kPa) e DPV (kPa) foram obtidos conforme especificado no “Cenário 1” (Equação 3 a 5);

– Dados de Rn_{HS} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) diário, calculados com a Equação 7, tendo os valores de radiação solar incidente ($R_{S_{HS}}$; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) estimados conforme Equação 8 de Hargreaves e Samani (1982) ajustada (considerando-se os resultados promissores verificados no Capítulo II):

$$Rn_{HS} = -6,0572 + 0,7628 \cdot R_{S_{HS}} \quad (7)$$

$$R_{S_{HS}} = k_{RS} \cdot Ra \cdot (T_{K_{máx}} - T_{K_{mín}})^{0,5} \quad (8)$$

$$Ra = \frac{24}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad (8.1)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right) \quad (8.2)$$

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \quad (8.3)$$

$$\delta = 0,409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1,39\right) \quad (8.4)$$

Sendo: $R_{S_{HS}}$ – radiação solar incidente ou global, estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982) ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $T_{K_{\min}}$ e $T_{K_{\max}}$ – temperaturas mínima e máxima diária do ar (K); k_{RS} – coeficiente de proporcionalidade ($\text{K}^{-0,5}$), considerado $0,1578 \text{ K}^{-0,5}$ para o tipo climático *Cwa* (Baratto et al., 2017); R_a – radiação solar no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G_{sc} – constante solar ($4,92 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); d_r – fator de distância relativa Terra-Sol (adimensional); ω_s – ângulo do pôr do Sol (radianos); φ – latitude (radianos); δ – declinação solar (radianos); J – dia Juliano (adimensional).

c) Cenário 3, denominado *ET_oPM.e.simplificado*, considerou:

– Devido a menor sensibilidade da *ET_o* para os valores diários de $T_{\text{méd}}$ ($^{\circ}\text{C}$) e u_2 (m s^{-1}), verificada para o tipo climático *Cwa* (APÊNDICE 4; FIGURA A4n), entrou-se no modelo ASCE-PM (Equação 1) com as médias gerais da $T_{\text{méd}}$ ($^{\circ}\text{C}$) e u_2 (m s^{-1}), obtidas com os dados climáticos medidos do Posto meteorológico de Piracicaba-SP, no período analisado;

– Dados climáticos diários medidos no Posto meteorológico de Piracicaba-SP, sendo a $T_{\text{máx}}$ ($^{\circ}\text{C}$) e $T_{\text{mín}}$ ($^{\circ}\text{C}$) para o cálculo da es (kPa; Equação 5), e $UR_{\text{máx}}$ (%), $UR_{\text{mín}}$ (%), $T_{\text{máx}}$ ($^{\circ}\text{C}$) e $T_{\text{mín}}$ ($^{\circ}\text{C}$) para o cálculo da ea (kPa; Equação 9), obtendo-se posteriormente o *DPV* (kPa; Equação 3) diário;

$$ea = \frac{es(T_{C_{\min}}) \cdot \frac{UR_{\text{máx}}}{100} + es(T_{C_{\max}}) \cdot \frac{UR_{\text{mín}}}{100}}{2} \quad (9)$$

– Dados de Rn_{HS} ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) diário calculados com a Equação 7, tendo os valores de radiação solar incidente ($R_{S_{HS}}$; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) estimados com a equação Equação 8 de Hargreaves e Samani (1982) ajustada, assim como foi especificado no Cenário 2.

Nos Cenários 1 a 3 o fluxo de calor do solo (G) foi considerado desprezível ($G = 0$) no modelo ASCE-PM (Equação 1), por apresentar magnitude relativamente pequena para superfície de referência em períodos diários, semanais ou decendiais (ASCE-EWRI, 2005).

4.4.3 Estudo de caso com o método ASCE-PM e cenários testados

Com os [Cenários](#) mais promissores testados no [Item 4.4.2](#), realizou-se o estudo de caso visando estender a $ET_{o_{PM,e}}$ estimada, com suas simplificações, para outras localidades. Foram escolhidas localidades apresentando o mesmo tipo climático (Cwa) de Piracicaba-SP, sendo analisadas: Bambuí, Minas Gerais, Brasil (−20,021 de latitude, −45,961 de longitude e 726 de altitude); e, Divinópolis, Minas Gerais, Brasil (−20,139 de latitude, −44.887 de longitude e 850 de altitude). Os dados climáticos de Bambuí e Divinópolis são das estações de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET – Brasil), e foram obtidos no período entre 01 de Janeiro de 2017 a 31 de Dezembro de 2020. Os aspectos metodológicos para calcular a $ET_{o_{PM,m}}$ e $ET_{o_{PM,e}}$ foram os mesmos descritos no [Item 4.4.2](#), porém utilizando os dados medidos (estações INMET) e estimados (NASA e INMET, com as simplificações) de Bambuí e Divinópolis.

4.4.4 Análises estatísticas

Para verificar a precisão dos valores de evapotranspiração de referência estimados com o método simplificado ($ET_{o_{PM,e}}$; mm dia⁻¹), em relação ao padrão ASCE-PM ($ET_{o_{PM}}$; mm dia⁻¹), foram utilizados os indicadores: erro absoluto médio (*MAE*); raiz quadrada do erro médio (*RMSE*); índice de concordância (*d*); coeficiente de correlação (*r*) (Souza, 2018); e, coeficiente de *NSE* (Nash e Sutcliffe, 1970), que mede a eficiência do modelo proposto. O *NSE* varia de $-\infty$ a 1, sendo 1 o valor indicativo de perfeito ajuste. O valor zero significa que a média observada é um preditor tão bom quanto à estimada, ao passo que valores inferiores a zero indicam que os dados não apresentaram bom ajuste (ASCE, 1993). As análises foram realizadas com o pacote *hydroGOF* do *software* RStudio (Zambrano-Bigiarini, 2020).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |ET_{o_{PM,i}} - ET_{o_{PM,e,i}}|}{n}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (ET_{o_{PM,i}} - ET_{o_{PM,e,i}})^2}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (ET_{o_{PM,i}} - ET_{o_{PM,e,i}})^2}{\sum_{i=1}^n (ET_{o_{PM,i}} - \overline{ET_{o_{PM,e}}})^2}$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (ET_{O_{PM,e,i}} - ET_{O_{PM,i}})^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (|ET_{O_{PM,e,i}} - \overline{ET}_{O_{PM}}| \cdot |ET_{O_{PM,i}} - \overline{ET}_{O_{PM}}|)^2}}$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (ET_{O_{PM,e,i}} - \overline{ET}_{O_{PM}})^2}{\sum_{i=1}^n (ET_{O_{PM,i}} - \overline{ET}_{O_{PM}})^2}$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(ET_{O_{PM,i}} - \overline{ET}_{O_{PM}}) \cdot (ET_{O_{PM,e,i}} - \overline{ET}_{O_{PM,e}})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (ET_{O_{PM,i}} - \overline{ET}_{O_{PM}})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (ET_{O_{PM,e,i}} - \overline{ET}_{O_{PM,e}})^2}}$$

Sendo: *MAE* – erro absoluto médio (mm dia⁻¹); *RMSE* – raiz do erro quadrado médio (mm dia⁻¹); *NSE* – coeficiente de Nash e Sutcliffe (adimensional); *R*² – coeficiente de determinação (adimensional); *r* – coeficiente de correlação de Pearson (adimensional); *d* – índice “*d*” de Willmott (adimensional); *ET*_{*O*_{*PM*_{*i*}} – evapotranspiração de referência obtida com o método padrão ASCE-PM (mm dia⁻¹); $\overline{ET}_{O_{PM}}$ – média dos valores de evapotranspiração de referência obtida com o método padrão ASCE-PM, no período analisado (mm dia⁻¹); *ET*_{*O*_{*PM*_{*e*_{*i*}}} – evapotranspiração de referência obtida com o método simplificado (mm dia⁻¹); $\overline{ET}_{O_{PM,e}}$ – média dos valores de evapotranspiração de referência obtida com o método simplificado, no período analisado (mm dia⁻¹); *n* – número de dias analisados (adimensional).}}

4.5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.5.1 Medidas de tendência e dispersão dos valores de *ET*_{*O*_{*PM*}} para os climas avaliados

As *ET*_{*O*} estimadas com o método ASCE-PM (*ET*_{*O*_{*PM*}}) para as localidades analisadas, considerando 29 dos 31 climas existentes no mundo, estão dispostas na TABELA 4.3 e FIGURA 4.1.

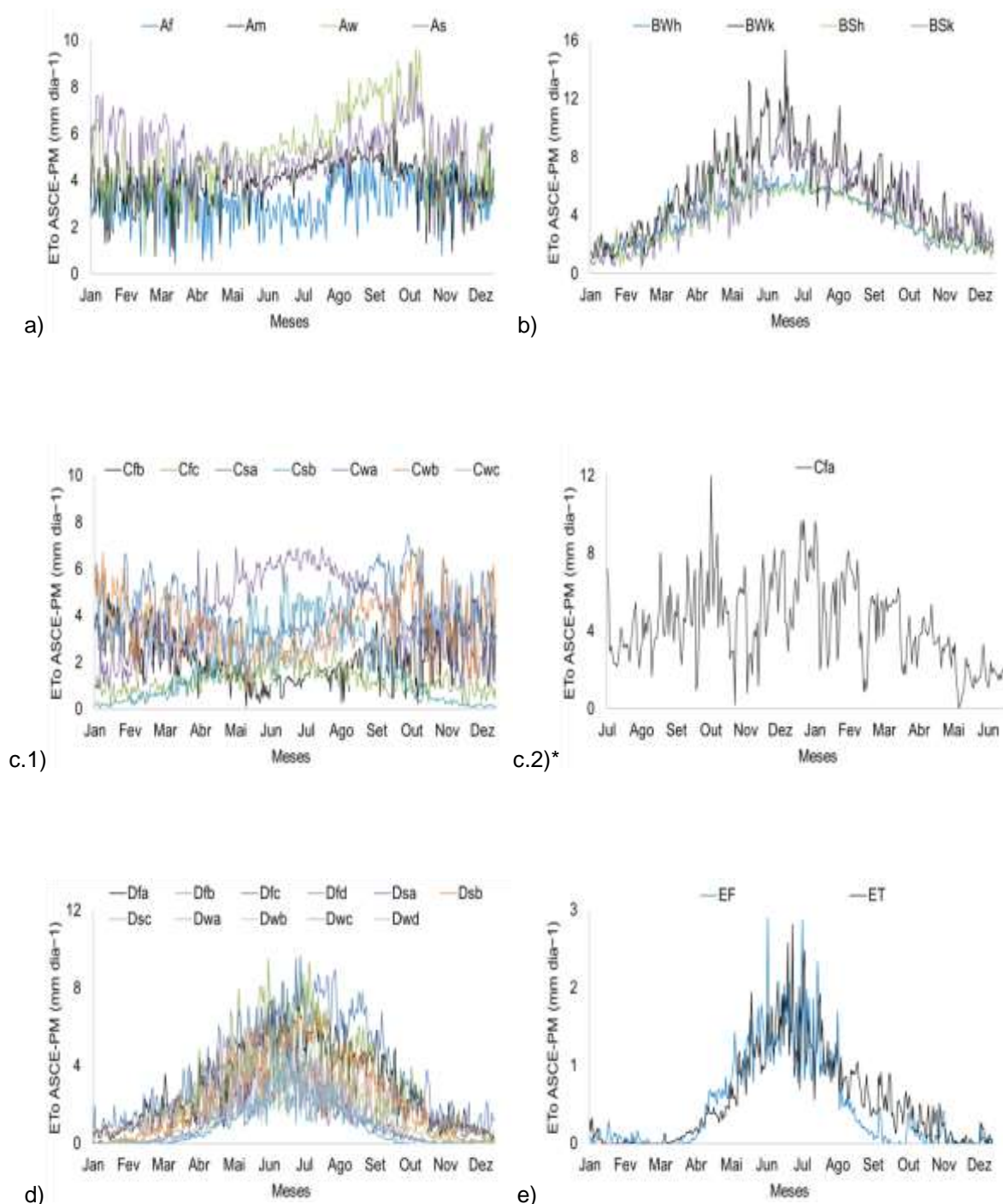
A maior amplitude da *ET*_{*O*_{*PM*}} (14,41 mm dia⁻¹) foi observada no clima *BWk*, que variou entre 0,93 mm dia⁻¹ e 15,34 mm dia⁻¹. As menores amplitudes (TABELA 4.3) ocorreram nos climas *ET* (0,00 mm dia⁻¹ a 2,81 mm dia⁻¹) e *Cfc* (0,00 mm dia⁻¹ a 2,88 mm dia⁻¹). Em relação ao início e final do ano, entre maio e agosto verificou-se maiores *ET*_{*O*_{*PM*}} para os climas semiárido (*BWh*, *BWk*, *BSh* e *BSk*), continental (*Dfa*, *Dfb*, *Dfc*, *Dfd*, *Dsa*, *Dsb*, *Dsc*, *Dwa*, *Dwb*, *Dwc* e *Dwd*), polar (*EF* e *ET*) e alguns climas subtropicais (*Cfc*, *Csa*, *Csb*) (FIGURA 4.1 “b” e “c.1”). O resultado é

consistente e esperado, visto que são climas que ocorrem predominantemente no hemisfério Norte (TABELA 4.1). Nesta região do hemisfério, o verão ocorre entre junho e setembro, período de maior incidência de radiação, temperatura e velocidade do vento e, conseqüentemente, maior ET_o . Debnath et al. (2015) analisando a sensibilidade do método ASCE-PM em diferentes regiões da Índia, também observaram a mesma condição para o clima semiárido.

Os climas *Cfa*, *Cfb*, *Cwa*, *Cwb* e *Cwc* ocorrem predominantemente no hemisfério Sul (TABELA 4.1). Nestes climas, os valores de ET_{oPM} foram menores entre maio e agosto, período que corresponde ao final do outono e o inverno, com menor incidência de radiação, temperatura, velocidade do vento e, conseqüentemente, menores valores de ET_{oPM} . Dentre os climas tropicais (tipo A), o *Af* apresentou ET_{oPM} menos variáveis e, conseqüentemente, menores amplitudes e baixo coeficiente de variação ($cv = 28,92\%$; TABELA 4.3). A localidade com clima *Af* analisada está situada praticamente na linha do Equador (TABELA 4.1), em que não ocorrem variações climáticas consideráveis ao longo do ano. Os demais climas tropicais (*Am*, *Aw* e *As*) também estão situados próximos a linha do equador e, de forma geral, não apresentaram variações significativas de ET_{oPM} ao longo do ano (FIGURA 4.1a), em relação aos demais climas. A mesma condição foi observada por Jerszurki et al. (2017), avaliando a ET_{oPM} diária para os principais climas brasileiros, entre 2004 e 2014. Com exceção do clima *Cwc*, em geral, os menores valores do cv foram obtidos para a classificação climática tropical (TABELA 4.3).

A maior variabilidade dos dados em relação à média ocorreu no clima *Dfd* ($cv = 141,44\%$). Os climas *EF*, *Dwd*, *Dfc*, *Dwc*, *ET*, *Dsc* e *Dwb* também apresentaram elevada variabilidade da ET_{oPM} , com $cv \geq 98,71\%$ (TABELA 4.3). O elevado cv observado pode estar associado ao método ASCE-PM, que não apresentou bons resultados para os climas polares e continentais, sendo verificados alguns valores de ET_{oPM} negativos e próximos de zero em todas as localidades analisadas. Wilcox e Sly (1976) consideraram que valores líquidos negativos de evapotranspiração (potencial) podem ocorrer quando a precipitação excede a evapotranspiração e o teor de umidade do solo aumenta. No entanto, fisicamente, este processo não ocorre em condições naturais, ou seja, não existe evapotranspiração negativa.

FIGURA 4.1 – VARIAÇÃO DIÁRIA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET_{oPM} ; mm dia⁻¹) ESTIMADA COM O MÉTODO PADRÃO ASCE-PM PARA OS CLIMAS AVALIADOS, CONSIDERANDO O PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2017 A 31 DE DEZEMBRO DE 2017, SENDO: a) TROPICAL; b) SEMIÁRIDO; c) SUBTROPICAL ÚMIDO; d) CONTINENTAL; E, e) POLAR.



Nota: A análise do clima *Cfa* compreendeu o período entre 31 de julho de 2021 e 21 de junho de 2022, devido à indisponibilidade de dados para períodos anteriores.

FONTE: A autora (2023).

TABELA 4.3 – MEDIDAS DE TENDÊNCIA E DISPERSÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (mm dia^{-1}) PARA OS CLIMAS AVALIADOS, CONSIDERANDO O PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2017 E 31 DE DEZEMBRO DE 2017.

Tipo climático	Maior valor	Menor valor	Média	Desvio padrão	Coeficiente de variação (<i>cv</i> ; %)
	----- (mm dia ⁻¹) -----				
<i>Af</i>	5,02	0,42	3,23	0,93	28,92
<i>Am</i>	6,19	0,78	3,96	0,93	23,36
<i>Aw</i>	9,63	0,90	5,17	1,64	31,68
<i>As</i>	9,02	1,59	5,23	1,18	22,49
<i>BWh</i>	7,65	0,67	3,93	1,67	42,59
<i>BWk</i>	15,34	0,93	5,55	2,83	51,07
<i>BSh</i>	8,67	0,30	3,76	1,64	43,46
<i>BSk</i>	11,04	0,47	4,51	2,32	51,43
<i>Cfb</i>	4,96	0,11	2,29	1,14	49,63
<i>Cfc</i>	3,01	0,13	1,23	0,54	44,00
<i>Csa</i>	6,95	0,82	3,92	1,79	45,72
<i>Csb</i>	5,79	0,06	1,82	1,57	86,49
<i>Cwa</i>	7,49	0,90	4,26	1,27	29,77
<i>Cwb</i>	6,94	0,72	3,56	1,28	35,84
<i>Cwc</i>	5,55	1,35	3,05	0,72	23,52
<i>Dfa</i>	7,40	0,15	2,90	1,97	68,07
<i>Dfb</i>	9,49	0,02	2,91	2,43	83,52
<i>Dfc</i>	4,37	0,00	1,02	1,09	107,48
<i>Dfd</i>	5,66	0,00	0,92	1,30	141,44
<i>Dsa</i>	9,68	0,34	3,63	2,53	69,63
<i>Dsb</i>	6,73	0,01	2,27	2,07	91,11
<i>Dsc</i>	3,84	0,00	1,01	1,02	100,63
<i>Dwa</i>	6,74	0,33	2,51	1,67	66,51
<i>Dwb</i>	6,82	0,00	1,75	1,73	98,71
<i>Dwc</i>	5,22	0,00	1,34	1,44	107,25
<i>Dwd</i>	4,93	0,00	0,97	1,19	123,20
<i>EF</i>	2,90	0,00	0,47	0,60	129,04
<i>ET</i>	2,81	0,00	0,52	0,56	106,91

FONTE: A autora (2023).

4.5.2 Análise de sensibilidade do modelo ASCE-PM para os climas globais

A avaliação da sensibilidade no modelo ASCE-PM para as variáveis climáticas de entrada já foi tratada na literatura. Porém, a grande maioria dos trabalhos desenvolvidos (Hupet e Vanclooster, 2001; Irmak et al.; 2006; Gong et al., 2006; Jerszurki et al., 2019) consideraram a análise de sensibilidade para as variáveis temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$), mínima ($T_{m\acute{i}n}$) e radiação solar incidente (R_s). Em condições naturais, as variáveis climáticas $T_{m\acute{a}x}$ e $T_{m\acute{i}n}$ estão inter-relacionadas e erros em uma variável podem alterar a outra variável (Debnath et al., 2015). A $T_{m\acute{a}x}$ e $T_{m\acute{i}n}$ também servem de entrada para calcular a $T_{m\acute{e}d}$ ou estão em equações que antecedem o cálculo do R_n no método ASCE-PM (Equação 1). É importante observar que erros existentes no conjunto de dados têm efeitos diferentes nas estimativas da ET_{oPM} (Estévez et al., 2009). A velocidade do vento é uma variável de entrada direta e afeta apenas o termo aerodinâmico (Estévez et al., 2009; Althoff et al., 2019). No entanto, a $T_{m\acute{a}x}$ e $T_{m\acute{i}n}$ afetam a $T_{m\acute{e}d}$, o déficit de pressão de vapor (DPV), radiação solar de ondas longas (R_{nl}) e a declividade da curva de pressão de vapor (Δ). Alterações na R_s refletem na radiação de ondas curtas (R_{ns}) e, consecutivamente, no R_n . As umidades relativas máxima ($UR_{m\acute{a}x}$) e mínima ($UR_{m\acute{i}n}$) afetam a pressão atual de vapor (ea) e, conseqüentemente o DPV , refletindo na R_{nl} e no R_n . Assim, devido às influências diretas e indiretas, no presente estudo optou-se por realizar a análise de sensibilidade com apenas as quatro variáveis climáticas (R_n , $T_{m\acute{e}d}$, u_2 e DPV) de entrada do modelo ASCE-PM (Equação 1), considerando os aspectos metodológicos descritos no “Material e Métodos”. A intenção foi verificar a sensibilidade do modelo ASCE-PM frente às variações climáticas, que estão facilmente disponíveis na estação meteorológica.

A relação entre a ET_{oPM} e as variáveis climáticas, obtidas na análise de sensibilidade, estão dispostas no APÊNDICE 4 (FIGURA A4). Os resultados da análise de sensibilidade indicaram, predominantemente, que as variáveis analisadas ($T_{m\acute{e}d}$; u_2 ; R_n ou DPV) têm influência positiva na evapotranspiração de referência. Assim, o incremento da $T_{m\acute{e}d}$, u_2 , R_n ou DPV aumentou a ET_{oPM} . A exceção ocorreu para a $T_{m\acute{e}d}$ nos climas Aw , As , BWk , BSk , Cfa , Csa , Cwa , Dfa , Dfb e Dsa , e u_2 nos climas Cwc , EF e ET , em que os valores de ET_{oPM} diminuíram ou se mantiveram praticamente constantes com o incremento e decréscimo das duas variáveis.

O R_n e DPV foram as variáveis mais atuantes na magnitude dos valores de $ET_{o_{PM}}$. Quanto maior o incremento das variáveis, maior a $ET_{o_{PM}}$. As maiores sensibilidades ocorreram para o DPV nos climas BWk , Cfa , Dsa , BSk e Dfb (coeficiente “ b ” $> 0,61$). Os climas Aw , Csa , Dfa , Dfc , Dsb , Dwa , Dwb e Dwd também apresentaram maior sensibilidade para o DPV em relação às outras variáveis (APÊNDICE 4; FIGURA A4 e TABELA A4).

No modelo ASCE-PM (Equação 1), o DPV consiste na diferença entre as pressões de saturação (es) e atual (ea). O cálculo da ea leva em consideração valores de $UR_{mín}$ e $UR_{máx}$. Assim, é importante ressaltar que os valores de UR estão diretamente relacionados com o DPV . A UR é inversamente proporcional ao DPV , ou seja, quanto maior o valor da UR , menor é o DPV e, conseqüentemente, menor a $ET_{o_{PM}}$. A diminuição da $ET_{o_{PM}}$ com o aumento da UR foi observada por Ndiaye et al. (2020), ao analisarem a sensibilidade e tendência da $ET_{o_{PM}}$ com dados meteorológicos de reanálise da NASA POWER, em Sahel e Guiné, bacia do rio Senegal, África. Li et al. (2018), na Bacia de Huai, no Leste da China, verificaram que a UR foi a única variável que apresentou influência negativa sobre a $ET_{o_{PM}}$. Irmak et al. (2006), avaliando a sensibilidade da $ET_{o_{PM}}$ em sete regiões semiáridas e subtropicais (tipo climático B e C) dos Estados Unidos, também observaram que as alterações no DPV tiveram maior influência na $ET_{o_{PM}}$ em todos os locais avaliados. O aumento de 0,4 kPa no DPV resultou em aumento de 1,13, 0,54, 1,29, 0,57, 1,04, 1,10 e 1,22 mm dia⁻¹ na ET_o em Scottsbluff, Santa Barbara, Bushland, Fort Pierce, Twitchell Island, Rockport e Clay Center, respectivamente.

No presente estudo a u_2 apresentou baixa sensibilidade em todos os climas analisados. Apenas o clima BWk e Cfa apresentaram certa sensibilidade, ficando atrás somente do DPV . No clima BWk , os incrementos de 0,48 m s⁻¹ na análise de sensibilidade resultaram em aumento de 2,39 mm dia⁻¹ na $ET_{o_{PM}}$, em relação à média. No clima Cfa , o incremento de 0,56 m s⁻¹ na análise de sensibilidade resultou em aumento de 1,22 mm dia⁻¹ na $ET_{o_{PM}}$. Li et al. (2018) verificaram na Bacia do Rio Huai, situada em zona de transição climática (clima árido do norte da China ao clima úmido do sul da China), que a u_2 foi atuante para as mudanças da $ET_{o_{PM}}$ na escala anual. Huo et al. (2013) também observaram que a u_2 apresentou grande sensibilidade na região árida do Noroeste da China, contribuindo significativamente nas variações da ET_o . No presente estudo, os climas BWk e Cfa (situado em Las

Vegas e Saint George, respectivamente; TABELA 4.1), encontram-se próximo à faixa de transição semiárido (B) e subtropical (C) (Arnfield, 2020), indicando que zonas de transição climática podem favorecer à sensibilidade da u_2 na equação de Penman-Monteith.

Além do DPV , o Rn também apresentou grande sensibilidade no cálculo da ET_{OPM} . Dos 29 climas analisados, 16 (*Af, Am, As, BWh, BSh, Cfb, Cfc, Csb, Cwa, Cwb, Cwc, Dfd, Dsc, Dwc, EF e ET*) tiveram o Rn muito atuante nas estimativas da ET_{OPM} (APÊNDICE 4; FIGURA A4 e TABELA A4). Bakhtiari e Baghizadeh (2012) analisaram a sensibilidade das variáveis $T_{méd}$, u_2 , Rn e DPV para quatro diferentes subclasses de climas áridos e semiáridos na província de Kerman (sudeste do Irã), no período de 17 anos de dados climáticos diários. De forma geral, os autores verificaram que o Rn foi a variável mais sensível, seguida do DPV , u_2 e $T_{méd}$.

Com exceção do clima *Cfb*, que apresentou menor sensibilidade para o DPV , as menores sensibilidades foram observadas para as variáveis $T_{méd}$ e u_2 , em todos os climas analisados (APÊNDICE 4; FIGURA A4 e TABELA A4). Zhang et al. (2010) analisando a sensibilidade da ET_0 em clima árido e semi-árido na bacia do rio Shiyang, noroeste da China, com dados de quatro estações meteorológicas, verificaram que a $T_{méd}$ foi a variável menos sensível às variações da ET_{OPM} ao longo do ano.

É importante analisar qual variável climática tem efeito regional mais significativo na estimativa da ET_{OPM} (Debnath et al., 2015). A influência das variáveis climáticas na ET_{OPM} varia e depende das zonas climáticas. Ndiaye et al. (2020) analisando a sensibilidade da ET_{OPM} na África verificaram maior sensibilidade para a umidade relativa (UR). Gong et al. (2006), na Bacia de Changjiang, na China, também observaram que a ET_{OPM} é mais sensível à UR , seguido da Rs , $T_{méd}$ e u_2 . Pandey e Pandey (2013), na bacia de Tons, na Índia, verificaram que a ET_{OPM} é mais sensível à $T_{máx}$ e ao Rn . No oeste do Irã, Tabari et al. (2014) verificaram que a $T_{méd}$ foi o principal parâmetro que influenciou a ET_{OPM} . Os estudos apresentados indicam que a sensibilidade da ET_{OPM} às variáveis climáticas dependeram das regiões avaliadas, o que também foi observado no presente estudo (APÊNDICE 4; FIGURA A4 e TABELA A4).

Apesar da variação na ET_{oPM} , os coeficientes de sensibilidade (C_s) do Rn e DPV foram os mesmos por tipo climático, para cada incremento e decréscimo da variável analisada (APÊNDICE 5; FIGURA A5). O resultado era esperado, visto que o Rn e DPV são variáveis que não possuem influência indireta em outros parâmetros da equação ASCE-PM (Equação 1), comprovando que a análise de sensibilidade influenciou exclusivamente estas variáveis, sem interferir nas demais. Apesar de baixa, u_2 e $T_{méd}$ tiveram variação. A $T_{méd}$ é integrante da declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar (Δ), sendo indiretamente influenciada pelos incrementos e decréscimos na variável. A u_2 está presente no numerador e denominador da Equação 1, respondendo de maneira distinta aos incrementos e decréscimos realizados na análise de sensibilidade. Debnath et al. (2015), Gao et al. (2016), Nouri et al. (2017), Koudahe et al. (2018), Poddar et al. (2018) e Jerszurki et al. (2019) observaram grandes variações no C_s para as variáveis analisadas em suas respectivas análises. Porém, ressalta-se que a metodologia conduzida no presente estudo difere da adotada pelos autores, os quais fizeram os incrementos e decréscimos diários para longos períodos, resultando em vários valores de C_s . Nas análises do presente estudo, o valor da variável climática de entrada que sofreu alteração ($T_{méd}$, u_2 , Rn ou DPV) partiu do valor médio do período analisado, resultando em 14 valores correspondentes aos acréscimos e decréscimos unitários das variáveis (APÊNDICE 5; FIGURA A5).

4.5.3 Considerações sobre a redução ou simplificação do método ASCE-PM

A análise de sensibilidade indicou que as variáveis $T_{méd}$, u_2 , Rn ou DPV responderam de maneira distinta à estimativa da ET_o em diferentes localidades, mas não houve tendência padrão. A $T_{méd}$ foi menos sensível nos climas Am , Aw , As , BWh , BWk , BSh , BSk , Cfa , Cfc , Csa , Cwa , Cwb , Dfa , Dfb , Dsa , Dsb , Dwa e Dwb ; e a u_2 menos sensível nos climas Af , Csb , Cwc , Dfc , Dfd , Dsc , Dwc , Dwd , EF e ET . Além destes, o DPV apresentou menor sensibilidade no clima Cfb .

Na literatura encontram-se inúmeras metodologias para a estimativa da ET_o (Thorntwaite, 1948; Camargo, 1971; Priestley e Taylor, 1972; Budyko, 1974; Linacre, 1977; Hargreaves e Samani, 1985), que antecedem o método de Penman-Monteith. Apesar de ser comumente padronizado, sabe-se que o método ASCE-PM

requer muitas variáveis de entrada. Assim, metodologias alternativas visando sua redução, ou até mesmo a exclusão de variáveis menos sensíveis, já foram consideradas.

As variáveis $T_{méd}$ e u_2 , apesar de não apresentarem sensibilidade considerável, são fáceis de serem obtidas em estações meteorológicas e/ou bancos de dados alternativos. De forma simplificada e direta, a exclusão da $T_{méd}$ e u_2 na Equação 1 do método ASCE-PM, para os climas que apresentaram menor sensibilidade para essa duas variáveis, implicaria em atribuir indiretamente valores 0 °C para a $T_{méd}$ e/ou 1 m s⁻¹ para a u_2 . Desta forma, o modelo apresentaria precisão para estimar a ET_{oPM} somente em climas que apresentassem temperaturas mais baixas (próxima de $T_{méd} = 0$ °C) e/ou u_2 média próxima de 1 m s⁻¹, ocasionando limitações para o uso em climas com diferentes condições de $T_{méd}$ e u_2 . Desta forma, proposições de metodologias reduzidas com a exclusão da $T_{méd}$ e u_2 não são justificáveis, pois afetam os princípios termodinâmicos e físicos do modelo.

Apesar de apresentar baixa sensibilidade, principalmente nos climas *Am*, *Aw*, *As*, *BWh*, *BWk*, *BSh*, *BSk*, *Cfa*, *Cfc*, *Csa*, *Cwa*, *Cwb*, *Dfa*, *Dfb*, *Dsa*, *Dsb*, *Dwa* e *Dwb*, a $T_{méd}$ é utilizada na função para calcular a curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar (Δ), no método ASCE-PM, sendo que a Δ varia exponencialmente com a $T_{méd}$. Em baixas temperaturas, a inclinação da Δ é pequena e varia à medida que a temperatura aumenta. Em altas temperaturas a inclinação é grande, e pequenas mudanças na $T_{méd}$ resultam em grandes mudanças na Δ , tornando-o um parâmetro importante na descrição da evaporação (Allen et al., 1998). A Δ é a inclinação da relação não linear entre pressão de vapor e temperatura, derivada na termodinâmica pela equação de Tetens (1930) (Equação 9).

$$es = a \cdot e^{\left(\frac{b \cdot T_{méd}}{T_{méd} + c}\right)} \quad (9)$$

Sendo: es – pressão de saturação de vapor diária a dois metros de altura (kPa); a , b e c – constantes empíricas, sendo $a = 0,6108$ (kPa), $b = 17,27$ (adimensional) e $c = 237,3$ (°C); $T_{méd}$ – temperatura média do ar (°C).

O princípio físico da u_2 está associado com a transferência de calor e vapor de água da superfície de evaporação para o ar acima do dossel da planta, afetando

a resistência aerodinâmica (Equação 10) e superficial da cultura (Equação 11) (Allen, 1986; Allen et al., 1998; Estévez et al., 2009; Althoff et al., 2019).

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \cdot \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 \cdot u_z} \quad (10)$$

$$r_s = \frac{r_i}{LAI_{ativo}} \quad (11)$$

Sendo: r_a – resistência aerodinâmica ($s \, m^{-1}$); z_m – altura de medição do vento (m); z_h – altura de medição da umidade (m); d – altura de deslocamento do plano zero (m); z_{om} – comprimento de rugosidade que governa a transferência de momento (m); z_{oh} – comprimento de rugosidade que governa a transferência de calor e vapor (m); k – constante de von Karman (0,41; adimensional); u_z – velocidade do vento à altura z ($s \, m^{-1}$); r_s – resistência da superfície da cultura ($s \, m^{-1}$); r_i – resistência estomática da folha bem iluminada ($s \, m^{-1}$); LAI_{ativo} – índice de área foliar ativa (adimensional; m^2 de área foliar por m^{-2} de superfície do solo).

A r_s é inversamente proporcional ao índice de área foliar (Equação 11). A r_a é inversamente proporcional à u_z e varia com a rugosidade da superfície (água, solo ou vegetação). Logo, condutância externa e taxa de evaporação aumentam com o incremento da u_z (Ponce, 1989; Ponce, 2014), como originalmente postulado na equação de Dalton (1802) (Equação 12):

$$E = f(\bar{u}_z) \cdot (e_s - e_a) \quad (12)$$

Sendo: E – taxa de evaporação ($mm \, s^{-1}$); $f(\bar{u}_z)$ – função da velocidade do vento, normalmente tomada a dois metros ($m \, s^{-1}$); e_s – pressão de saturação de vapor diária a dois metros de altura (kPa), calculada como a média da pressão de saturação de vapor na temperatura máxima e mínima do ar; e_a – pressão atual de vapor diária a dois metros de altura (kPa).

Na análise de sensibilidade do método ASCE-PM, para os climas globais, verificou-se que o Rn e o DPV foram as variáveis mais atuantes na estimativa da ET_{OPM} . A estimativa do DPV é simples e se dá pela diferença das pressões de saturação (e_s) e atual (e_a), que levam em consideração a $T_{máx}$, $T_{mín}$, $UR_{máx}$ e $UR_{mín}$ (Equações 5 e 9), que são variáveis de fácil obtenção.

Logo, o maior problema na utilização do método ASCE-PM consiste na medida ou estimativa do Rn , principalmente valores obtidos por medição direta. No entanto, a maior parte das estações meteorológicas no mundo não dispõe de equipamentos para medição direta do Rn , devido ao alto custo do sensor e à complexidade envolvida nas medições (Fietz e Fisch, 2009; Flumignan et al., 2018). Esta condição limita a investigação das interações solo-planta-atmosfera, justificando o grande interesse dos pesquisadores pelo desenvolvimento de métodos alternativos de determinação do Rn com dados meteorológicos (An et al., 2017). Neste contexto, a obtenção do Rn é comumente feita indiretamente, utilizando modelos matemáticos (An et al., 2017; Agada et al., 2019).

O Rn é determinado fazendo-se a diferença entre a radiação de ondas curtas (Rns) e ondas longas (Rnl). A radiação de ondas curtas (Equação 13) pode ser facilmente obtida com a expressão que considera o albedo (α) e a radiação solar incidente (Rs), sendo que a Rs é frequentemente observada em estações de superfície. Entretanto, a radiação de onda longa (Rnl) é a variável mais difícil de ser monitorada em estudos micrometeorológicos (Teodoro et al., 2018). Valores medidos de Rnl dificilmente são encontrados ou disponibilizados, sendo muito comum realizar a sua estimativa. ASCE-EWRI (2005) sugeriram a utilização da Equação 14 para realizar a estimativa da Rnl no método de Penman-Monteith, e o procedimento passou a ser utilizado generalizadamente em inúmeros trabalhos que se encontram publicados na literatura (Blonquist Junior et al., 2010; Carmona et al., 2017; Jerszurki et al., 2017; Ingle et al., 2020; Varga-Haszonits et al., 2022). Contudo, conforme verificado nas análises do Capítulo II, para Piracicaba-SP, a Equação 14 de estimativa da Rnl não deveria ser utilizada sem antes ser convenientemente testada para determinada localidade ou região.

$$Rns = (1 - \alpha) \cdot Rs \quad (13)$$

$$Rnl = \sigma \cdot f_{cd} \cdot (0,34 - 0,14 \cdot ea^{0,5}) \cdot \left(\frac{T_{K_{m\acute{a}x}}^4 + T_{K_{m\acute{i}n}}^4}{2} \right) \quad (14)$$

Sendo: Rns – radiação solar de ondas curtas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); α – albedo (adimensional); Rs – radiação solar incidente ou global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); Rnl – radiação solar de ondas longas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); σ – constante de Stefan-Boltzmann ($4,90 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); $T_{K_{m\acute{i}n}}$ e $T_{K_{m\acute{a}x}}$ – temperaturas mínima e máxima diária do ar (K);

f_{cd} – função de nebulosidade (adimensional; limitada a $0,05 \leq f_{cd} \leq 1,0$); ea – pressão atual de vapor a dois metros de altura (kPa).

A elevada sensibilidade do Rn nos climas Af , Am , As , BWh , BSh , Cfb , Cfc , Csb , Cwa , Cwb , Cwc , Dfd , Dsc , Dwc , EF e ET indicaram que a variável requer atenção para sua obtenção. Conforme verificado no Capítulo II, o Nash e Sutcliffe indicou que as funções dos modelos de Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005) não foram eficientes para estimar a radiação de onda longa (Rnl) em Piracicaba-SP, apresentando NSE negativo para os modelos. Como a Rnl é componente do Rn , que por sua vez é integrante da equação ASCE-PM, a magnitude dos valores de Rnl tendem a refletir no Rn , que por sua vez afetam as estimativas de ET_{oPM} .

No Capítulo II os dados de radiação solar incidente (Rs) medidos (“Posto meteorológico da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”) e estimados com o modelo de Hargreaves e Samani (Rs_{HS}) apresentaram boa associação linear com a Rn medida na estação. Diante disto, como metodologia alternativa para estimar o Rn , foram calibrados e validados os parâmetros (a_0 e a_1) do modelo linear entre “ Rs_{HS} vs Rn ”, com a Equação 15:

$$Rn_{HS} = a_0 + a_1 \cdot Rs_{HS} \quad (15)$$

Sendo: Rn_{HS} – saldo de radiação obtido em função da radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani ($MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$); a_0 e a_1 – coeficientes linear e angular, obtidos na calibração e associação entre “ Rs_{HS} vs Rn ” (a_0 em $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$; e, a_1 é adimensional); Rs_{HS} – radiação solar incidente estimada com o modelo de Hargreaves e Samani ($MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$).

Os resultados da calibração indicaram $a_0 = -6,0572$ e $a_1 = 0,7628$. Os valores dos parâmetros resultaram em bons ajustes no processo de validação, com coeficiente de correlação $r = 0,85$. Logo, havendo disponibilidade dos parâmetros a_0 e a_1 para cada tipo climático, acredita-se que seria possível obter os valores do Rn de maneira simples e precisa, sendo esta uma proposta de simplificação coerente e promissora do método ASCE-PM.

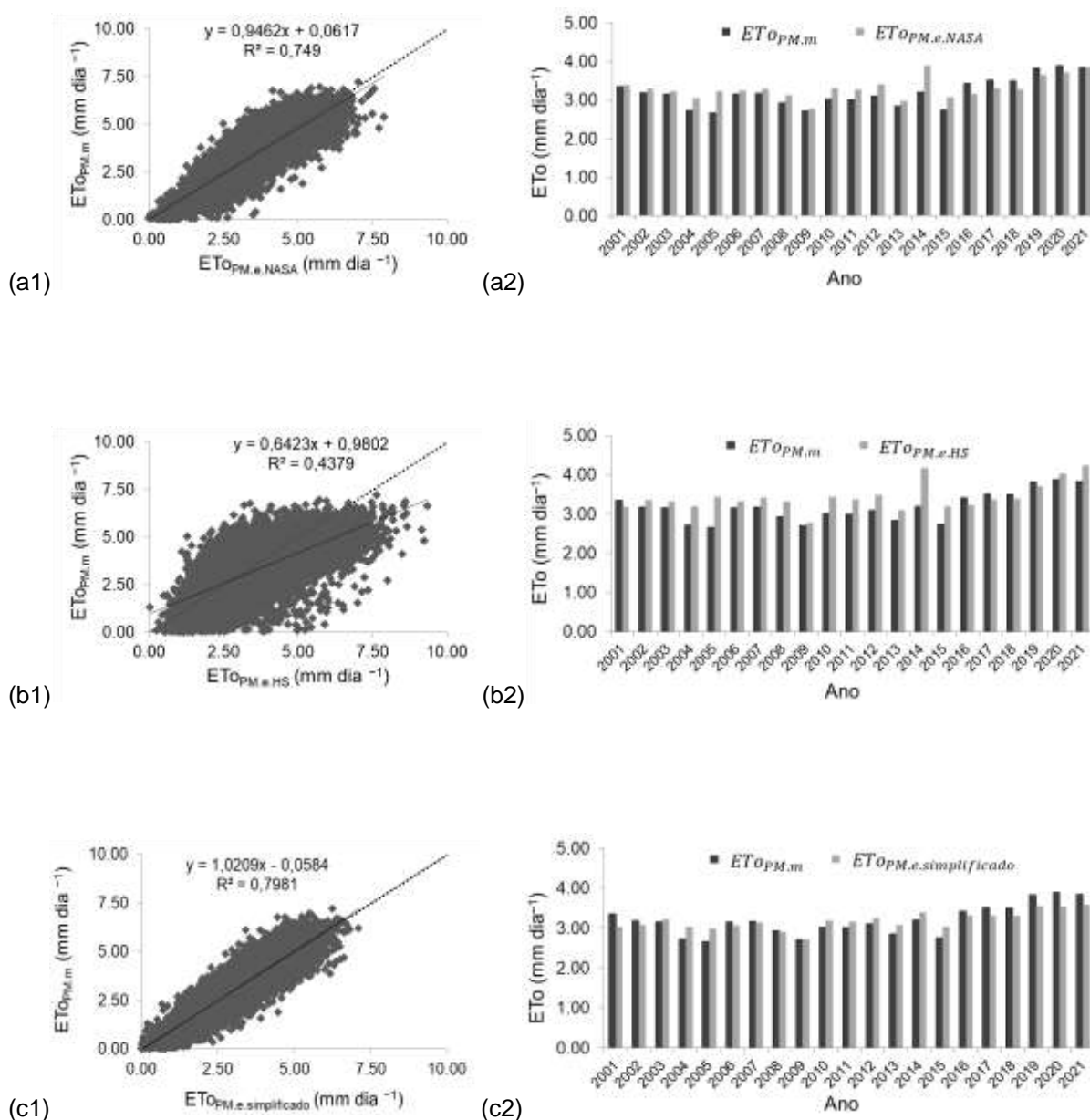
4.5.4 Cenários e testes com o método ASCE-PM, utilizando dados medidos e estimados

Os resultados do presente estudo indicaram que os valores estimados de $ET_{OPM.e.NASA}$ (Cenário 1) superestimaram a $ET_{OPM.m}$ em aproximadamente 4%. O principal motivo para a superestimativa dos valores de $ET_{OPM.e.NASA}$ está relacionado ao uso da $UR_{méd}$ no cálculo da pressão atual de vapor (ea ; Equação 4). A utilização da $UR_{méd}$ da NASA POWER resultou em valores de ea inferiores (aproximadamente 4,34%) aos obtidos com medidas de $UR_{mín}$ e $UR_{máx}$ do posto meteorológico. O resultado proporcionou maior $ET_{OPM.e.NASA}$ no período avaliado, devido ao maior déficit de pressão de vapor ($DPV = es - ea$). Porém, em condições de ausência de dados de $UR_{máx}$ e $UR_{mín}$, o uso da $UR_{méd}$ mostrou-se justificável e promissor. Qiu et al. (2021), avaliando quatro métodos de estimativa da ea diária em cinco zonas climáticas (hiperárido, árido, semiárido, seco, subúmido e úmido), com dados de 886 estações (distribuídas entre a China, Estados Unidos, Japão, Islândia e Espanha), verificaram que a ea estimada em função da $UR_{méd}$ (Equação 4) apresentou menores $RMSE$ em todas as zonas avaliadas, quando comparado com os métodos que estimam a ea com a temperatura do ponto de orvalho. A associação “ $ET_{OPM.m}$ vs $ET_{OPM.e.NASA}$ ” também resultou bons indicadores estatísticos ($MAE = 0,57 \text{ mm dia}^{-1}$, $RMSE = 0,73 \text{ mm dia}^{-1}$, $NSE = 0,69$, $d = 0,93$ e $r = 0,87$) para o tipo climático Cwa (FIGURA 4.2 e TABELA 4.4), podendo-se afirmar que os coeficientes a_0 e a_1 utilizados para calcular a Rn_{NASA} (Equação 6) não comprometeram as estimativas da $ET_{OPM.e.NASA}$, conforme proposto no Cenário 1.

Os valores estimados de $ET_{OPM.e.HS}$ (Cenário 2) superestimaram a $ET_{OPM.m}$ em aproximadamente 8,19%. A associação “ $ET_{OPM.e.HS}$ vs $ET_{OPM.m}$ ” proporcionou indicadores estatísticos inferiores ($MAE = 0,93 \text{ mm dia}^{-1}$, $RMSE = 1,21 \text{ mm dia}^{-1}$, $NSE = 0,31$, $d = 0,80$ e $r = 0,66$; FIGURA 4.2 e TABELA 4.4) aos verificados com o Cenário 1. A dispersão dos dados em relação à reta de 45° também foi maior, indicando pior desempenho em relação aos demais cenários analisados (Cenários 1 e 3). No Cenário 2, além do uso da $UR_{méd}$ da NASA POWER indiretamente no cálculo do DPV , a Rn_{HS} foi determinada em função da $R_{S_{HS}}$ estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982), tendo os coeficientes a_0 e a_1 ajustados no Capítulo II. A metodologia adotada no Cenário 2 é simples, mas o uso de vários métodos alternativos em conjunto (dados climáticos estimados de satélite da NASA POWER;

ea obtida conforme Paredes e Pereira (2019); $R_{s_{HS}}$ estimada conforme Hargreaves e Samani (1982); e, $R_{n_{HS}}$ calculada com a Equação 7 de regressão linear, baseando-se na associação “ $R_{s_{HS}}$ vs $R_{n_{medido}}$ ”) afetaram os resultados e a precisão do cálculo da $ET_{o_{PM.e.HS}}$.

FIGURA 4.2 – REGRESSÃO (1) ENTRE VALORES DIÁRIOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA ($ET_{o_{PM}}$; mm dia^{-1}) E MÉDIA ANUAL (2), PARA O TIPO CLIMÁTICO C_{wa} DE PIRACICABA, ESTADO DE SÃO PAULO, NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 E 31 DE DEZEMBRO DE 2021, SENDO: a) “ $ET_{o_{PM.e.NASA}}$ (Cenário 1) vs $ET_{o_{PM.m}}$ ”; b) “ $ET_{o_{PM.e.HS}}$ (Cenário 2) vs $ET_{o_{PM.m}}$ ”; e, c) “ $ET_{o_{PM.e.simplificado}}$ (Cenário 3) vs $ET_{o_{PM.m}}$ ”.



FONTE: A autora (2023).

TABELA 4.4 – ERRO ABSOLUTO MÉDIO (*MAE*), RAIZ QUADRADA DO ERRO MÉDIO (*RMSE*), COEFICIENTE DE NASH E SUTCLIFFE (*NSE*), ÍNDICE DE CONCORDÂNCIA (*d*) E COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO (*r*), OBTIDOS NAS ASSOCIAÇÕES ENTRE “*ET_{OPM.m}* vs *ET_{OPM.e}*”, ESTIMADA CONFORME OS CENÁRIOS 1, 2 E 3.

Indicadores estatísticos	Cenário 1	Cenário 2	Cenário 3
	“ <i>ET_{OPM.e.NASA}</i> vs <i>ET_{OPM.m}</i> ”	“ <i>ET_{OPM.e.HS}</i> vs <i>ET_{OPM.m}</i> ”	“ <i>ET_{OPM.e.simplificado}</i> vs <i>ET_{OPM.m}</i> ”
<i>MAE</i>	0,57	0,93	0,51
<i>RMSE</i>	0,73	1,21	0,64
<i>NSE</i>	0,69	0,31	0,74
<i>d</i>	0,93	0,80	0,94
<i>r</i>	0,87	0,66	0,89

FONTE: A autora (2023).

Os valores estimados de *ET_{OPM.e.simplificado}* (Cenário 3), com os dados climáticos do Posto de Piracicaba-SP, foram os que mais se aproximaram da *ET_{OPM.m}* (superestimativa de 0,34%, em média). O cálculo considerando a média das variáveis menos sensíveis ($T_{méd} = 22,61^{\circ}\text{C}$ e $u_2 = 1,27 \text{ m s}^{-1}$) como entrada no modelo ASCE-PM (Equação 1), bem como a Rn_{HS} determinada indiretamente com a Rs_{HS} estimada com a equação de Hargreaves e Samani (1982), proporcionaram os melhores indicadores estatísticos ($MAE = 0,51 \text{ mm dia}^{-1}$, $RMSE = 0,64 \text{ mm dia}^{-1}$, $NSE = 0,74$, $d = 0,94$ e $r = 0,89$; FIGURA 4.2 e TABELA 4.4) dentre os três cenários analisados, no período entre 01 de Janeiro de 2001 e 31 de Dezembro de 2021. Os resultados obtidos com o Cenário 3 foram promissores e indicaram que a *ET_{OPM.e.simplificado}* pode ser utilizada com êxito na região de Piracicaba-SP.

4.5.4.1 Estudo de caso com o método ASCE-PM utilizando os Cenários 1 e 3

Os resultados do “Estudo de Caso” com o método ASCE-PM, tentando estender os Cenários 1 e 3 para as localidades de Bambuí-MG e Divinópolis-MG, indicaram resultados interessantes (TABELA 4.5 e FIGURA 4.4). O Cenário 3 (“*ET_{OPM.e.simplificado}* vs *ET_{OPM.m}*”; utilizando médias de $T_{méd} = 22,13^{\circ}\text{C}$ e $u_2 = 1,32 \text{ m s}^{-1}$ para Bambuí, e $T_{méd} = 22,38^{\circ}\text{C}$ e $u_2 = 2,05 \text{ m s}^{-1}$ para Divinópolis; e, Rn_{HS} calculada com Equação 7) estimou satisfatoriamente a *ET_o*, apresentando $r = 0,86$ para Bambuí e $r = 0,87$ para Divinópolis. No entanto, o Cenário 1 (“*ET_{OPM.e.NASA}* vs *ET_{OPM.m}*”; utilizando dados da NASA POWER e Rn_{NASA} estimada com a Equação 6) não apresentou indicadores estatísticos satisfatórios,

principalmente na localidade de Divinópolis (TABELA 4.5). Apesar das boas estimativas da $ET_{o_{PM}}$ com os dados de reanálise provenientes da Plataforma NASA POWER (conforme Capítulo III), as estatísticas do “Estudo de Caso” para o Cenário 1 indicaram que os coeficientes da reta de regressão linear ($a_0 = -2,9953$ e $a_1 = 0,6030$), ajustados para Piracicaba-SP (Equação 6), com a intenção de representar o tipo climático *Cwa*, não apresentaram precisão para serem estendidos para Bambuí-MG e Divinópolis-MG. O interessante é que a Equação 7 não prejudicou o Cenário 3, indicando novamente que cenários utilizando muitos dados estimados podem levar à piores desempenhos da estimativa da $ET_{o_{PM}}$. No Cenário 3 a Rn_{HS} (Equação 7) tem como entrada valores de $T_{mín}$ e $T_{máx}$ medidos, enquanto no Cenário 1 o Rn_{NASA} (Equação 6) tem como valor de entrada a RS_{NASA} , estimada no satélite da NASA POWER. Este fato confirma que os dados da NASA POWER são promissores, mas apresentam limitações quando utilizados com muitos métodos simplificados em conjunto.

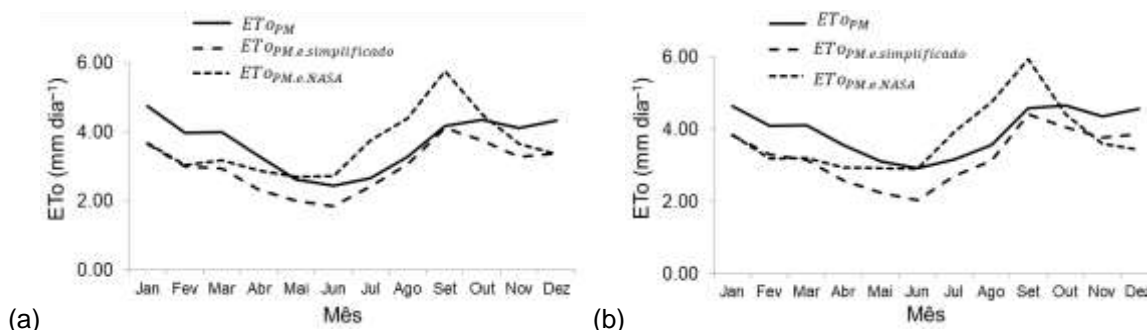
TABELA 4.5 – ERRO ABSOLUTO MÉDIO (*MAE*), RAIZ QUADRADA DO ERRO MÉDIO (*RMSE*), COEFICIENTE DE NASH E SUTCLIFFE (*NSE*), ÍNDICE DE CONCORDÂNCIA (*d*), COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO (*r*) E DETERMINAÇÃO (R^2), OBTIDOS NAS ASSOCIAÇÕES ENTRE “ $ET_{o_{PM,e}}$ vs $ET_{o_{PM,m}}$ ”, SENDO A $ET_{o_{PM,e}}$ ESTIMADA CONFORME OS CENÁRIOS 1 E 3, PARA AS LOCALIDADES DE BAMBUÍ-MG E DIVINÓPOLIS-MG, NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2017 E 31 DE DEZEMBRO DE 2020.

Indicadores estatísticos	----- Bambuí-MG -----		----- Divinópolis-MG -----	
	Cenário 1	Cenário 3	Cenário 1	Cenário 3
<i>MAE</i>	0,90	0,76	0,98	0,69
<i>RMSE</i>	1,10	0,93	1,28	0,93
<i>NSE</i>	0,40	0,28	0,22	0,41
<i>d</i>	0,80	0,85	0,74	0,86
<i>r</i>	0,66	0,86	0,56	0,87
R^2	0,44	0,74	0,32	0,76

FONTE: A autora (2023).

A $ET_{o_{PM,e,NASA}}$ (Cenário 1) superestimou os valores da $ET_{o_{PM,m}}$ nos meses de maio a outubro em Bambuí-MG (parte do outono à início da primavera) e de julho a setembro em Divinópolis-MG (inverno). Logo, foram períodos em que o uso dos coeficientes a_0 e a_1 (Equação 6) resultaram em superestimativa dos valores de $ET_{o_{PM,e,NASA}}$. A $ET_{o_{PM,e,simplificado}}$ (Cenário 3), em média, subestimou a ET_o durante todos os meses analisados, em ambas as localidades (FIGURA 4.3), sendo 18,69% em Bambuí e 18,25% em Divinópolis.

FIGURA 4.3 – MÉDIA MENSAL DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET_{oPM} ; mm dia^{-1}) PARA O TIPO CLIMÁTICO Cwa , EM DUAS LOCALIDADES DO ESTADO DE MINAS GERAIS, NO PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2017 E 31 DE DEZEMBRO DE 2020, SENDO: a) BAMBUÍ; e, b) DIVINÓPOLIS.



FONTE: A autora (2023).

Granata e Di Nunno (2021) comentam que as condições climáticas do local não podem ser desconsideradas na escolha de modelos de previsão, pois geralmente influenciam significativamente em seu desempenho. As superestimativas dos valores de $ET_{oPM.e.NASA}$ para Bambuí-MG e Divinópolis-MG, em que foram utilizados os coeficientes a_0 e a_1 ajustados para Piracicaba-SP (Equação 7), confirmaram a necessidade da calibração e validação dos referidos coeficientes para cada localidade a ser estudada. Desta forma, as associações em Bambuí-MG e Divinópolis-MG foram comprometidas, principalmente pela indisponibilidade de dados de Rn medidos nas duas localidades. Contudo, o Rn medido é difícil de ser obtido, bem como a Rnl é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser monitorada (Teodoro et al., 2018). A equação de Hargreaves e Samani (1982) ajustada (Equação 8) para obtenção do Rn_{HS} se mostrou promissora no Cenário 3, para o tipo climático Cwa . Mas ao mesmo tempo, ainda permanece a dificuldade para obter dados de Rn medidos (para ajustar os coeficientes a_0 e a_1 , como no Capítulo II, com as associações “ $R_{S_{HS}}$ vs Rn_{medido} ”) para os demais tipos climáticos globais.

Por outro lado, é importante observar também, que houve necessidade de algumas modificações na metodologia para possibilitar a realização do “Estudo de Caso”. Nos Cenários 1 e 3, analisados em Piracicaba-SP, a $ET_{oPM.m}$ foi obtida com dados medidos na estação de superfície, com destaque para a existência do Rn medido. No “Estudo de Caso”, as estações de superfície de Bambuí-MG e Divinópolis-MG disponibilizam dados medidos de T_{min} , T_{max} , UR_{min} , UR_{max} , u_2 e Rs ,

mas não faz leitura do Rn , e sua estimativa precisou ser realizada conforme a metodologia de Allen et al. (1998). Assim, a $ET_{o_{PM.m}}$ do “Estudo de Caso” utilizou valores de Rn_A estimados conforme Allen et al. (1998), enquanto nos Cenários 1 e 3 os parâmetros a_0 e a_1 utilizados nas Equações 6 e 7 resultaram de associações que consideraram valores de Rs estimados (Rs_{NASA} e Rs_{HS}) e Rn medido na estação de superfície de Piracicaba-SP.

A análise de sensibilidade do presente estudo foi realizada para identificar até que ponto a variação das variáveis climáticas de entrada afetavam o resultado da $ET_{o_{PM}}$ calculada com a Equação 1. Os resultados evidenciaram que variáveis $T_{méd}$, u_2 , Rn e DPV responderam de maneira distinta à estimativa da $ET_{o_{PM}}$ nos diferentes climas. Pelo menos para o clima *Cwa*, testado no presente Capítulo, as variáveis menos sensíveis indicaram que a precisão da Equação 1 não foi afetada quando permaneceram iguais à média do período, conforme ficou evidenciado nas análises envolvendo o Cenário 3 ($T_{méd}$ e u_2 foram mantidas iguais a média do período analisado para a localidade, na Equação 1). Logo, a utilização de médias das variáveis climáticas menos sensíveis na Equação 1 é uma boa alternativa. A principal dificuldade consistiu na indisponibilidade de valores de Rn_{medido} para os demais climas, impossibilitando a realização de testes que pudessem evidenciar o que foi verificado para o clima *Cwa*. Essa é uma questão que não foi possível resolver no presente trabalho, mas poderá ser melhor avaliada quando houver maior disponibilidade de dados confiáveis e medidos do Rn em estações de superfície.

4.6 CONCLUSÕES

- Dentre os climas globais, o método ASCE-PM apresentou limitações para estimar a $ET_{o_{PM}}$ nos climas continentais (tipo D) e polares (tipo E), ocorrendo alguns valores negativos e elevada variabilidade no período avaliado;
- As variáveis $T_{méd}$, u_2 , Rn e DPV responderam de maneira distinta à estimativa da $ET_{o_{PM}}$ com o método ASCE-PM para os climas globais. Contudo, Rn e DPV foram as variáveis mais atuantes na estimativa da $ET_{o_{PM}}$. As menores sensibilidades ocorreram para a $T_{méd}$ e u_2 ;
- A exclusão de variáveis menos sensíveis do método ASCE-PM não é justificável, pelos problemas que resultam devido à concepção do método, bem como pela

facilidade de se obter atualmente dados climáticos diários ou médios do período, com precisão aceitável, em plataformas de dados de reanálise como a NASA POWER;

- Dados climáticos obtidos conforme o Cenário 1 (dados da NASA POWER; e Rn_{NASA} estimada com a Equação 6) e o Cenário 3 (dados estação de superfície; médias de $T_{méd}$ e u_2 ; e, Rn_{HS} calculada com Equação 7) para Piracicaba-SP (clima *Cwa*), podem ser utilizados como entrada no método ASCE-PM para estimar a $ET_{OPM.e.NASA}$ e $ET_{OPM.e.simplificado}$, respectivamente, tendo como saída resultados equivalentes à $ET_{OPM.m}$ calculada com dados medidos na Estação de superfície ($T_{mín}$, $T_{máx}$, $UR_{mín}$, $UR_{máx}$, u_2 e Rn) do mesmo local;
- O “Estudo de Caso” em Bambuí-MG e Divinópolis-MG, indicou que o Cenário 3 (dados estação de superfície; médias de $T_{méd}$ e u_2 ; e, Rn_{HS} calculada com Equação 7) pode ser estendido para outras localidades possuindo clima *Cwa*, mesmo utilizando os parâmetros da Equação 7, ajustados para Piracicaba-SP, para permitir a estimativa da Rn_{HS} em função da Rs calculada com Hargreaves e Samani.

4.7 REFERÊNCIAS

- AGADA, I. O.; UDOCHUKWU, B. C.; SOMBO, T. Predicting the occurrence of surplus and deficit net radiation in Ibadan, Nigeria. **Science World Journal**, v. 14, n. 2, p.1-11, 2019.
- ALLEN, R. G. A Penman for all seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 4, p. 348-69, 1986. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112:4(348)
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. **Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. FAO, Rome, 300 p. 1998.
- ALTHOFF, D.; SANTOS, R. A.; BAZAME, H. C.; CUNHA, F. F.; FILGUEIRAS, R. Improvement of Hargreaves–Samani Reference Evapotranspiration Estimates with Local Calibration. **Water**, v. 11, n. 2272, p. 1-16, 2019. DOI: 10.3390/w11112272
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen’s climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22 n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507
- AN, N.; HEMMATI, S.; CUI, Y. Assessment of the methods for determining net radiation on different time-scales of meteorological variables. **Journal of Rock**

Mechanics and Geotechnical Engineering, v. 9, n. 2, p. 239-246, 2017. DOI: 10.1016/j.jrmge.2016.10.004

ARNFIELD, A. J. **Köppen climate classification**. Encyclopædia Britannica, 2020. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/Koppen-climate-classification>. Acesso em: 11 Mai 2021.

ASCE. Task Committee on Definition of Criteria for Evaluation of Watershed Models of the Watershed Management. Committee Irrigation and Drainage Division. Criteria for evaluation of watershed models. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 119, p. 429-442, 1993. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1993)119:3(429)

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. In: ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R. L.; HOWELL, T. A.; ITENFISU, D.; JENSEN, M. E.; SNYDER, R. L. (Editors). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 2005. 69p. DOI: 10.1061/9780784408056

BAKHTIARI, B; BAGHIZADEH, A. **Daily Penman-Monteith sensitivity analysis in many subclasses climates based on extended-De Martonne classification**. Conference Paper. International conference of agricultural engineering, CIGR-AgEng. 2012. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/247774021_Daily_Penman-Monteith_sensitivity_analysis_in_many_subclasses_climates_based_on_extended-De_Martonne_classification. Acesso em: 14 de Jul 2022.

BARATTO, R. L.; SOUZA, J. L. M.; XAVIER, A. C.; JERSZURKI, D. **Coefficiente de proporcionalidade Krs da equação de Hargreaves e Samani para o Brasil**. Convibra Congress conference, 2017. Disponível em: http://www.moretti.agrarias.ufpr.br/publicacoes/re.i_2017_convibra_6.pdf. Acesso em: 18 Nov 2022.

BLONQUIST JUNIOR, J. M.; ALLEN, R. G.; BUGBEE, B. An evaluation of the net radiation sub-model in the ASCE standardized reference evapotranspiration equation: Implications for evapotranspiration prediction. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 7, p. 1026-1038, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.02.008

BUDYKO, M. I. **Climate and life**. New York: Academic Press, 1974.

CAMARGO, A. P. de. **Balanço hídrico no Estado de São Paulo**. 3. ed. Campinas: Instituto Agrônômico, 1971. 24 p. Boletim técnico, 116.

CARMONA, F.; RIVAS, R.; KRUSE, E. Estimating daily net radiation in the FAO Penman-Monteith method. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, p. 89-95, 2017. DOI 10.1007/s00704-016-1761-6

DALTON, J. **Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases: On the Force of Steam or Vapour from Water or Other Liquids in Different Temperatures, Both in a Torricelli Vacuum and in Air; on Evaporation; and on Expansion of Gases by Heat**. Memoirs of the Literary and Philosophical Society of Manchester. First Edition, 1802.

DEBNATH, S.; ADAMALA, S.; RAGHUWANSHI, N. S. Sensitivity analysis of FAO-56 Penman-Monteith method for different agro-ecological regions of India. **Environmental Processes**, v. 2, p. 689-704, 2015. DOI: 10.1007/s40710-015-0107-1

DJAMAN, K.; IRMAK, S.; KABENGE, I.; FUTAKUCHI, K. Evaluation of FAO-56 Penman-Monteith model with limited data and the Valiantzas models for estimating grass-reference evapotranspiration in the Sahelian conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 142, n. 11, 04016044, 2016. DOI: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001070

DJAMAN, K.; O'NEILL, M.; DIOP, L.; BODIAN, A.; ALLEN, S.; KOUDAHE, K.; LOMBARD, K. Evaluation of the Penman-Monteith and other 34 reference evapotranspiration equations under limited data in a semiarid dry climate. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 137, p. 729-743, 2019. DOI: 10.1007/s00704-018-2624-0

EMEKA, N.; IKENNA, O.; OKECHUKWU, M.; CHINENYE, A.; EMMANUEL, E. Sensitivity of FAO Penman-Monteith reference evapotranspiration (ET_o) to climatic variables under different climate types in Nigeria. **Journal of Water and Climate Change**, v. 12, n. 3, p. 858-878, 2021. DOI: 10.2166/wcc.2020.200

ESTÉVEZ, J.; GAVILÁN, P.; BERENGENA, J. Sensitivity analysis of a Penman-Monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in southern Spain. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3342-3353, 2009. DOI: 10.1002/hyp.7439

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 449-453, 2009. DOI: 10.1590/S1415-43662009000400012

FLUMIGNAN, D. L.; REZENDE, M. K. A.; COMUNELLO, E.; FIETZ, C. R. Empirical methods for estimating reference surface net radiation from solar radiation. **Engenharia Agrícola**, v. 38, n. 1, p. 32-37, 2018. DOI: 10.1590/1809-4430-Eng.Agric.v38n1p32-37/2018

GAO, Z.; HE, J.; DONG, K.; BIAN, X.; LI, X. Sensitivity study of reference crop evapotranspiration during growing season in the West Liao River basin, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 124, n. 3-4, p. 865-881, 2016. DOI:10.1007/s00704-015-1453-7

GONG, L.; XU, C.H.; CHEN, D.; HOLLAND, S.; CHEN, Y.D. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. **Journal of Hydrology**, v. 329, n. 3-4, p. 620-629, 2006. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.027

GRANATA, F.; DI NUNNO, F. Forecasting evapotranspiration in different climates using ensembles of recurrent neural networks. **Agricultural Water Management**, v. 255, 107040, p. 1-19, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2021.107040

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 108, n. 3, p. 225-230, 1982. DOI: 10.1061/JRCEA4.0001390

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Journal of Applied Engineering in Agriculture**, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985. DOI: 10.13031/2013.26773

HUO, Z.; DAI, X.; FENG, S.; KANG, S.; HUANG, G. Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. **Journal of Hydrology**, v. 492, n. 7, p. 24-34, 2013. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.04.011

HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 243, v. 3-4, p. 192-204, 2001. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00413-3

INGLE, P. M.; JAGTAP, D. N.; BHANGE, H. N.; THORAT, T. N. Solar radiation estimation using sunshine hours for hot and humid climate of Konkan region. **International Journal of Chemical Studies**, v. 8, n. 6, p. 873-877, 2020. DOI: 10.22271/chemi.2020.v8.i6m.10877

IRMAK, S.; PAYERO, J. O.; MARTIN, D. L.; IRMAK, A.; HOWELL, T. A. Sensitivity analysis and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE Penman-Monteith equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 132, n. 6, p. 564-578, 2006. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2006)132:6(564)

JENSEN, M. E.; ALLEN, R. G. **Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements**. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, N° 70, Second Edition. 2016. Reston, Virginia 744p.

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. DE; SILVA, L. C. R. Expanding the geography of evapotranspiration: An improved method to quantify land-to-air water fluxes in tropical and subtropical regions. **Plos One**, v. 6, p. 1-19, 2017. DOI: 10.1371/journal.pone.0180055

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. DE; SILVA, L. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1-2, p. 943-956, 2019. DOI: 10.1007/s00382-019-04619-1

KOUDAHE, K.; DJAMAN, K.; ADEWUMI, J. K. Evaluation of the Penman-Monteith reference evapotranspiration under limited data and its sensitivity to key climatic variables under humid and semiarid conditions. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 4, n. 3, p. 1239-1257, 2018. DOI: 10568/102035

LI, M.; CHU, R.; SHEN, S.; ISLAM, A. R. M. T. Quantifying Climatic Impact on Reference Evapotranspiration Trends in the Huai River Basin of Eastern China. **Water**, v. 10, n. 2, p. 1-24. 2018. DOI: 10.3390/w10020144

LINACRE, E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, v. 18, n. 6, p. 409-424, 1977. DOI: 10.1016/0002-1571(77)90007-3

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **POWER DATA ACCESS VIEWER. Prediction Of Worldwide Energy Resource.** Disponível em: <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>. Acesso em: 22 Mar 2022.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part I. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970. DOI: 10.1016/0022-1694(70)90255-6

NDIAYE, P. M.; BODIAN, A.; DIOP, L.; DEME, A.; DEZETTER, A.; DJAMAN, K.; OGILVIE, A. Trend and sensitivity analysis of reference evapotranspiration in the Senegal river basin using NASA meteorological data. **Water**, v. 12, n. 7, p. 1-19, 2020. DOI: 10.3390/w12071957

NDIAYE, P. M.; BODIAN, A.; DIOP, L.; DJAMAN, K.; OGILVIE, A. Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Reference Evapotranspiration to Climatic Variables: Case of Burkina Faso. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 9, n. 12, p. 1364-1376, 2017. DOI: 10.4236/jwarp.2017.912087

NOLZ, R.; RODNÝ, M. Evaluation and validation of the ASCE standardized reference evapotranspiration equations for a subhumid site in northeastern Austria. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 67, n. 3, p. 289-296, 2019. DOI: 10.2478/johh-2019-0004

NOURI, M.; HOMAEE, M.; BANNAYAN, M. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some arid environments under climate change. **Water Resources Management**, v. 31, p. 2207-2224, 2017. DOI: 10.1007/s11269-017-1638-1

PANDEY, A.; PANDEY, R. P. Analysing trends in reference evapotranspiration and weather variables in the Tons River Basin in Central India. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 27, n. 6, p. 1407-1421, 2013. DOI: 10.1007/s00477-012-0677-7

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Computing FAO56 reference grass evapotranspiration PM-ET_o from temperature with focus on solar radiation. **Agricultural Water Management**, v. 215, p. 86-102, 2019. DOI: 10.1016/j.agwat.2018.12.014

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S.; ALMOROX, J.; DARAOUICH, H. Reference grass evapotranspiration with reduced data sets: Parameterization of the FAO Penman-Monteith temperature approach and the Hargeaves-Samani equation using local climatic variables. **Agricultural Water Management**, v. 240, 106210, p. 1-23, 2020. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106210

PEREIRA, L. S. Water, agriculture and food: challenges and issues. **Water Resources Management**, v. 31, p. 2985-2999, 2017. DOI: 10.1007/s11269-017-1664-z

PODDAR, A.; GUPTA, P.; KUMAR, N.; SHANKAR, V.; OJHA, C. S. P. Evaluation of reference evapotranspiration methods and sensitivity analysis of climatic parameters for sub-humid sub-tropical locations in western Himalayas (India). **ISH Journal of**

Hydraulic Engineering, v. 27, n. 3, p. 336-346, 2018. DOI: 10.1080/09715010.2018.1551731

PONCE, V. M. **Engineering Hydrology: Principles and Practices**. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey. 920p. 1989.

PONCE, V. M. **The Penman-Monteith Method**. 2014. Disponível em: http://ponce.sdsu.edu/penman_monteith_method.html. Acesso em: 10 Nov. 2022

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972. DOI: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2

QIU, R.; LI, L.; KANG, S.; LIU, C.; WANG, Z.; CAJUCOM, E. P.; ZHANG, B.; AGATHOKLEOUS, E. An improved method to estimate actual vapor pressure without relative humidity data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 298-299, 108306, p. 1-14, 2021. DOI: 10.1016/j.agrformet.2020.108306

SANTOS, A. A.; SOUZA, J. L. M.; ROSA, S. L. K. Evapotranspiration with the Moretti-Jerszurki-Silva model for the Brazilian sub-tropical climate. **Hydrological Sciences Journal**, v. 66, n. 16, p. 1-13, 2021. DOI: 10.1080/02626667.2021.1988610

SOUZA, J. L. M. Fundamentos de matemática e estatística para formulação de modelos e análise de dados: aplicado às ciências agrárias. Curitiba, Plataforma Moretti/DSEA/SCA/UFPR, 2018.

TABARI, H.; TALAEI, P.H. Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates. **Global and Planetary Change**, v. 115, p. 16-23, 2014. DOI: 10.1016/J.GLOPLACHA.2014.01.006

TEODORO, P. E.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; GOIS, G.; SOHN, F. T. Incoming Longwave Radiation Evaluation for the Legal Amazon Using HadRM3 and Geostatistic Theoretical Models. **Floresta e Ambiente**, v. 25, n. 2, e20160094, 2018. DOI: 10.1590/2179-8087.009416

TETENS, O. Über einige meteorologische Begriffe. **Zeitschrift für Geophysik**, v. 6, p. 297-309, 1930.

THORNTON, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948. DOI: 10.2307/210739

VARGA-HASZONITS, Z.; SZALKA, É.; SZAKÁL, T. Determination of Reference Evapotranspiration Using Penman-Monteith Method in Case of Missing Wind Speed Data under Subhumid Climatic Condition in Hungary. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 12, n. 2, p. 235-245, 2022. DOI: 10.4236/acs.2022.122014

VÁSQUEZ, C.; CÉLLERI, R.; CÓRDOVA, M.; CARRILLO-ROJAS, G.; CARRILLO-ROJAS, G. Improving reference evapotranspiration (ET_o) calculation under limited data conditions in the high Tropical Andes. **Agricultural Water Management**, v. 262, 107439, 2022. DOI: 10.1016/j.agwat.2021.107439

VENANCIO, L. P.; DA CUNHA, F. F.; MANTOVANI, E. C.; SEDIYAMA, G. C.; EUGENIO, F. C.; ALEMAN, C. C. Penman-Monteith with missing data and Hargreaves-Samani for ETo estimation in Espírito Santo state, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, n. 3, p. 153-159, 2019. DOI: 10.1590/1807-1929/agriambi.v23n3p153-159

WILCOX, J. C.; SLY, W. K. Use of negative values of potential evapotranspiration in estimation of annual irrigation requirements. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 56, n. 4, p. 507-509, 1976. DOI: 10.4141/cjss76-061

ZAMBRANO-BIGIARINI, M. Goodness-of-fit Measures to Compare Observed and Simulated Values with hydroGOF. 2020.

ZHANG, X.; KANG, S.; ZHANG, L.; LIU, J. Spatial variation of climatology monthly crop reference evapotranspiration and sensitivity coefficients in Shiyang river basin of northwest China. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 10, p. 1506-1516, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.05.004

5 CONCLUSÕES GERAIS

As radiações $R_{s_{HS}}$, $R_{n_{SA}}$ e $R_{n_{AAE}}$ estimadas apresentaram a mesma variação dos valores medidos na estação meteorológica de superfície. R_{nl_A} e $R_{nl_{AAE}}$ subestimaram os valores de R_{nl} medidos e, conseqüentemente, superestimaram R_{n_A} e $R_{n_{AAE}}$, indicando que os modelos testados não foram eficientes para estimar a radiação de onda longa e o saldo de radiação, variáveis de grande influência no cálculo da ET_o . Os coeficientes a_0 e a_1 calibrados, obtidos da associação “ $R_{n_{HS}}$ vs R_n ” foram precisos na estimativa do $R_{n_{HS}}$ no município de Piracicaba, Estado de São Paulo, refletindo positivamente no cálculo $ET_{o_{Rn.HS}}$. As metodologias de Allen et al. (1994) e Allen et al. (1998) / ASCE-EWRI (2005), consideradas padrão, não resultaram em estimativas precisas de ET_o em Piracicaba, indicando que novas metodologias ainda precisam ser desenvolvidas para calcular o R_n , principalmente ao se tratar da radiação de onda longa (R_{nl}).

Dados de reanálise da u_2 obtidos na plataforma NASA POWER não apresentam precisão adequada, quando comparados às demais variáveis analisadas ($T_{máx}$, $T_{mín}$, $T_{méd}$, $UR_{méd}$ e R_s). Os melhores resultados foram observados para climas de altitude e latitude elevada (C_{wa} e C_{wb}). As demais variáveis analisadas ($T_{máx}$, $T_{mín}$, $T_{méd}$, $UR_{méd}$ e R_s) apresentaram consistência em relação aos dados medidos em estações de superfície, principalmente as temperaturas ($T_{máx}$, $T_{méd}$ e $T_{mín}$) nos climas continentais, polares e semiáridos. A R_s , variável de grande importância em estudos climatológicos, também foi estimada com precisão. A eficiência do banco de dados da NASA POWER foi confirmada pelos indicadores estatísticos no cálculo da ET_o com o método ASCE-PM, inclusive para a localidade que apresentou a maior discrepância entre dados “medidos vs estimados”.

A maior variabilidade da $ET_{o_{PM}}$ ocorreu nos climas D_{fd} , EF , D_{wd} , D_{fc} , D_{wc} , ET , D_{sc} e D_{wb} , indicando baixa precisão do método ASCE-PM em condições polares e continentais. A análise de sensibilidade indicou que R_n e DPV são as variáveis mais atuantes na magnitude dos valores de $ET_{o_{PM}}$. A u_2 apresentou baixa sensibilidade em todos os climas analisados. Testes realizados baseando-se na elevada sensibilidade do R_n e na dificuldade para a sua obtenção com métodos diretos indicaram que os parâmetros a_0 e a_1 , calibrados na associação entre “ $R_{s_{HS}}$ vs R_n ”, proporcionaram $ET_{o_{PM.e.simplificado}}$ equivalente às obtidas com dados medidos ($ET_{o_{PM.m}}$), tendo superestimativa de apenas 0,34%, em média.

6 REFERÊNCIAS GERAIS

- ABOELKHAIR, H.; MOSTAFA, M.; EL AFANDI, G. Assessment of agroclimatology NASA POWER reanalysis datasets for temperature types and relative humidity at 2 m against ground observations over Egypt. **Advances in Space Research**, v. 64, n. 1, 129-142, 2019. DOI: 10.1016/j.asr.2019.03.032
- AGADA, I. O.; UDOCHUKWU, B. C.; SOMBO, T. Predicting the occurrence of surplus and deficit net radiation in Ibadan, Nigeria. **Science World Journal**, v. 14, n. 2, p.1-11, 2019.
- ALLEN, R. G. A Penman for all seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 4, p. 348-69, 1986. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112:4(348)
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. **Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements**. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. FAO, Rome, 300 p. 1998.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 98, p. 899-920, 2011. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.12.015
- ALLEN, R. G.; SMITH, M.; PEREIRA, L. S.; PERRIER, A. An update for the definition of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v. 43, n. 2, p. 35-92, 1994.
- ALTHOFF, D.; SANTOS, R. A.; BAZAME, H. C.; CUNHA, F. F.; FILGUEIRAS, R. Improvement of Hargreaves–Samani Reference Evapotranspiration Estimates with Local Calibration. **Water**, v. 11, n. 2272, p. 1-16, 2019. DOI: 10.3390/w11112272
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppens's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507
- AMATYA, D. M., MUWAMBA, A., PANDA, S., CALLAHAN, T., HARDER, S., PELLETT, C. A. Assessment of spatial and temporal variation of potential evapotranspiration estimated by four methods for South Carolina. **Journal of South Carolina Water Resources**, v. 5, n. 1, p. 3-24, 2018. DOI: 10.34068/JSCWR.05.01
- AMATYA, D. M.; HARRISON, C. A. Grass and forest potential evapotranspiration comparison using five methods in the Atlantic Coastal Plain. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 21, n. 5, p. 1-13, 2016. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001341
- AN, N.; HEMMATI, S.; CUI, Y. Assessment of the methods for determining net radiation on different time-scales of meteorological variables. **Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering**, v. 9, n. 2, p. 239-246, 2017. DOI: 10.1016/j.jrmge.2016.10.004

ANDRADE JÚNIOR, A. S.; NOLETO, D. H.; SILVA, M. E.; BRAGA, D. L.; BASTOS, E. A. Angström-Prescott equation coefficients to Parnaíba, Piauí State, Brazil. **Comunicata Scientiae**, v. 3, n. 1, p. 50-54. DOI: 10.14295/cs.v3i1.103

ANTONOPOULOS, V. Z.; ANTONOPOULOS, A. V. Daily reference evapotranspiration estimates by artificial neural networks technique and empirical equations using limited input climate variables. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 132, p. 86-96, 2017. DOI: 10.1016/j.compag.2016.11.011

ARNFIELD, A. J. **Köppen climate classification**. Encyclopædia Britannica. 2020. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/Koppen-climate-classification>. Acesso em: 18 Jan 2021.

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. In: ALLEN, R. G.; WALTER, I. A.; ELLIOTT, R. L.; HOWELL, T. A.; ITENFISU, D.; JENSEN, M. E.; SNYDER, R. L. (Editors). Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 2005. 69p. DOI: 10.1061/9780784408056

BAKHTIARI, B; BAGHIZADEH, A. **Daily Penman-Monteith sensitivity analysis in many subclasses climates based on extended-De Martonne classification**. Conference Paper. International conference of agricultural engineering, CIGR-AgEng. 2012. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/247774021_Daily_Penman-Monteith_sensitivity_analysis_in_many_subclasses_climates_based_on_extended-De_Martonne_classification. Acesso em: 14 de Jul 2022.

BARATTO, R. L.; SOUZA, J. L. M.; XAVIER, A. C.; JERSZURKI, D. **Coefficiente de proporcionalidade Krs da equação de Hargreaves e Samani para o Brasil**. Convibra Congress conference, 2017. Disponível em: http://www.moretti.agrarias.ufpr.br/publicacoes/re.i_2017_convibra_6.pdf. Acesso em: 27 de Jun 2022.

BELLIDO-JIMÉNEZ, J. A.; ESTÉVEZ, J.; GARCÍA-MARÍN, A. P. New machine learning approaches to improve reference evapotranspiration estimates using intra-daily temperature-based variables in a semi-arid region of Spain. **Agricultural Water Management**, v. 245, 106558, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106558

BEN HAMOUD, G.; VENTURA, F. Evaluation of some evapotranspiration estimation models under CO₂ increasing concentrations: A review. **Italian Journal of Agrometeorology**, v. 3, p. 85-98, 2020. DOI: 10.13128/ijam-831

BENAVIDES, J. G.; LOPEZ, D. Formula para el cálculo de la evapotranspiración potencial adaptada al trópico (15° N - 15° S). **Agronomia Tropical**, v. 20, n. 5, p. 335-345, 1970.

BENDER, F. D.; SENTELHAS, P. C. Solar Radiation Models and Gridded Databases to Fill Gaps in Weather Series and to Project Climate Change in Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2018, Article ID 6204382, 2018. DOI: 10.1155/2018/6204382

BLANEY, H.; CRIDDLE, W. **Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data**. Soil Conservation Service. Washington: US Department of Agriculture, 1950. 48p. Soil Conservation Service Technical Paper 96.

BLANKENAU, P. A.; KILIC, A.; ALLEN, R. An evaluation of gridded weather data sets for the purpose of estimating reference evapotranspiration in the United States. **Agricultural Water Management**, v. 242, 106376, 2020. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106376

BLONQUIST JUNIOR, J. M.; ALLEN, R. G.; BUGBEE, B. An evaluation of the net radiation sub-model in the ASCE standardized reference evapotranspiration equation: Implications for evapotranspiration prediction. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 7, p. 1026-1038, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.02.008

BOSCO, L. C.; BERGAMASCHI, H.; CARDOSO, L. S.; de PAULA, V. A.; MARODIN, G. A. B.; BRAUNER, P. C. Microclimate alterations caused by agricultural hail net coverage and effects on apple tree yield in subtropical climate of Southern Brazil. **Bragantia**, 77(AHEAD), p. 1-12, 2017. DOI: 10.1590/1678-4499.2016459

BRÖNNIMANN, S. **Climatic Changes Since 1700**. *In: Advances in Global Change Research*, v. 55, p. 167-321. Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2015. DOI: 10.1007/978-3-319-19042-6_4.

BRUNT, D. **Physical and Dynamical Meteorology**. Cambridge University Press, New York, 30. 1952. 645 p.

BRYŚ, K.; BRYŚ, T.; OJRZYŃSKA, H.; SAYEGH, M. A.; GŁOGOWSKI, A. Variability and role of long-wave radiation fluxes in the formation of net radiation and thermal features of grassy and bare soil active surfaces in Wrocław. **Science of the Total Environment**, v. 747, n. 141192, p. 1-12, 2020. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.141192

BUDYKO, M. I. **Climate and life**. New York: Academic Press, 1974.

CALIF, .R; SOUBDHAN, T. On the use of the coefficient of variation to measure spatial and temporal correlation of global solar radiation. **Renewable Energy**, v. 88, p. 192-199, 2016. DOI: 10.1016/j.renene.2015.10.049

CAMARGO, A. P. de. **Balanço hídrico no Estado de São Paulo**. 3. ed. Campinas: Instituto Agrônômico, 1971. 24 p. Boletim técnico, 116.

CARMONA, F.; RIVAS, R.; KRUSE, E. Estimating daily net radiation in the FAO Penman-Monteith method. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, p. 89-95, 2017. DOI 10.1007/s00704-016-1761-6

CARVALHO, D. F.; ROCHA, H. S.; BONOMO, R.; SOUZA, A. P. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir de dados meteorológicos limitados. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 50, n. 1, p. 1-11, 2015. DOI: 10.1590/S0100-204X2015000100001

COLSTON, J. M.; AHMED, T.; MAHOPO, C. KANG, G.; KOSEK, M.; SOUSA JUNIOR, F.; SHRESTHA, P. S.; SVENSEN, E.; TURAB, A.; ZAITCHIK, B. Evaluating meteorological data from weather stations, and from satellites and global models for a multi-site epidemiological study. **Environmental Research**, v. 165, p. 91-109, 2018. DOI: 10.1016/j.envres.2018.02.027

CONCEIÇÃO, M. A. F. Evapotranspiração de referência com base na radiação solar global estimada pelo método de Bristow-Campbell. **Engenharia Agrícola**, v. 30, n. 4, p. 619-626, 2010. DOI: 10.1590/S0100-69162010000400006

CÓRDOVA, M.; CARRILLO-ROJAS, G.; CRESPO, P.; WILCOX, B.; CÉLLERI, R. Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) Method for Calculating Reference Evapotranspiration Using Limited Data. **Mountain Research and Development**, v. 35, n. 3, p. 230-239, 2015. DOI: 10.1659/MRD-JOURNAL-D-14-0024.1

DALTON, J. **Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases: On the Force of Steam or Vapour from Water or Other Liquids in Different Temperatures, Both in a Torricelli Vacuum and in Air; on Evaporation; and on Expansion of Gases by Heat.** Memoirs of the Literary and Philosophical Society of Manchester. First Edition, 1802.

DEBNATH, S.; ADAMALA, S.; RAGHUWANSHI, N. S. Sensitivity analysis of FAO-56 Penman-Monteith method for different agro-ecological regions of India. **Environmental Processes**, v. 2, p. 689-704, 2015. DOI: 10.1007/s40710-015-0107-1

DJAMAN, K.; IRMAK, S.; KABENGE, I.; FUTAKUCHI, K. Evaluation of FAO-56 Penman-Monteith model with limited data and the Valiantzas models for estimating grass-reference evapotranspiration in the Sahelian conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 142, n. 11, 04016044, 2016. DOI: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001070

DJAMAN, K.; O'NEILL, M.; DIOP, L; BODIAN, A.; ALLEN, S.; KOUDAHE, K; LOMBARD, K. Evaluation of the Penman-Monteith and other 34 reference evapotranspiration equations under limited data in a semiarid dry climate. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 137, p. 729-743, 2019. DOI: 10.1007/s00704-018-2624-0

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Crop water requirements.** Irrigation and Drainage Paper N° 24, (rev.) FAO: Rome, Italy. 1977. 145 p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Artigo: A chegada do inverno.** Disponível em: https://www.embrapa.br/en/busca-de-noticias/-/noticia/71594296/artigo-a-chegada-do-inverno?p_auth=eMkopBa1. Acesso em: 19 de Jul. 2022

EMEKA, N.; IKENNA, O.; OKECHUKWU, M.; CHINENYE, A.; EMMANUEL, E. Sensitivity of FAO Penman-Monteith reference evapotranspiration (ET_o) to climatic variables under different climate types in Nigeria. **Journal of Water and Climate Change**, v. 12, n. 3, p. 858-878, 2021. DOI: 10.2166/wcc.2020.200

ESTÉVEZ, J.; GAVILÁN, P.; BERENGENA, J. Sensitivity analysis of a Penman–Monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in southern Spain. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3342-3353, 2009. DOI: 10.1002/hyp.7439

FENNER, W.; DALLACORT, R.; FARIA JUNIOR, A. A.; FREITAS, P. L. S.; QUEIROZ, T. M.; V, A. Development, calibration and validation of weighing lysimeters for measurement of evapotranspiration of crops. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23 n. 4, p. 1-6, Campina Grande, 2019. DOI: 10.1590/1807-1929/agriambi.v23n4p297-302

FERREIRA, L. B.; CUNHA, F. F.; ZANETTI, S.S. Selecting models for the estimation of reference evapotranspiration for irrigation scheduling purposes. **PLoS One**, v. 16, n. 1, e0245270, 2021. DOI: 10.1371/journal.pone.0245270

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 449-453, 2009. DOI: 10.1590/S1415-43662009000400012

FLUMIGNAN, D. L.; REZENDE, M. K. A.; COMUNELLO, E.; FIETZ, C. R. Empirical methods for estimating reference surface net radiation from solar radiation. **Engenharia Agrícola**, v. 38, n. 1, p. 32-37, 2018. DOI: 10.1590/1809-4430-Eng.Agric.v38n1p32-37/2018

GAO, Z.; HE, J.; DONG, K.; BIAN, X.; LI, X. Sensitivity study of reference crop evapotranspiration during growing season in the West Liao River basin, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 124, n. 3-4, p. 865-881, 2016. DOI:10.1007/s00704-015-1453-7

GELARO, R.; MCCARTY, W.; SUÁREZ, M. J.; TODLING, R.; MOLOD, A.; TAKACS, L.; RANGLES, C. A.; DARMENOV, A.; BOSILOVICH, M. G.; REICHEL, R.; WARGAN, K.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; AKELLA, S.; BUCHARD, V.; CONATY, A.; SILVA, A. M.; GU, W.; KIM, G. K.; KOSTER, R.; LUCCHESI, R.; MERKOVA, D.; NIELSEN, J. E.; PARTYKA, G.; PAWSON, S.; PUTMAN, W.; RIENECKER, M.; SCHUBERT, S. D.; SIENKIEWICZ, M.; ZHAO, B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, p. 5419-5454, 2017. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1

GELCER, E. M., FRAISSE, C. W., SENTELHAS, P. C. Evaluation of methodologies to estimate reference evapotranspiration in Florida. **Proceedings of the Florida State Horticultural Society**, v. 123, p. 189-195, 2010.

GMAO. Global Modeling and Assimilation Office. MERRA-2 tavgM_2d_flux_Nx: 2d,Monthly mean,Time-Averaged,Single-Level,Assimilation,Surface Flux Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. Acesso em: 04 Abr, 2022. DOI: 10.5067/0JRLVL8YV2Y4

GONG, L.; XU, C.H.; CHEN, D.; HOLLAND, S.; CHEN, Y.D. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. **Journal of Hydrology**, v. 329, n. 3-4, p. 620-629, 2006. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.03.027

GRANATA, F.; DI NUNNO, F. Forecasting evapotranspiration in different climates using ensembles of recurrent neural networks. **Agricultural Water Management**, v. 255, 107040, p. 1-19, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2021.107040

GU, Z.; QI, Z.; BURGHATE, R.; YUAN, S.; JIAO, X.; XU, J. Irrigation Scheduling Approaches and Applications: A Review. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 146, n. 6, p. 1-15, 2020. DOI: 10.1061/(asce)ir.1943-4774.0001464

GURSKI, B. C.; SOUZA, J. L. M.; XAVIER, A. C.; ROSA, S. L. K. Probable precipitation and reference evapotranspiration in the state of Paraná, Southeast Brazil. **Irriga, Edição Especial – Sul**, v. 1, n. 2, p. 367-380, 2021. DOI: 10.15809/irriga.2021v1n2p367-380

HAMON, W. R. Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. **International Association of Hydrological Sciences**, v. 63, p. 52-62, 1963.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 108, n. 3, p. 225-230, 1982. DOI: 10.1061/JRCEA4.0001390

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Journal of Applied Engineering in Agriculture**, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985. DOI: 10.13031/2013.26773

HUO, Z.; DAI, X.; FENG, S.; KANG, S.; HUANG, G. Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. **Journal of Hydrology**, v. 492, n. 7, p. 24-34, 2013. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.04.011

HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 243, v. 3-4, p. 192-204, 2001. DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00413-3

IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8- to 14- μm and 10.5- to 12.5- μm thermal radiation from cloudless skies. **Water Resources Research**, v. 17, n. 2, p. 295-304, 1981. DOI: 10.1029/WR017i002p00295

INGLE, P. M.; JAGTAP, D. N.; BHANGE, H. N.; THORAT, T. N. Solar radiation estimation using sunshine hours for hot and humid climate of Konkan region. **International Journal of Chemical Studies**, v. 8, n. 6, p. 873-877, 2020. DOI: 10.22271/chemi.2020.v8.i6m.10877

IRMAK, S.; IRMAK, A.; ALLEN, R. G.; JONES, J. W. Solar and Net Radiation-Based Equations to Estimate Reference Evapotranspiration in Humid Climates. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 129, n. 5, p. 336-347, 2003. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:5(336)

IRMAK, S.; PAYERO, J. O.; MARTIN, D. L.; IRMAK, A.; HOWELL, T. A. Sensitivity analysis and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE Penman–Monteith equation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 132, n. 6, p. 564-578, 2006. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2006)132:6(564)

JENSEN, M. E., BURMAN, R. D., ALLEN, R. G. Evapotranspiration and irrigation water requirements. **ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices**, n. 70, ASCE, New York. 1990. 332p.

JENSEN, M. E.; ALLEN, R. G. **Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements**. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, N° 70, Second Edition. 2016. Reston, Virginia 744p.

JENSEN, M. E.; HAISE, H. R. **Estimating evapotranspiration from solar radiation**. Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, New York, v. 89, n. 4, p.15-41, 1963. Disponível em: <https://eprints.nwisrl.ars.usda.gov/id/eprint/1248/1/23.pdf>. Acesso em: 14 Jan 2020.

JENSEN, M. E.; WRIGHT, J. L.; PRATT, B. J. Estimating soil moisture depletion from climate, crop and soil data. **Transactions of the ASAE. American Society of Agricultural Engineers**, v. 14, p. 954-959, 1971. Disponível em: <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201302259487>. Acesso em: 20 Mar 2023.

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M. DE; SILVA, L. C. R. Sensitivity of ASCE-Penman-Monteith reference evapotranspiration under different climate types in Brazil. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1-2, p. 943-956, 2019. DOI: 10.1007/s00382-019-04619-1

JERSZURKI, D.; SOUZA, J. L. M.; SILVA, L. C. R. Expanding the geography of evapotranspiration: An improved method to quantify land-to-air water fluxes in tropical and subtropical regions. **PLoS One**, v. 12, p. 1-19, 2017. DOI: 10.1371/journal.pone.0180055

JIA, L.; ZHENG, C. G.; HU, G. C.; MENENTI, M. 4.03 – Evapotranspiration. *In: Comprehensive Remote Sensing*, v. 4, p. 25-50, 2018. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10353-7

JIANG, B.; LIANG, S. **Land Surface Net Radiation**. *In: Comprehensive Remote Sensing*, v. 5, p. 304-331, 2018. Oxford, UK. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10376-8

KAMBEZIDIS, H. D. **Solar Thermal Systems: Components and Applications**. *In: Comprehensive Renewable Energy*, v. 3, p. 27-84, 2012. DOI: 10.1016/B978-0-08-087872-0.00302-4

KHARRUFA, N. S. Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. **Beiträge zur Hydrologie**, v. 5, n. 1, p.39-47, 1985.

KLASSEN, S.; BUGBEE, B. **Shortwave Radiation**. *In: Micrometeorology in Agricultural Systems*. N° 47. 2005. American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Soil Science Society of America, 677 S. Segoe Rd., Madison, WI 53711, USA.

KOUDAHE, K.; DJAMAN, K.; ADEWUMI, J. K. Evaluation of the Penman-Monteith reference evapotranspiration under limited data and its sensitivity to key climatic variables under humid and semiarid conditions. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 4, n. 3, p. 1239-1257, 2018. DOI: 10568/102035

KRISHNA, A. Evapotranspiration and agriculture - A review. **Agricultural Reviews**, v. 40, p. 1-11, 2019.

LI, M.; CHU, R.; SHEN, S.; ISLAM, A. R. M. T. Quantifying Climatic Impact on Reference Evapotranspiration Trends in the Huai River Basin of Eastern China. **Water**, v. 10, n. 2, p. 1-24. 2018. DOI: 10.3390/w10020144

LINACRE, E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, v. 18, n. 6, p. 409-424, 1977. DOI: 10.1016/0002-1571(77)90007-3

LINACRE, E. T. Estimating the net radiation flux. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 5, p. 49-63, 1968. DOI: 10.1016/0002-1571(68)90022-8

LIOU, Y.; KAR, S. K. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms - A Review. **Energies**, v. 7, p. 2821-2849, 2014. DOI: 10.3390/en7052821

MAJOZI, N. P.; MANNAERTS, C. M.; RAMOELO, B.; MATHIEU, R.; VERHOEF, W. Uncertainty and Sensitivity Analysis of a Remote-Sensing-Based Penman–Monteith Model to Meteorological and Land Surface Input Variables. **Remote sensing**, v. 13, n. 5, p. 1-18. 2021. DOI: 10.3390/rs13050882

MAKKINK, G. F. Ekzamento de la formulo de Penman. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, Wageningen, v. 5, p. 290-305, 1957.

MARSHALL, S. J. **The Water Cycle**. *In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. University of Calgary, Calgary, AB, Canada. 2014. 5 p. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.09091-6

MARZOUK, O. A. Assessment of global warming in Al Buraimi, sultanate of Oman based on statistical analysis of NASA POWER data over 39 years, and testing the reliability of NASA POWER against meteorological measurements. **Heliyon**, v. 7, n. 3, e06625, 2021. DOI: 10.1016/j.heliyon.2021.e06625

MONTEIRO, L. A.; SENTELHAS, P. C.; PEDRA, G. U. Assessment of NASA/POWER satellite-based weather system for Brazilian conditions and its impact on sugarcane yield simulation. **International Journal of Climatology**, v. 38, p. 1571-1581, 2018. DOI: doi.org/10.1002/joc.5282

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. **Chapter 5 – Radiation Environment**. *In: Principles of Environmental Physics: Plants, Animals, and the Atmosphere*. New

York: Edward Arnold, Fourth Edition. 1990. 401p. Disponível em: <https://denning.atmos.colostate.edu/readings/Monteith.and.Unsworth.4thEd.pdf>. Acesso em: 25 mai. 2022.

MUHAMMAD, M. K. I. NASHWAN, M. S.; SHAHID, S.; BIN ISMAIL, T.; SONG, Y. H.; CHUNG, E. Evaluation of Empirical Reference Evapotranspiration Models Using Compromise Programming: A Case Study of Peninsular Malaysia. **Sustainability**, v. 11, n. 4267, p. 1-19, 2019. DOI: 10.3390/su11164267

NASA. National Aeronautics and Space Administration. **POWER DATA ACCESS VIEWER. Prediction Of Worldwide Energy Resource**. Disponível em: <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>. Acesso em: 31 Mai 2022.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part I. A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970. Doi: 10.1016/0022-1694(70)90255-6

NDIAYE, P. M.; BODIAN, A.; DIOP, L.; DEME, A.; DEZETTER, A.; DJAMAN, K.; OGILVIE, A. Trend and sensitivity analysis of reference evapotranspiration in the Senegal river basin using NASA meteorological data. **Water**, v. 12, n. 7, p. 1-19, 2020. DOI: 10.3390/w12071957

NDIAYE, P. M.; BODIAN, A.; DIOP, L.; DJAMAN, K.; OGILVIE, A. Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Reference Evapotranspiration to Climatic Variables: Case of Burkina Faso. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 9, n. 12, p. 1364-1376, 2017. DOI: 10.4236/jwarp.2017.912087

NEGM, A.; JABRO, J.; PROVENZANO, G. Assessing the suitability of American National Aeronautics and Space Administration (NASA) agro-climatology archive to predict daily meteorological variables and reference evapotranspiration in Sicily, Italy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 244-245, p. 111-121, 2017. DOI: 10.1016/j.agrformet.2017.05.022

NEO – Nasa Earth Observatory. **Net Radiation**. [2022?]. Disponível em: https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/CERES_NETFLUX_M. Acesso em: 24 mai. 2022.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **CLIMATE DATA ONLINE**. Disponível em: <https://www.ncei.noaa.gov/cdo-web/>. Acesso em: 30 Mar 2022.

NOLZ, R.; RODNÝ, M. Evaluation and validation of the ASCE standardized reference evapotranspiration equations for a subhumid site in northeastern Austria. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 67, n. 3, p. 289-296, 2019. DOI: 10.2478/johh-2019-0004

NOURI, M.; HOMAEE, M.; BANNAYAN, M. Quantitative trend, sensitivity and contribution analyses of reference evapotranspiration in some arid environments under climate change. **Water Resources Management**, v. 31, p. 2207-2224, 2017. DOI: 10.1007/s11269-017-1638-1

NOVÁK, V. **Evapotranspiration**. In: Gliński, J., Horabik, J., Lipiec, J. (eds) Encyclopedia of Agrophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. 2011. DOI: 10.1007/978-90-481-3585-1_55

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. London: Methuen & Co. Ltd., Second Edition. 1987. 435p.

OLIVEIRA, L. A.; CASAROLI, D.; ALVES JÚNIOR, J.; EVANGELISTA, A. W. P. Evapotranspiration: A scientometric analysis. **Científica**, Jaboticabal, v. 47, n. 1, p.8-14, 2019. DOI: 10.15361/1984-5529.2019v47n1p8-14

OLIVEIRA, S. R. **Ajuste do método Moretti-Jerszurki-Silva para estimar a evapotranspiração de referência diária e horária dos tipos climáticos brasileiros**. 2018. 537 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2018.

ORTEGA-FARIAS, S.; ANTONIOLETTI, R.; OLIOSO, A. Net radiation model evaluation at anhourly time step for mediterranean conditions. **Agronomie, EDP Sciences**, v. 20, n. 2, 2000. p.157-164. DOI: 10.1051/agro:2000116

PAN, S. PAN, N.; TIAN, H.; FRIEDLINGSTEIN, P.; SITCH, S.; SHI, H.; ARORA, V. K.; HAVERD, V.; JAIN, A. K.; KATO, E.; LIENERT, S.; LOMBARDOZZI, D.; NABEL, J. E. M. S.; OTTLÉ, C.; POULTER, B.; ZAEHLE, S.; RUNNING, S. W. Evaluation of global terrestrial evapotranspiration using state-of-the-art approaches in remote sensing, machine learning and land surface modeling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 24, p. 1485-1509, 2020. DOI: 10.5194/hess-24-1485-2020

PANDEY, A.; PANDEY, R. P. Analysing trends in reference evapotranspiration and weather variables in the Tons River Basin in Central India. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 27, n. 6, p. 1407-1421, 2013. DOI: 10.1007/s00477-012-0677-7

PAPADAKIS, J. **Crop ecologic survey in relation to agricultural development of Western Pakistan**. Draft Report, FAO: Rome, Italy, 1965.

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Computing FAO56 reference grass evapotranspiration PM-ET_o from temperature with focus on solar radiation. **Agricultural Water Management**, v. 215, p. 86-102, 2019. DOI: 10.1016/j.agwat.2018.12.014

PAREDES, P.; PEREIRA, L. S.; ALMOROX, J.; DARAOUICH, H. Reference grass evapotranspiration with reduced data sets: Parameterization of the FAO Penman-Monteith temperature approach and the Hargeaves-Samani equation using local climatic variables. **Agricultural Water Management**, v. 240, 106210, p. 1-23, 2020. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106210

PAREDES, P.; TRIGO, I.; BRUIN, H.; SIMÕES, N.; PEREIRA, L. S. Daily grass reference evapotranspiration with Meteosat Second Generation shortwave radiation and reference ET products. **Agricultural Water Management**, v. 248, n. 2:106543, p. 1-20, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106543

PENMAN, H. L. Evaporation an Introductory Survey. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 1, p. 9-29, 1956. DOI: 10.18174/njas.v4i1.17768

PENMAN, H. L. **Natural evaporation from open water, bare soil and grass**. *In*: Proceedings of the Royal Society A, London, v. 193, n. 1032, p. 120-146, 1948. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037

PEREIRA, A. B.; SENTELHA, P. C.; VILLA NOVA, N. A. Estimativa de balanço de energia radiante em função de elementos climáticos. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 6, n. 2, p. 201- 206, 1998.

PEREIRA, L. S. Water, agriculture and food: challenges and issues. **Water Resources Management**, v. 31, p. 2985-2999, 2017. DOI: 10.1007/s11269-017-1664-z

PEREIRA, L. S., PERRIER, A., ALLEN, R. G., ALVES, I. Evapotranspiration: review of concepts and future trends. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 125, n. 2, p. 45-51. 1999. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1999)125:2(45)

PEREIRA, L. S.; ALLEN, R. G.; SMITH, M.; RAES, D. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. **Agricultural Water Management**. V. 147, p. 4-20, 2015. DOI: 10.1016/j.agwat.2014.07.031

PODDAR, A.; GUPTA, P.; KUMAR, N.; SHANKAR, V.; OJHA, C. S. P. Evaluation of reference evapotranspiration methods and sensitivity analysis of climatic parameters for sub-humid sub-tropical locations in western Himalayas (India). **ISH Journal of Hydraulic Engineering**, v. 27, n. 3, p. 336-346, 2018. DOI: 10.1080/09715010.2018.1551731

PONCE, V. M. **Engineering Hydrology: Principles and Practices**. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey. 920p. 1989.

PONCE, V. M. **The Penman-Monteith Method**. 2014. Disponível em: http://ponce.sdsu.edu/penman_monteith_method.html. Acesso em: 10 Nov. 2022

POYEN, F. B.; GHOSH, A. K.; KUNDU, P. Review on Different Evapotranspiration Empirical Equations. **International Journal of Advanced Engineering, Management and Science (IJAEMS)**, v. 2, n. 3, p. 17-24, 2016.

PRESCOTT, J. A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. **Transactions of the Royal Society Hydrology, Science Australian**, v. 64, p. 114-118, 1940.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972. DOI: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2

QIU, R.; LI, L.; KANG, S.; LIU, C.; WANG, Z.; CAJUCOM, E. P.; ZHANG, B.; AGATHOKLEOUS, E. An improved method to estimate actual vapor pressure without relative humidity data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 298-299, 108306, p. 1-14, 2021. DOI: 10.1016/j.agrformet.2020.108306

QUANSAH, A. D.; DOGBEY, F.; ASILEVI, P. J.; BOAKYE, P.; DARKWAH, L.; ODURO-KWARTENG, S.; SOKAMA-NEUYAM, Y.; MENSAH, P. Assessment of solar radiation resource from the NASA-POWER reanalysis products for tropical climates in Ghana towards clean energy application. **Research Square**, p. 1-20, 2022. DOI: 10.21203/rs.3.rs-1435442/v1

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**, v. 138, n. 7, p. 592-599, 2012. DOI: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000453

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **SOLO, PLANTA E ATMOSFERA. Conceitos, processos e aplicações**. Second Edition, Barueri, São Paulo: Manole, 2012. 500p.

REN, X.; ZHANG, Q.; YUE, P.; YAN, X.; YANG, Y. Energy Distribution Characteristics and Environmental Impact Factors in Different Regions of the Summer Monsoon Transition Zone. **Frontiers in Environmental Science**, v. 10, 847725, p. 1-14. 2022. DOI: 10.3389/fenvs.2022.847725

RODRIGUES, G. C.; BRAGA, R. P. Estimation of Daily Reference Evapotranspiration from NASA POWER Reanalysis Products in a Hot Summer Mediterranean Climate. **Agronomy**, v. 11, n. 2077, p. 1-14, 2021. DOI: 10.3390/agronomy11102077

RODRIGUES, G. C.; BRAGA, R. P. Evaluation of NASA POWER Reanalysis Products to Estimate Daily Weather Variables in a Hot Summer Mediterranean Climate. **Agronomy**, v. 11, n. 1207, p. 1-17, 2021. DOI: 10.3390/agronomy11061207

ROHINA, A.; KARAMI, M.; BAHRANIFARD, A.; DEHGHAN, M. Comparison of various sensitivity approaches to estimate evapotranspiration, to climatic variables in Fasa-synoptic station_Iran. **International journal of Advanced Biological and Biomedical Research**, v. 1, n. 4, p. 459-466, 2013.

ROMANENKO, V. Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. Proceedings, **Ukrainian Hydrometeorological Research Institute**, n. 3, p. 12-25. 1961.

ROOD, R. B.; HOU, A. Y.; PAWSON, S.; SCHUBERT, S. D. Reanalysis Efforts in the United States: NASA and National Reanalysis Program. 2001. 7p. Disponível em: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2001/12003-dao-status-and-plans-reanalysis.pdf>. Acesso em: 14 Dez 2022.

ROSA, S. L. K.; SOUZA, J. L. M. de; TSUKAHARA, R. Y. Performance of the AquaCrop model for the wheat crop in the subtropical zone in Southern Brazil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 54, e01238, p. 1-12, 2019. DOI: 10.1590/S1678-3921.pab2020.v55.01238

ROSAS, J.; YAMASOE, M. A.; SENA, E. T.; ROSÁRIO, N. E. Cloud climatology from visual observations at São Paulo, Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 40, p. 207-219, 2019. DOI: 10.1002/joc.6203

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate – The biological environment**. New York: John Wiley&Sons, 1983. 495p.

SALCICCIOLI, J. D.; CRUTAIN, Y.; KOMOROWSKI, M.; MARSHALL, D. C. **Chapter 17 – Sensitivity Analysis and Model Validation**. *In: Secondary Analysis of Electronic Health Records*. 2016. p. 263-271. DOI: 10.1007/978-3-319-43742-2_17

SAMANI, Z.; BAWAZIR, A. S.; BLEIWEISS, M.; SKAGGS, R.; TRAN, V. T. Estimating daily net radiation over vegetation canopy through remote sensing and climatic data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 291-297, 2007. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(291)

SANTOS, A. A.; SOUZA, J. L. M.; ROSA, S. L. K. Evapotranspiration with the Moretti-Jerszurki-Silva model for the Brazilian sub-tropical climate. **Hydrological Sciences Journal**, v. 66, n. 16, p. 1-13, 2021. DOI: 10.1080/02626667.2021.1988610

SANTOS, A. A.; SOUZA, J. L. M.; ROSA, S. L. K. Hourly and Daily Reference Evapotranspiration with ASCE-PM Model for Paraná State, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 36, n. 2, 197-209, 2021. DOI: 10.1590/0102-77863610009

SARDAR, T.; XU, A.; RAZIQ, A. Downward shortwave radiation estimation and spatial assessment on sites over complex terrain applying integrative approach of MTCLIM-XL, interpolation, RS and GIS. **Environment Systems and Decisions**, v. 37, p. 198-213, 2017. DOI: 10.1007/s10669-017-9637-6

SAXTON, K. E. Sensitivity analysis of the combination evapotranspiration equation. **Agricultural Meteorology**, v. 15, n. 3, p. 343-353, 1975. DOI: 10.1016/0002-1571(75)90031-X

SCHNEEWEISS, S. Sensitivity analysis and external adjustment for unmeasured confounders in epidemiologic database studies of therapeutics. **Pharmacoepidemiology & Drug Safety**, v. 15, n. 5, p. 291-303, 2006. DOI: 10.1002/pds.1200.

SENTELHAS, P. C., GILLESPIE, T. J. Estimating hourly net radiation for leaf wetness duration using the Penman-Monteith equation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, p. 205-215, 2008. DOI: 10.1007/s00704-006-0290-0

SENTELHAS, P. C.; GILLESPIE, T. J. SANTOS, E. A. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. **Agricultural Water Management**, v. 97, p. 635-644, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2009.12.001

SHEFFIELD, J.; GOPI, G.; ERIC, F.W. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3088-3111, 2006. DOI: 10.1175/JCLI3790.1

SILVA, B. K. N.; SILVA, V. P. R.; AZEVEDO, P. V.; FARIAS, C. H. A. Análise de sensibilidade dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência e razão de Bowen em cultura da cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Engenharia**

Agrícola e Ambiental, v. 15, n. 10, p. 1046-1053, 2011. DOI: 10.1590/S1415-43662011001000008

SILVA, G. H.; DIAS, S. H. B.; FERREIRA, L. B.; SANTOS, J. É. O.; CUNHA, F. F. Performance of different methods for reference evapotranspiration estimation in Jaíba, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 22, n. 2, p. 83-89, 2018. DOI: 10.1590/1807-1929/agriambi.v22n2p83-89

SOUBDHAN, T.; EMILION, R.; CALIF. R. Classification of daily solar radiation distributions using a mixture of Dirichlet distributions. **Solar Energy**, v. 83, n. 7, p. 1056-1063, 2009. DOI: 10.1016/j.solener.2009.01.010

SOUZA, J. L. M. Fundamentos de matemática e estatística para formulação de modelos e análise de dados: aplicado às ciências agrárias. Curitiba, Plataforma Moretti/DSEA/SCA/UFPR, 2018.

STACKHOUSE, P. W. NASA Official: **POWER Data Methodology**. Version 1.0. 2020. Disponível em: <https://power.larc.nasa.gov/docs/methodology/>. Acesso em: 18 Fev 2022.

STANHILL, G.; HOFSTEDE, G. J.; KALMA, I. D. Radiation balance of natural and agricultural vegetation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 92, p. 128-140, 1966. DOI: 10.1002/qj.49709239112

TABARI, H.; TALAEI, P.H. Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates. **Global and Planetary Change**, v. 115, p. 16-23, 2014. DOI: 10.1016/J.GLOPLACHA.2014.01.006

TEGEGNE, E. B.; MA, Y.; CHEN, X.; MA, W.; WANG, B.; DING, Z.; CHU, Z. Estimation of the distribution of the total net radiative flux from satellite and automatic weather station data in the Upper Blue Nile basin, Ethiopia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 143, p. 587-602, 2021. DOI: 10.1007/s00704-020-03397-9

TEODORO, P. E.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; GOIS, G.; SOHN, F. T. Incoming Longwave Radiation Evaluation for the Legal Amazon Using HadRM3 and Geostatistic Theoretical Models. **Floresta e Ambiente**, v. 25, n. 2, e20160094, 2018. DOI: 10.1590/2179-8087.009416

TETENS, O. Über einige meteorologische Begriffe. **Zeitschrift für Geophysik**, v. 6, p. 297-309, 1930.

THABANE, L.; MBUAGBAW, L.; ZHANG, S.; SAMAN, Z.; MARCUCCI, M.; YE, C.; THABANE, M.; GIANGREGORIO, L.; DENNIS, B.; KOSA, D.; DEBONO, V. B.; DILLENBURG, R.; FRUCI, V.; BAWOR, M.; LEE, J.; WELLS, G.; GOLDSMITH, C. H. A tutorial on sensitivity analyses in clinical trials: the what, why, when and how. **BMC Medical Research Methodology**, v. 13, n. 92, p. 1-12, 2013. DOI: 10.1186/1471-2288-13-92

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948. DOI: 10.2307/210739

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance**. Climatology, v. 8, n. 1, New Jersey: Drexel institute of technology, 1955. 104 p.

TRAJKOVIC, S. Hargreaves versus penman-monteith under humid conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 1, p. 38-42, 2007. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:1(38)

TURC, L. Water requirements assessment of irrigation, potential evapotranspiration: Simplified and updated climatic formula. **Annales Agronomiques**, v. 12, p. 13-49, 1961.

VAN WIJK, W. R.; SCHOLTE UBING, D. W. **Radiation**. In: Physics of plant environment. Amsterdam: North-Holland Publishing Company, Amsterdam, Netherlands, p. 62-11, 1963.

VARGA-HASZONITS, Z.; SZALKA, É; SZAKÁL, T. Determination of Reference Evapotranspiration Using Penman-Monteith Method in Case of Missing Wind Speed Data under Subhumid Climatic Condition in Hungary. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 12, n. 2, p. 235-245, 2022. DOI: 10.4236/acs.2022.122014

VÁSQUEZ, C.; CÉLLERI, R.; CÓRDOVA, M.; CARRILLO-ROJAS, G.; CARRILLO-ROJAS, G. Improving reference evapotranspiration (ET_o) calculation under limited data conditions in the high Tropical Andes. **Agricultural Water Management**, v. 262, 107439, 2022. DOI: 10.1016/j.agwat.2021.107439

VENANCIO, L. P.; DA CUNHA, F. F.; MANTOVANI, E. C.; SEDIYAMA, G. C.; EUGENIO, F. C.; ALEMAN, C. C. Penman-Monteith with missing data and Hargreaves-Samani for ET_o estimation in Espírito Santo state, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, n. 3, p. 153-159, 2019. DOI: 10.1590/1807-1929/agriambi.v23n3p153-159

VILLA NOVA, N. A.; MIRANDA, J. H.; PEREIRA, A. B.; SILVA, K. O. Estimation of the potential evapotranspiration by a simplified penman method. **Engenharia Agrícola**, v. 26, n. 3, p. 713-721, 2006. DOI: 10.1590/S0100-69162006000300007

VUILLE, M.; FRANCOU, B.; WAGNON, P.; JUEN, I.; KASER, G.; MARK, B. G.; BRADLEY, R. S. Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. **Earth-Science Reviews**, v. 89, p. 79-96, 2008. DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.04.002.

WALES-SMITH, B. G. Estimates of net radiation for evaporation calculations / Evaluations de différence du rayonnement pour les calculs d'évaporation. **Hydrological Sciences Journal**, v. 25, n. 3, p. 237-242, 1980. DOI: 10.1080/02626668009491931

WANG, K. Measurement Biases Explain Discrepancies between the Observed and Simulated Decadal Variability of Surface Incident Solar Radiation. **Scientific Reports**, v. 4, n. 6144, p. 1-7, 2014. DOI: 10.1038/srep06144

WANG, T.; MELTON, F. S.; PÔÇAS, I.; JOHNSON, L. F.; THAO, T.; POST, K.; CASSEL-SHARMA, F. Evaluation of crop coefficient and evapotranspiration data for sugar beets from landsat surface reflectances using micrometeorological measurements and weighing lysimetry. **Agricultural Water Management**, v. 244, 106533, 2021. DOI: 10.1016/j.agwat.2020.106533

WANG, T.; SHI, J.; YU, Y.; HUSI, L.; GAO, B.; ZHOU, W.; JI, D.; ZHAO, T.; XIONG, C.; CHEN, L. Cloudy-sky land surface longwave downward radiation (LWDR) estimation by integrating MODIS and AIRS/AMSU measurements. **Remote Sensing Environment**, v. 205, p. 100-111, 2018. DOI: 10.1016/j.rse.2017.11.011

WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. **Remote Sensing Environment**, v. 113, n. 4, p. 745-754, 2009. DOI: 10.1016/j.rse.2008.12.004

WHITE, J. W.; HOOGENBOOM, G.; STACKHOUSE, P. W.; HOELL, J. M. Evaluation of NASA satellite and assimilation model-derived long-term daily temperature data over the continental US. **Agricultural and forest Meteorology**, v. 148, n. 10, p. 1574-1584, 2008. DOI: 10.1016/j.agrformet.2008.05.017.

WILCOX, J. C.; SLY, W. K. Use of negative values of potential evapotranspiration in estimation of annual irrigation requirements. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 56, n. 4, p. 507-509, 1976. DOI: 10.4141/cjss76-061

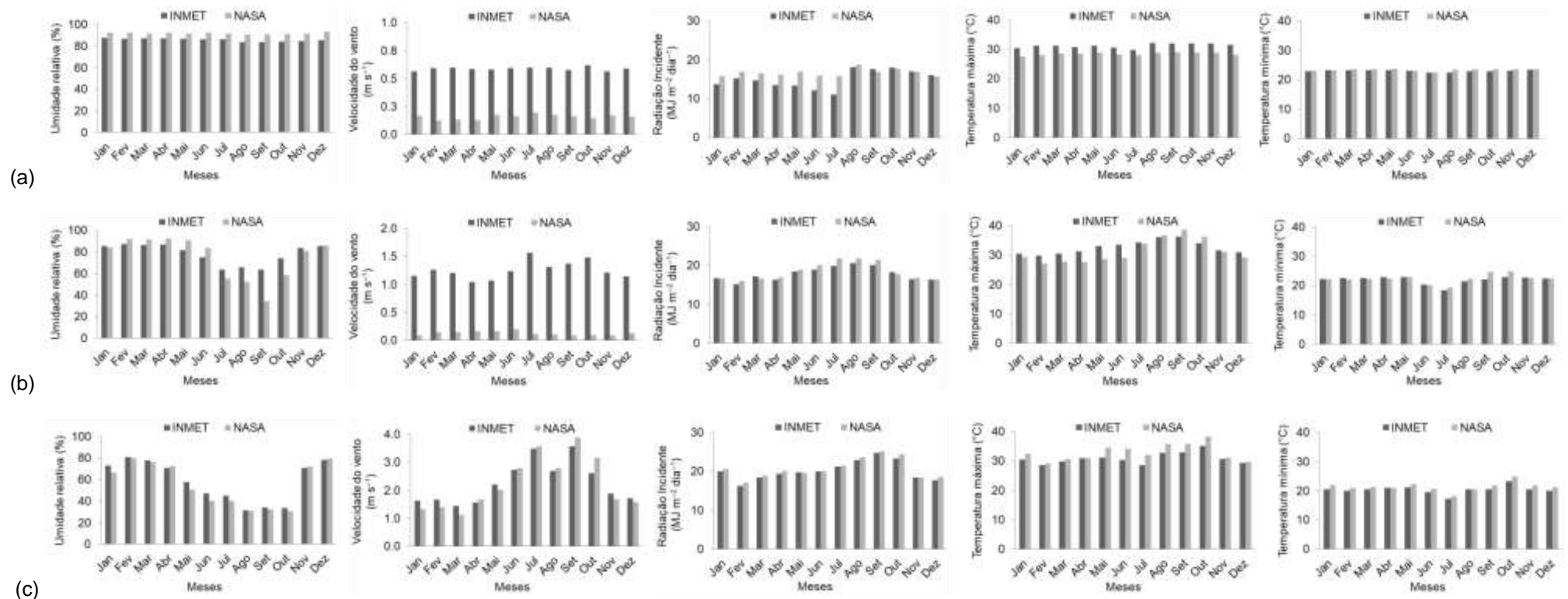
WILM, H. G.; THORNTHWAITE, C. W.; COLMAN, E. A.; CUMMINGS, N. W.; CROFT, A. R.; GISBORNE, H. T.; HARDING, S. T.; HENDRICKSON, A. H.; HOOVER, M. D.; HOUK, I. E.; KITTREDGE, J.; LEE, C. H.; ROSSBY, C. G.; SAVILLE, T.; TAYLOR, C. A. Report of the Committee on Transpiration and Evaporation, 1943-44. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 25, n. 5, p. 683-693, 1944. DOI: 10.1029/TR025i005p00683

ZAMBRANO-BIGIARINI, M. Goodness-of-fit Measures to Compare Observed and Simulated Values with hydroGOF. 2020.

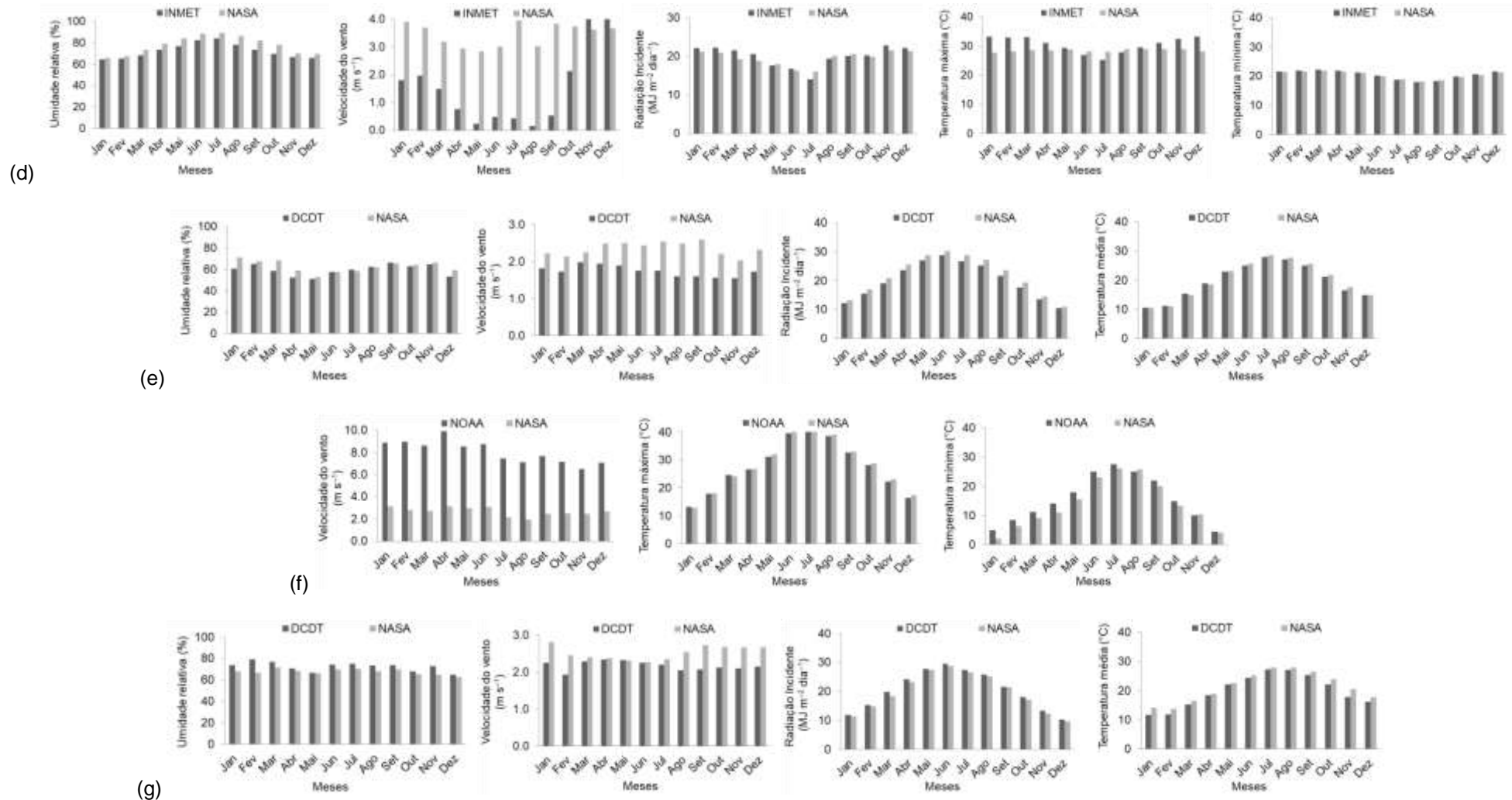
ZHANG, X.; KANG, S.; ZHANG, L.; LIU, J. Spatial variation of climatology monthly crop reference evapotranspiration and sensitivity coefficients in Shiyang river basin of northwest China. **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 10, p. 1506-1516, 2010. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.05.004

APÊNDICE 1 – ANÁLISE DA SAZONALIDADE DOS DADOS ESTIMADOS PELA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE

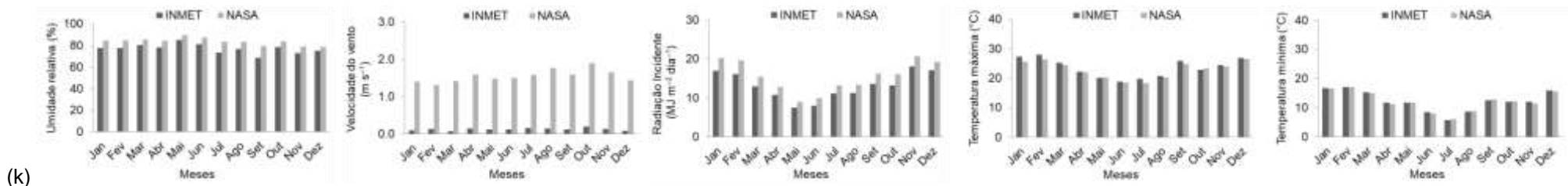
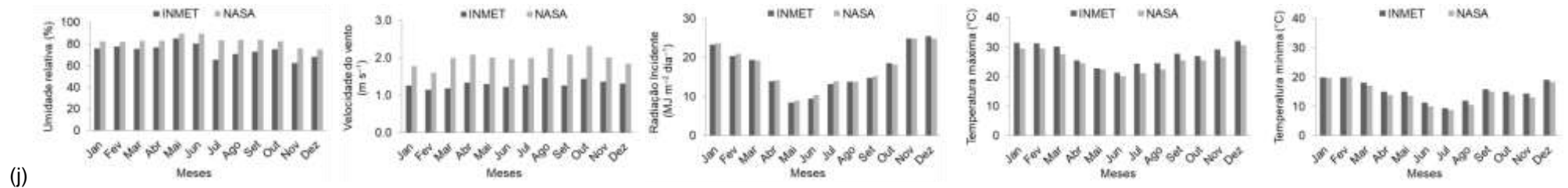
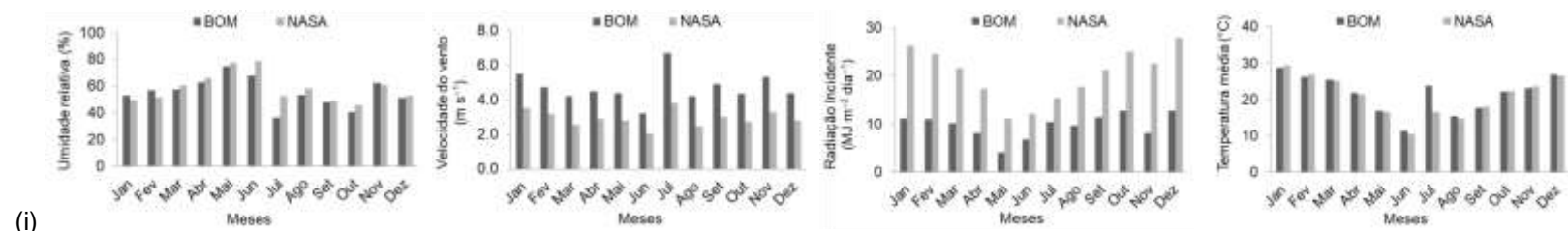
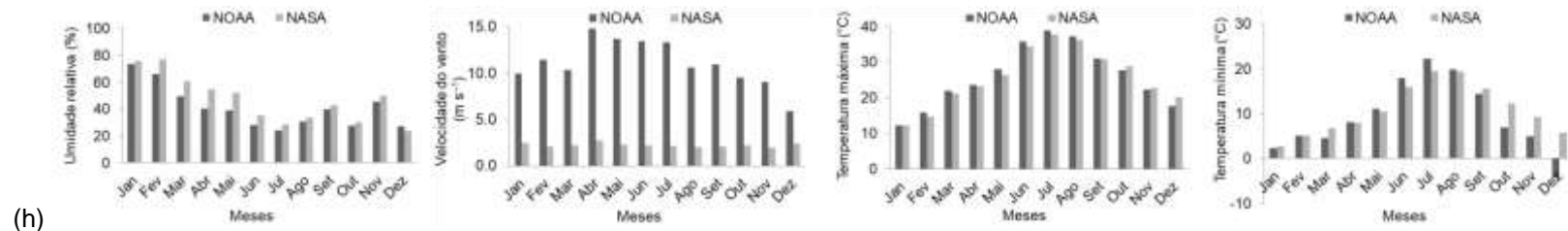
FIGURA A1 – MÉDIA MENSAL DOS DADOS CLIMÁTICOS ESTIMADOS NA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



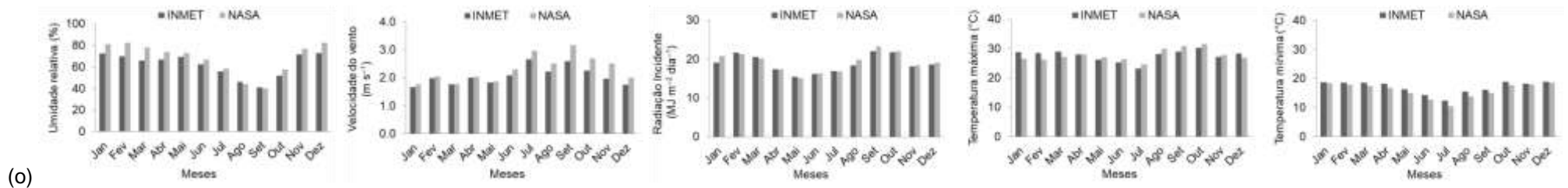
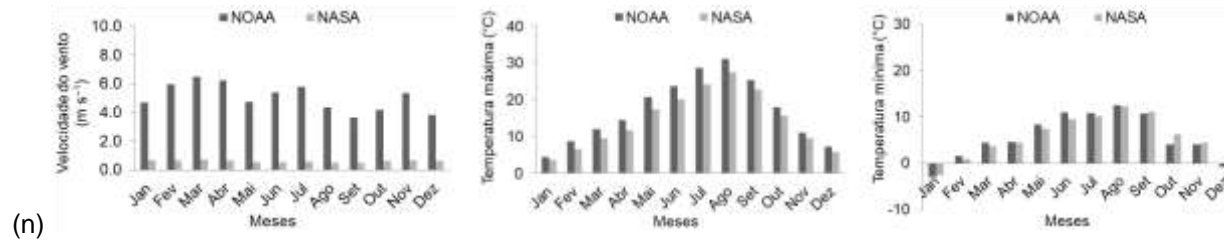
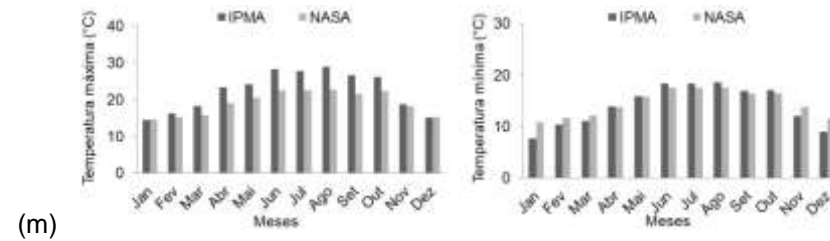
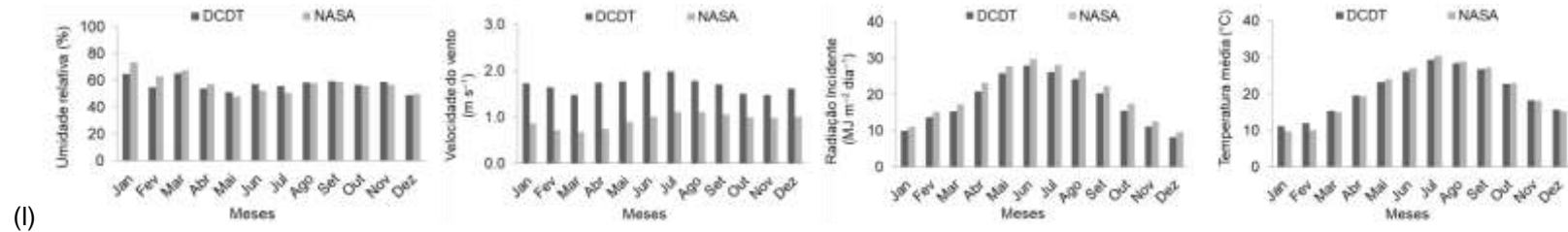
Continuação: FIGURA A1 – MÉDIA MENSAL DOS DADOS CLIMÁTICOS ESTIMADOS NA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



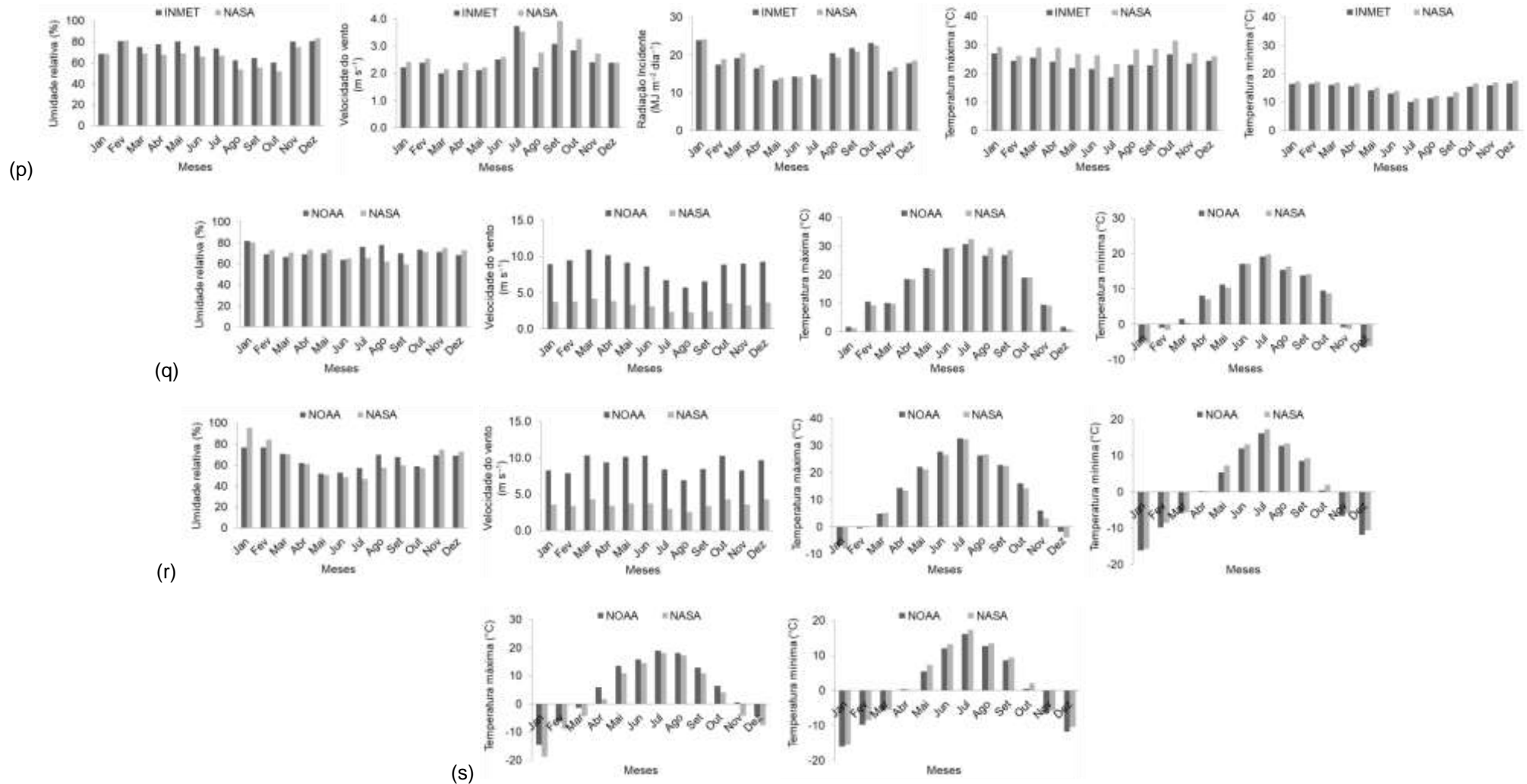
Continuação: FIGURA A1 – MÉDIA MENSAL DOS DADOS CLIMÁTICOS ESTIMADOS NA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



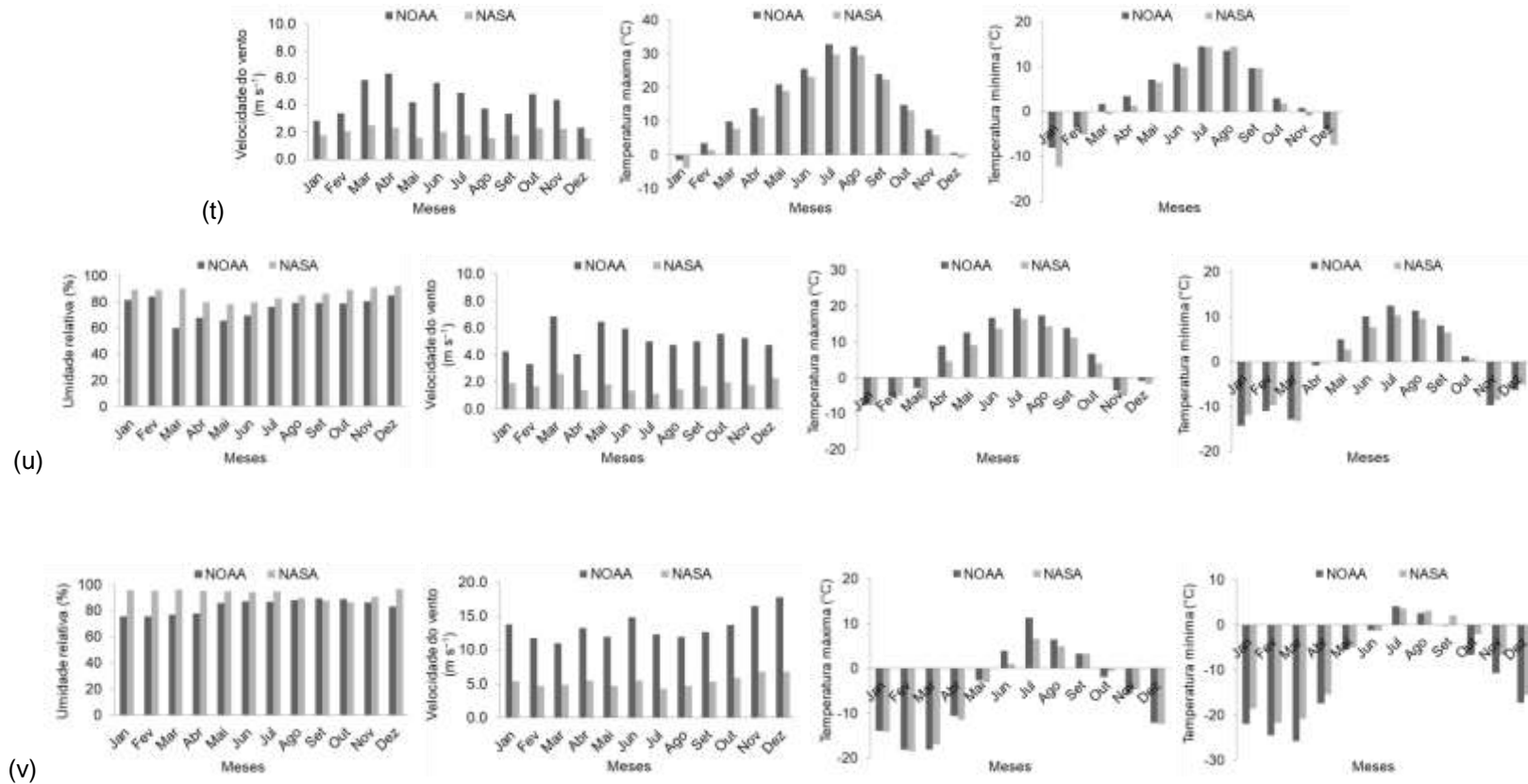
Continuação: FIGURA A1 – MÉDIA MENSAL DOS DADOS CLIMÁTICOS ESTIMADOS NA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



Continuação: FIGURA A1 – MÉDIA MENSAL DOS DADOS CLIMÁTICOS ESTIMADOS NA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



Continuação: FIGURA A1 – MÉDIA MENSAL DOS DADOS CLIMÁTICOS ESTIMADOS NA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.

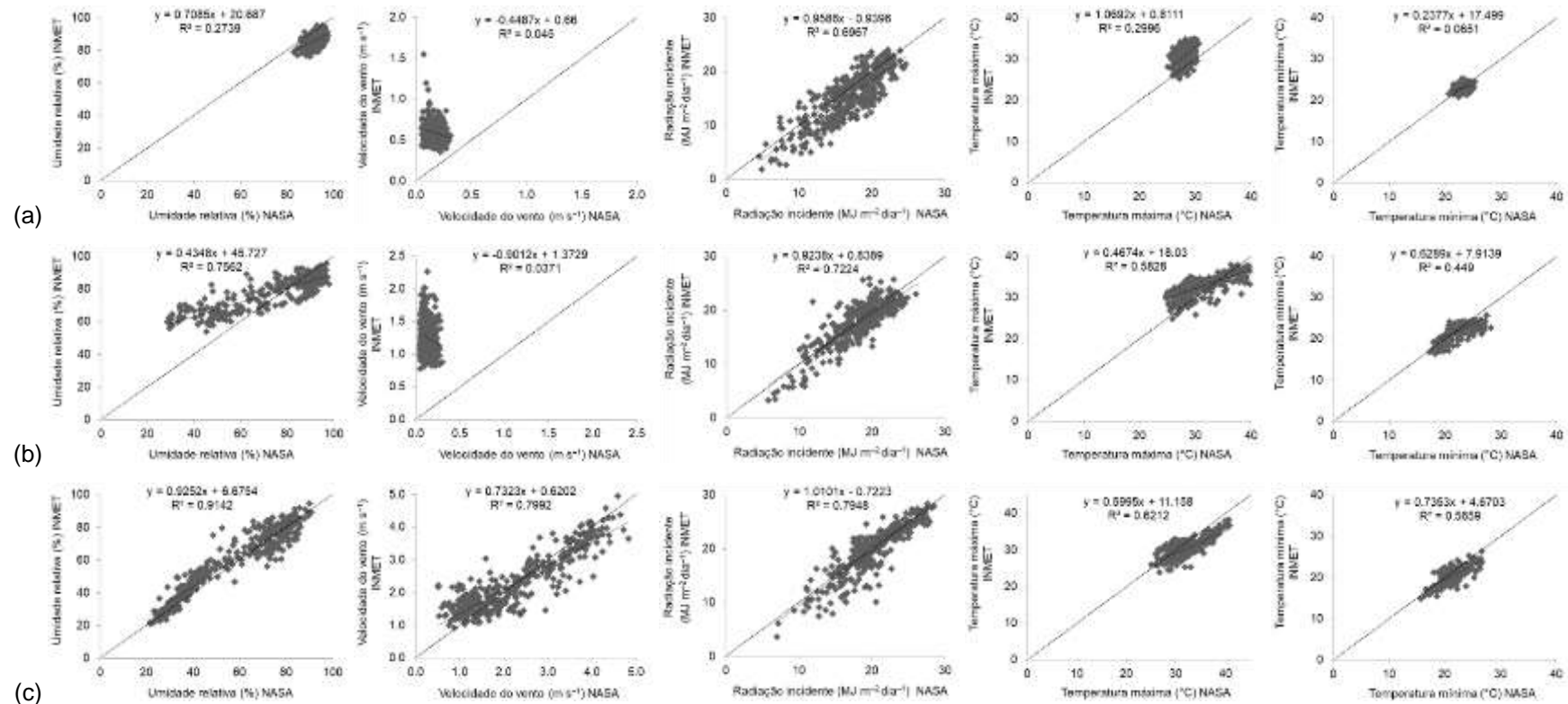


Nota: *Cfa*¹ – Estação BOM; *Cfa*² – Estação INMET; *Csa*¹ – Estação DCDT; *Csa*² – Estação IMPA.

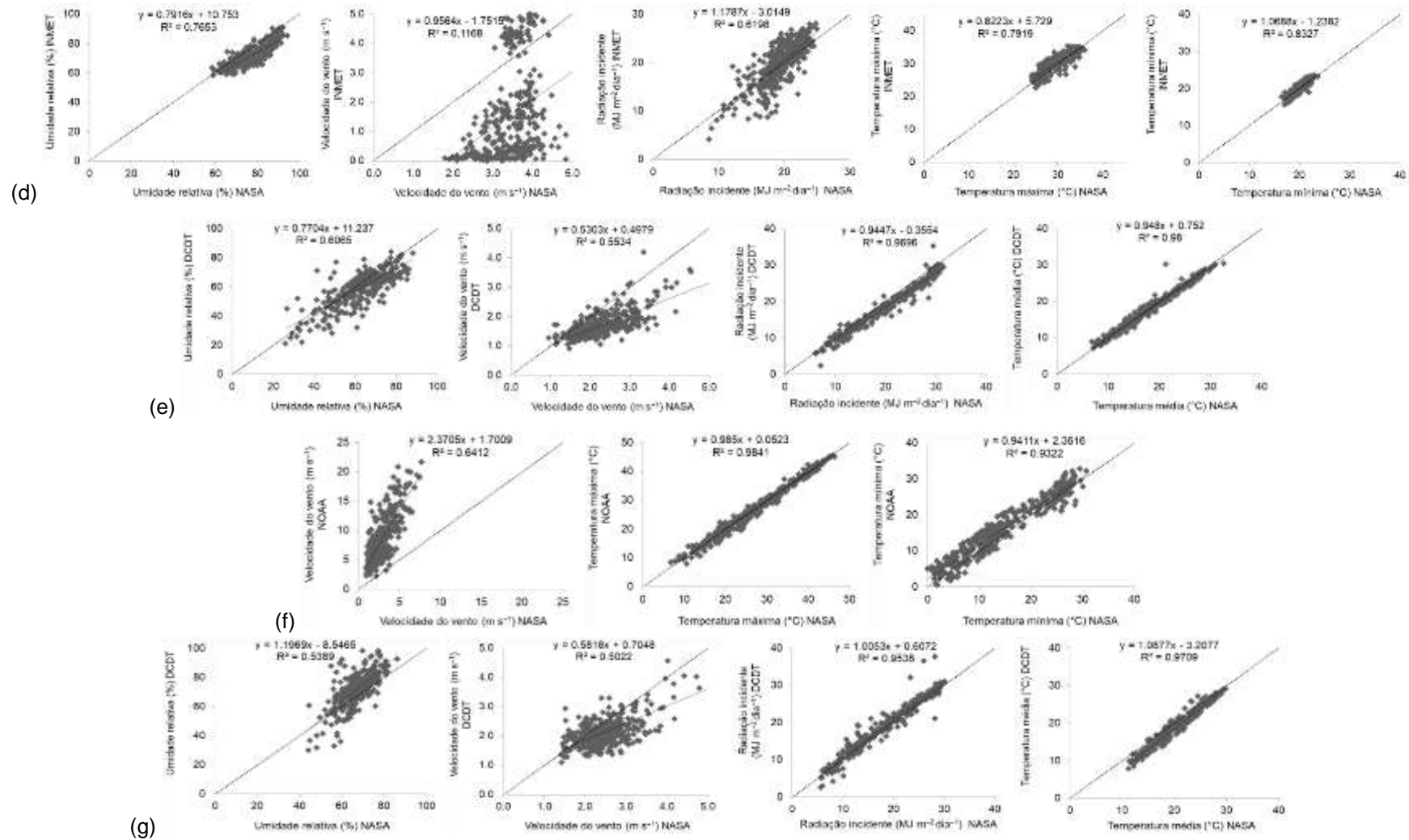
FONTE: A autora (2023).

APÊNDICE 2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS DADOS ESTIMADOS PELA PLATAFORMA NASA POWER E MEDIDOS EM ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE

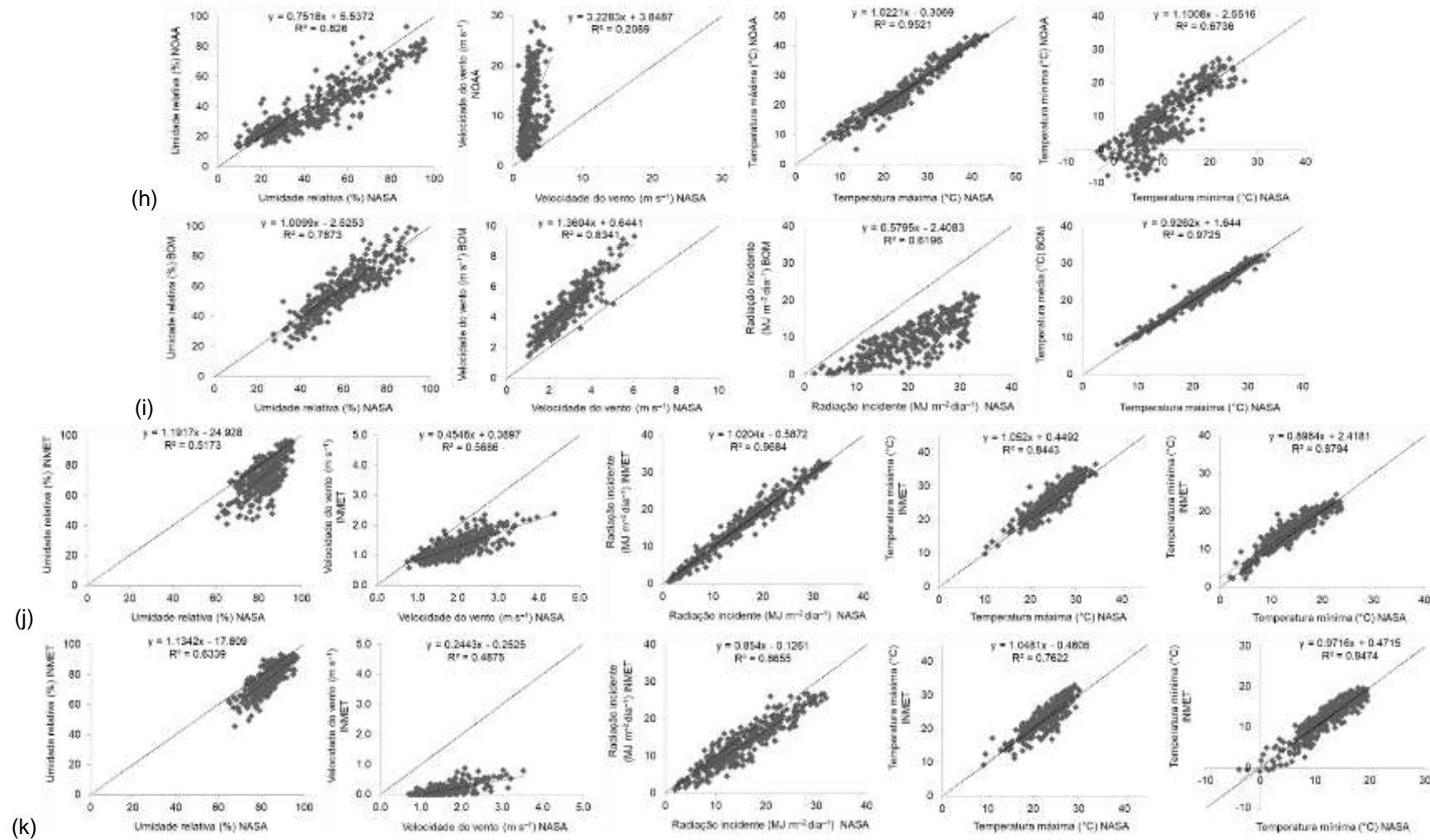
FIGURA A2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) *vs* MEDIDOS” (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) Af; b) Am; c) Aw; d) As; e) BWh; f) BWk; g) BSh; h) BSk; i) Cfa¹; j) Cfa²; k) Cfb; l) Csa¹; m) Csa²; n) Csb; o) Cwa; p) Cwb; q) Dfa; r) Dfb; s) Dfc; t) Dsb; u) Dsc; v) ET.



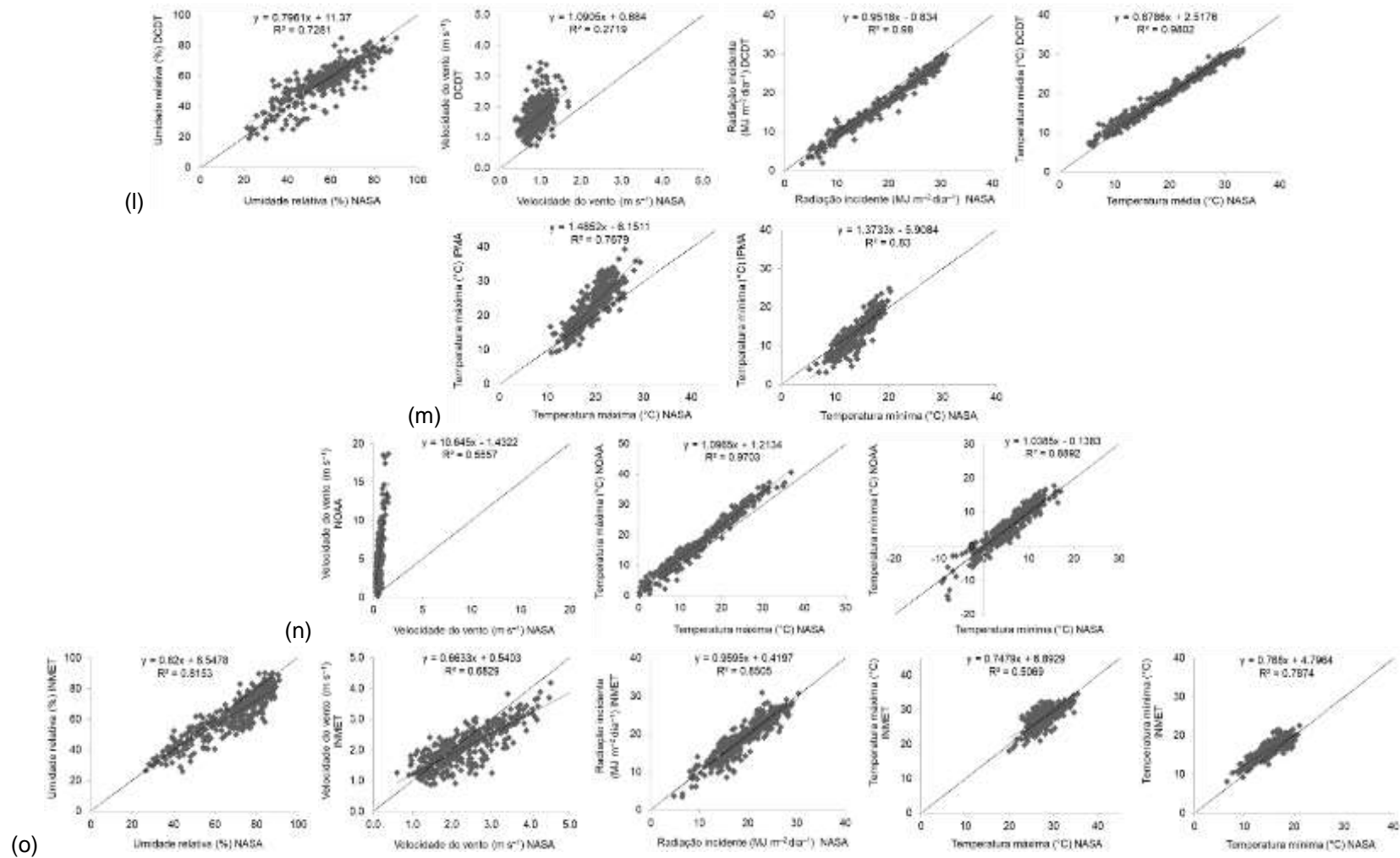
Continuação: FIGURA A2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) vs MEDIDOS” (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



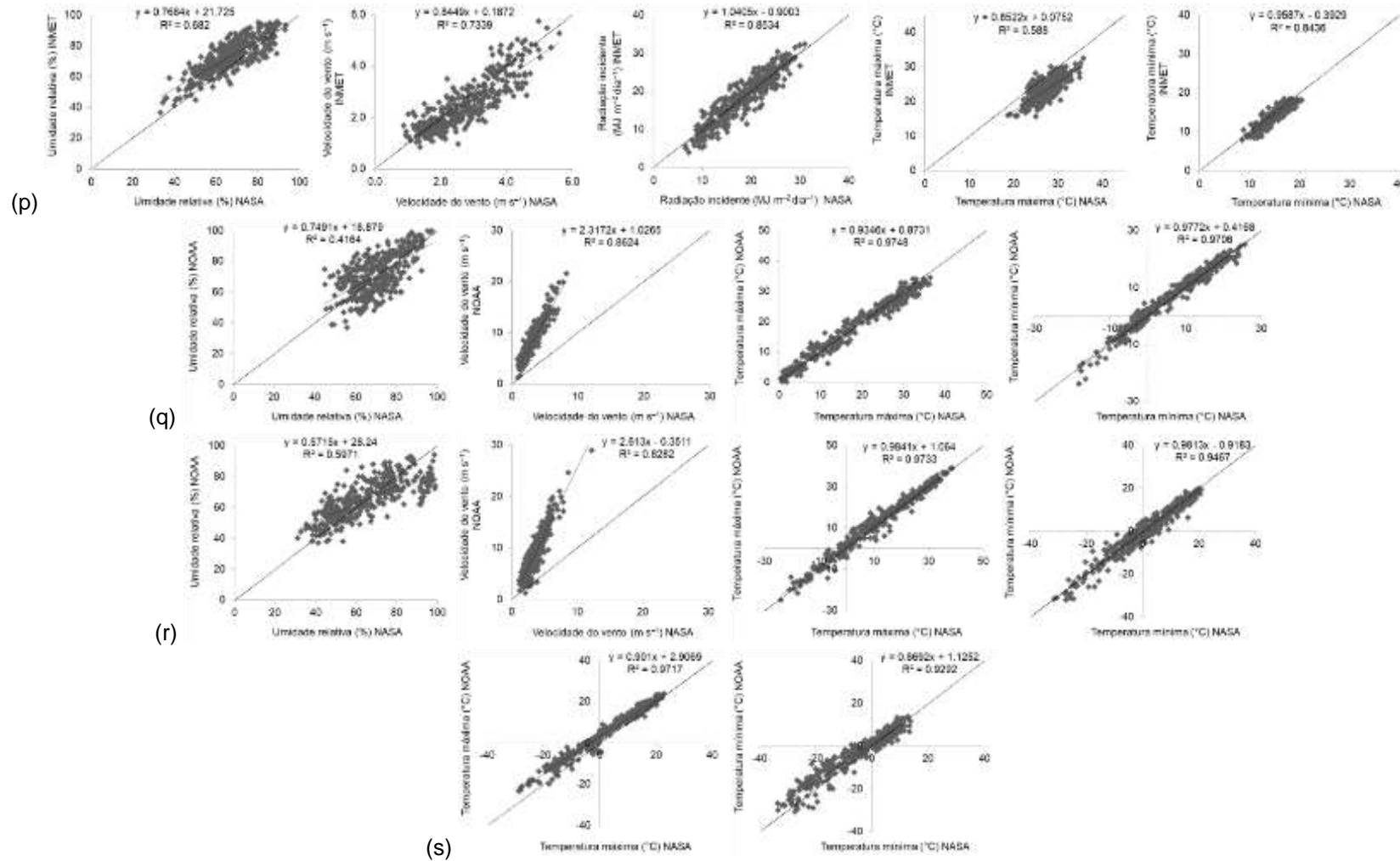
Continuação: FIGURA A2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) vs MEDIDOS” (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) Af; b) Am; c) Aw; d) As; e) BWh; f) BWk; g) BSh; h) BSk; i) Cfa¹; j) Cfa²; k) Cfb; l) Csa¹; m) Csa²; n) Csb; o) Cwa; p) Cwb; q) Dfa; r) Dfb; s) Dfc; t) Dsb; u) Dsc; v) ET.



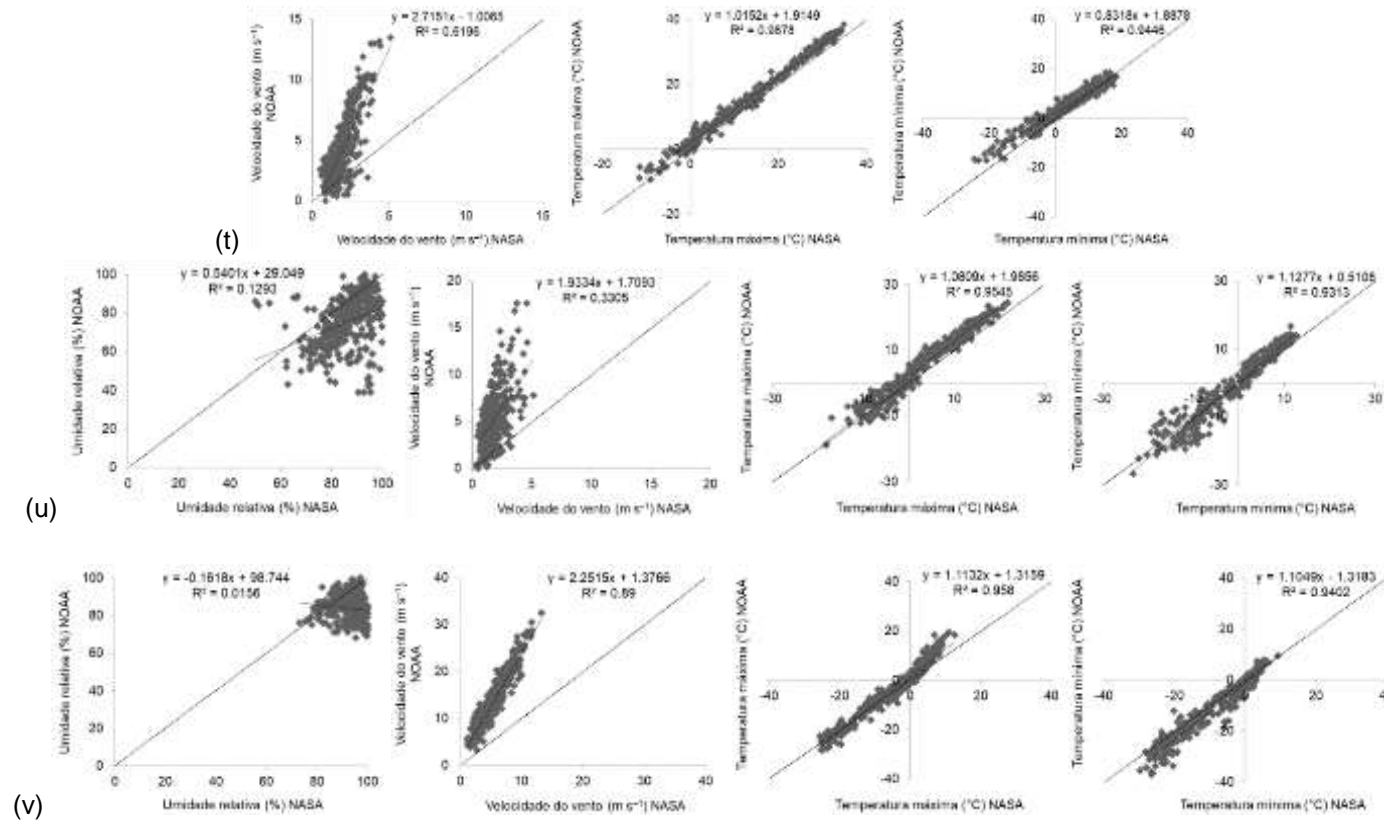
Continuação: FIGURA A2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) vs MEDIDOS” (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) Af; b) Am; c) Aw; d) As; e) BWh; f) BWk; g) BSh; h) BSk; i) Cfa¹; j) Cfa²; k) Cfb; l) Csa¹; m) Csa²; n) Csb; o) Cwa; p) Cwb; q) Dfa; r) Dfb; s) Dfc; t) Dsb; u) Dsc; v) ET.



Continuação: FIGURA A2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) vs MEDIDOS” (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.



Continuação: FIGURA A2 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) vs MEDIDOS” (UMIDADE RELATIVA DO AR, VELOCIDADE DO VENTO, RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE, TEMPERATURAS MÁXIMA, MÍNIMA E MÉDIA DO AR), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*¹; j) *Cfa*²; k) *Cfb*; l) *Csa*¹; m) *Csa*²; n) *Csb*; o) *Cwa*; p) *Cwb*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dsb*; u) *Dsc*; v) *ET*.

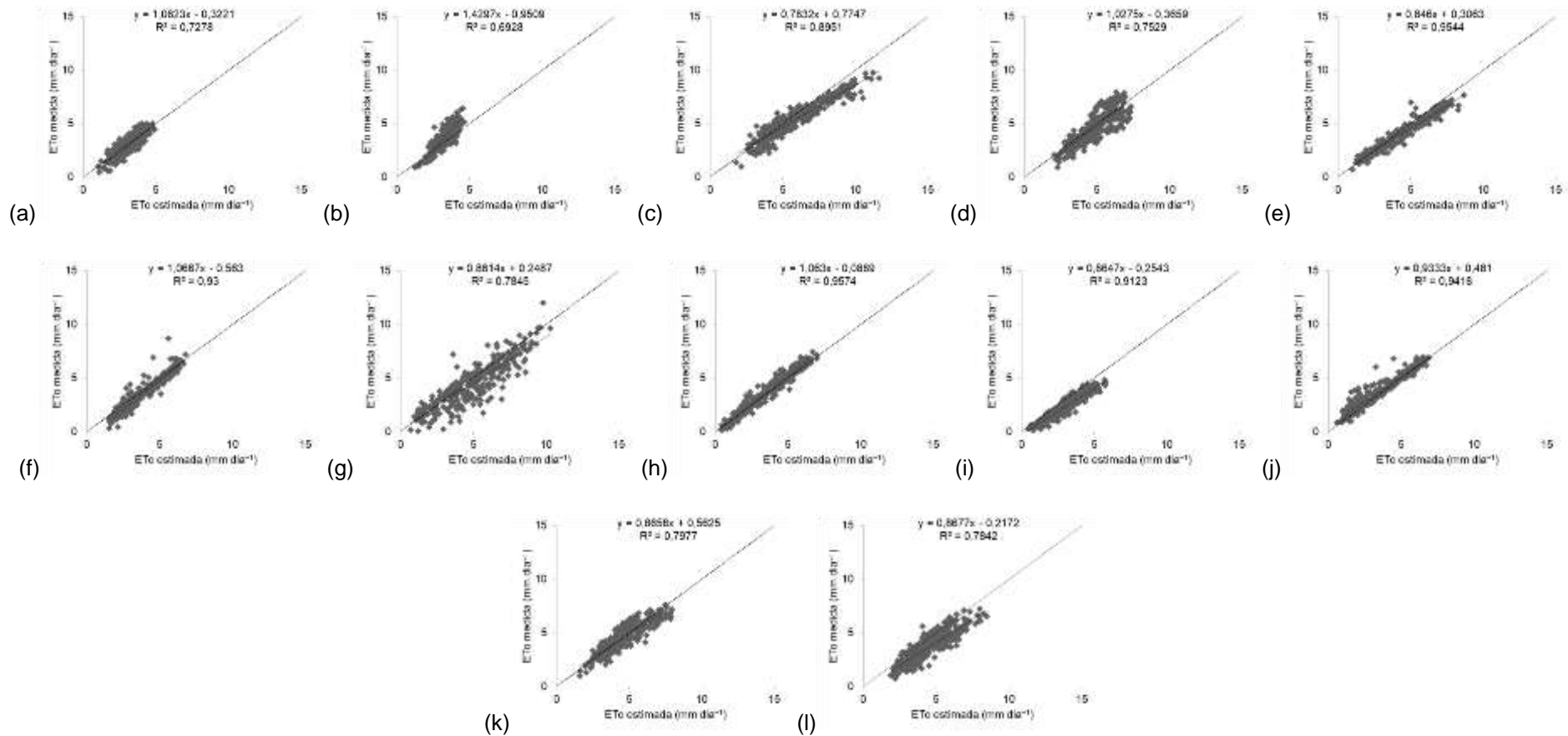


Nota: *Cfa*¹ – Estação BOM; *Cfa*² – Estação INMET; *Csa*¹ – Estação DCDT; *Csa*² – Estação IMPA.

FONTE: A autora (2023).

APÊNDICE 3 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA OBTIDA COM OS DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS *vs* MEDIDOS”

FIGURA A3 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA (ET_o ; mm dia^{-1}) ESTIMADA COM O MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH, COM OS DADOS DIÁRIOS “ESTIMADOS (NASA POWER) *vs* MEDIDOS” (ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE), NO PERÍODO ANALISADO, PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BSh*; g) *Cfa*¹; h) *Cfa*²; i) *Cfb*; j) *Csa*; k) *Cwa*; l) *Cwb*.

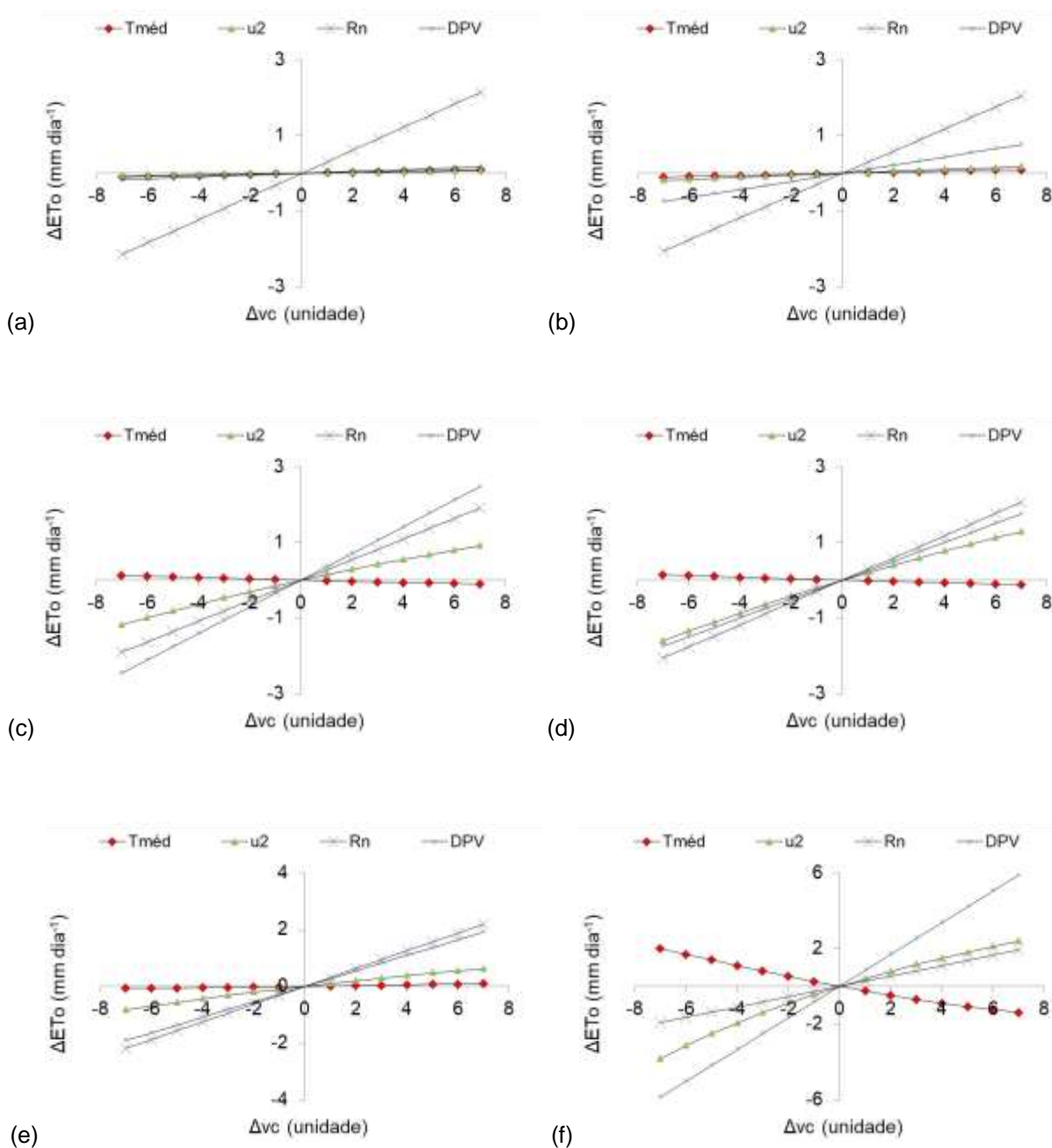


Nota: *Cfa*¹ – Estação BOM; *Cfa*² – Estação INMET.

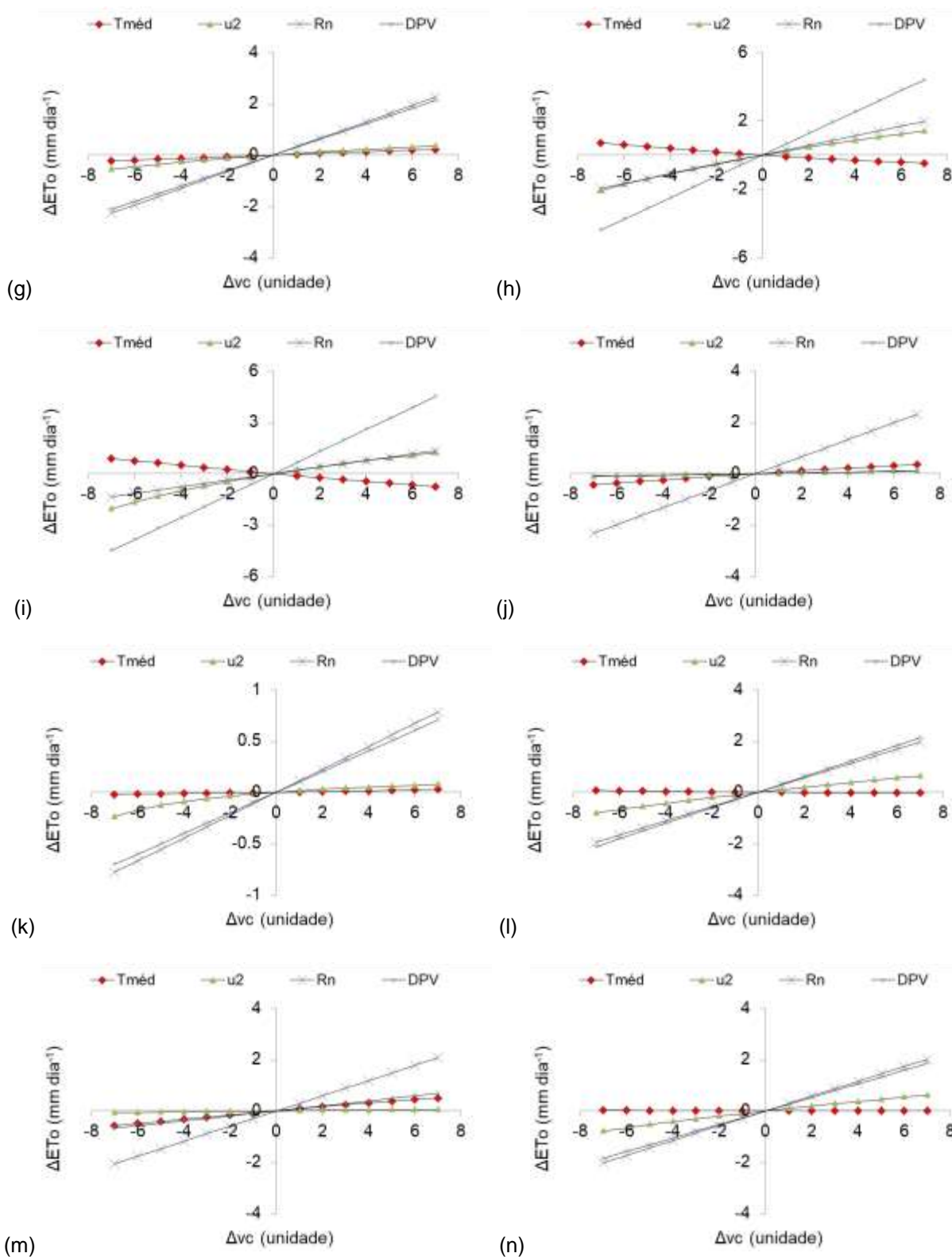
FONTE: A autora (2023).

APÊNDICE 4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO ASCE-PM PARA OS CLIMAS GLOBAIS

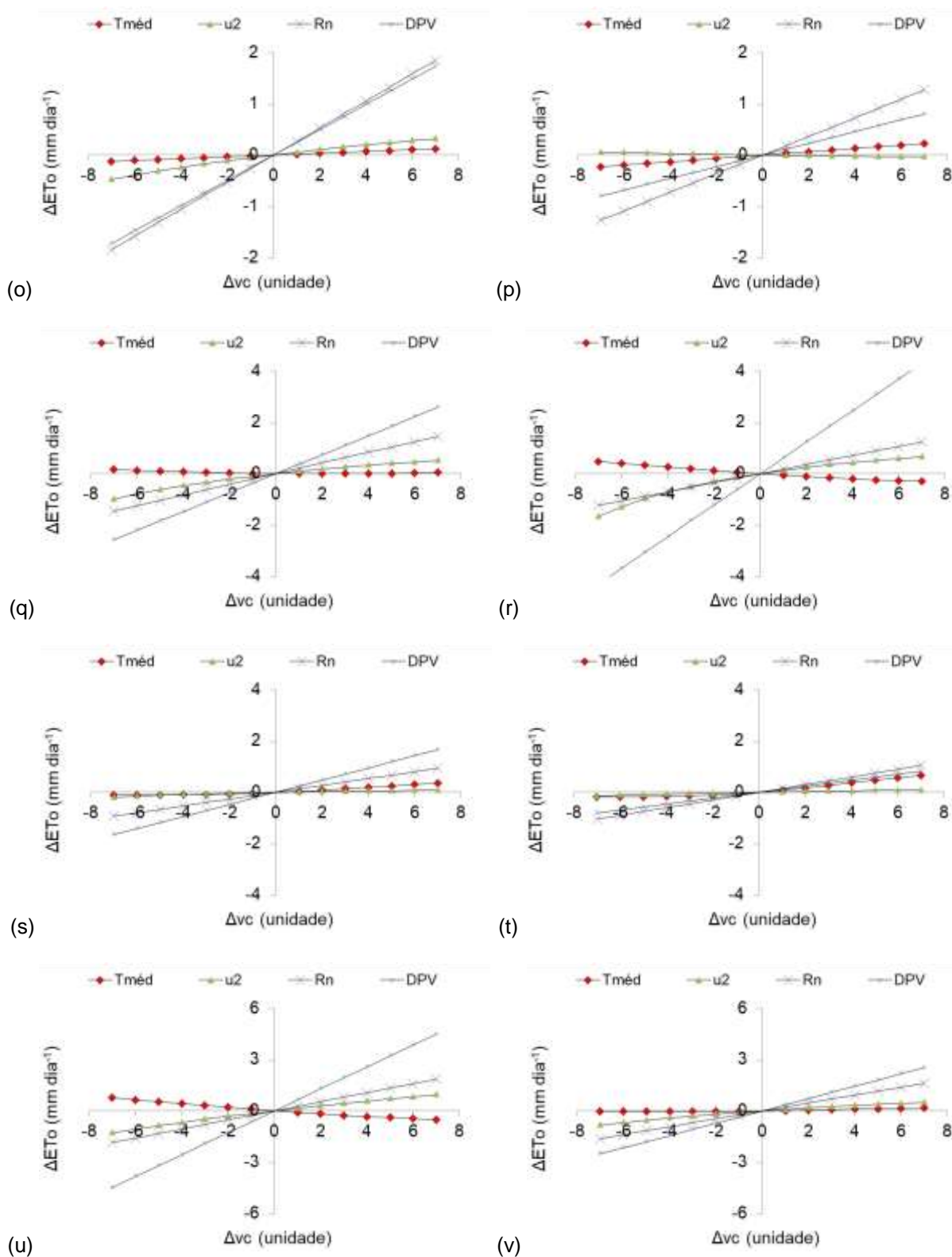
FIGURA A4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA ET_o , EM RELAÇÃO À TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*; j) *Cfb*; k) *Cfc*; l) *Csa*; m) *Csb*; n) *Cwa*; o) *Cwb*; p) *Cwc*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dfd*; u) *Dsa*; v) *Dsb*; w) *Dsc*; x) *Dwa*; y) *Dwb*; z.1) *Dwc*; z.2) *Dwd*; z.3) *EF*; z.4) *ET*.



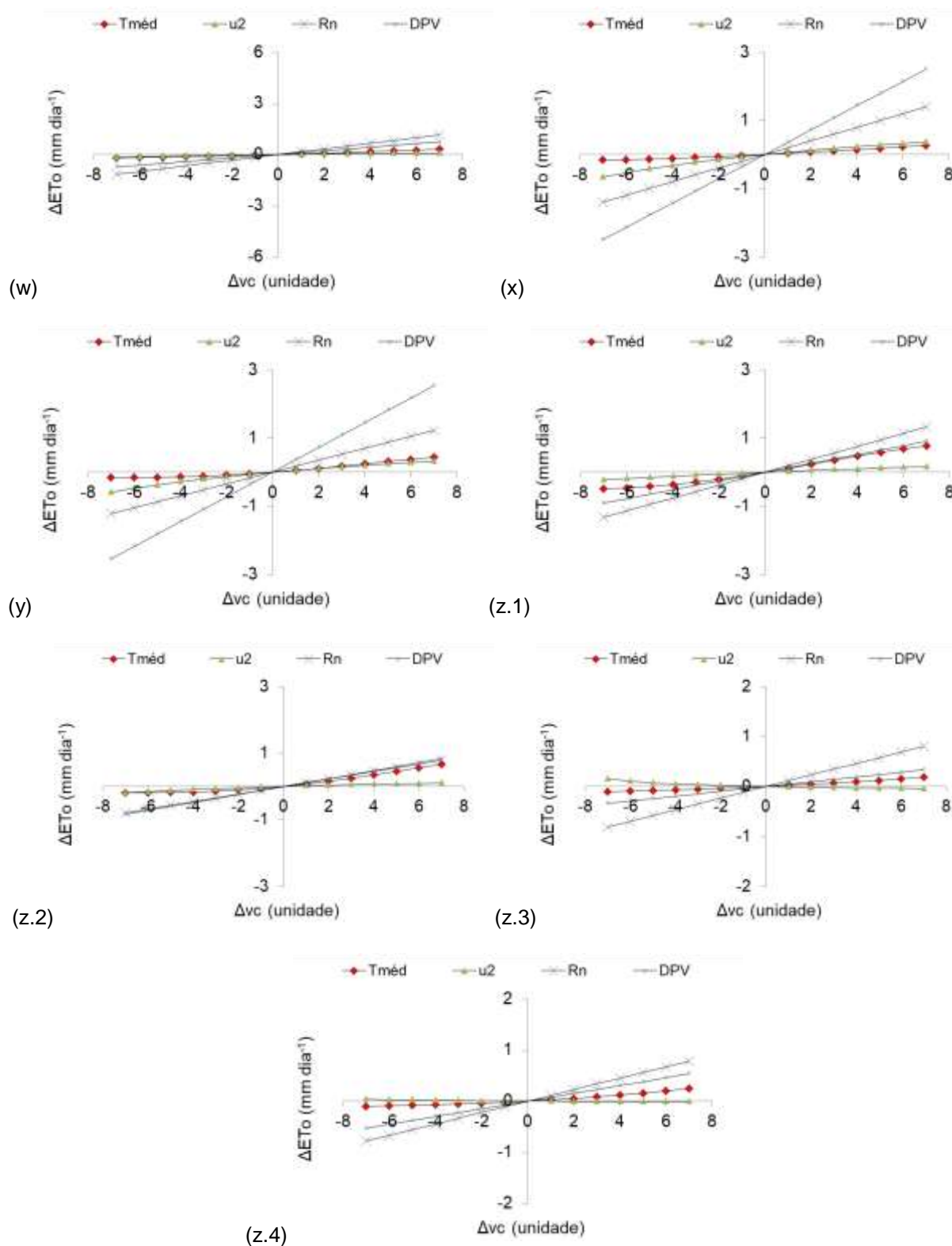
Continuação: FIGURA A4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA ET_o , EM RELAÇÃO À TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) Af; b) Am; c) Aw; d) As; e) BWh; f) BWk; g) BSh; h) BSk; i) Cfa; j) Cfb; k) Cfc; l) Csa; m) Csb; n) Cwa; o) Cwb; p) Cwc; q) Dfa; r) Dfb; s) Dfc; t) Dfd; u) Dsa; v) Dsb; w) Dsc; x) Dwa; y) Dwb; z.1) Dwc; z.2) Dwd; z.3) EF; z.4) ET.



Continuação: FIGURA A4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA ET_0 , EM RELAÇÃO À TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*; j) *Cfb*; k) *Cfc*; l) *Csa*; m) *Csb*; n) *Cwa*; o) *Cwb*; p) *Cwc*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dfd*; u) *Dsa*; v) *Dsb*; w) *Dsc*; x) *Dwa*; y) *Dwb*; z.1) *Dwc*; z.2) *Dwd*; z.3) *EF*; z.4) *ET*.



Continuação: FIGURA A4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA ET_o , EM RELAÇÃO À TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*; j) *Cfb*; k) *Cfc*; l) *Csa*; m) *Csb*; n) *Cwa*; o) *Cwb*; p) *Cwc*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dfd*; u) *Dsa*; v) *Dsb*; w) *Dsc*; x) *Dwa*; y) *Dwb*; z.1) *Dwc*; z.2) *Dwd*; z.3) *EF*; z.4) *ET*.



FONTE: A autora (2023).

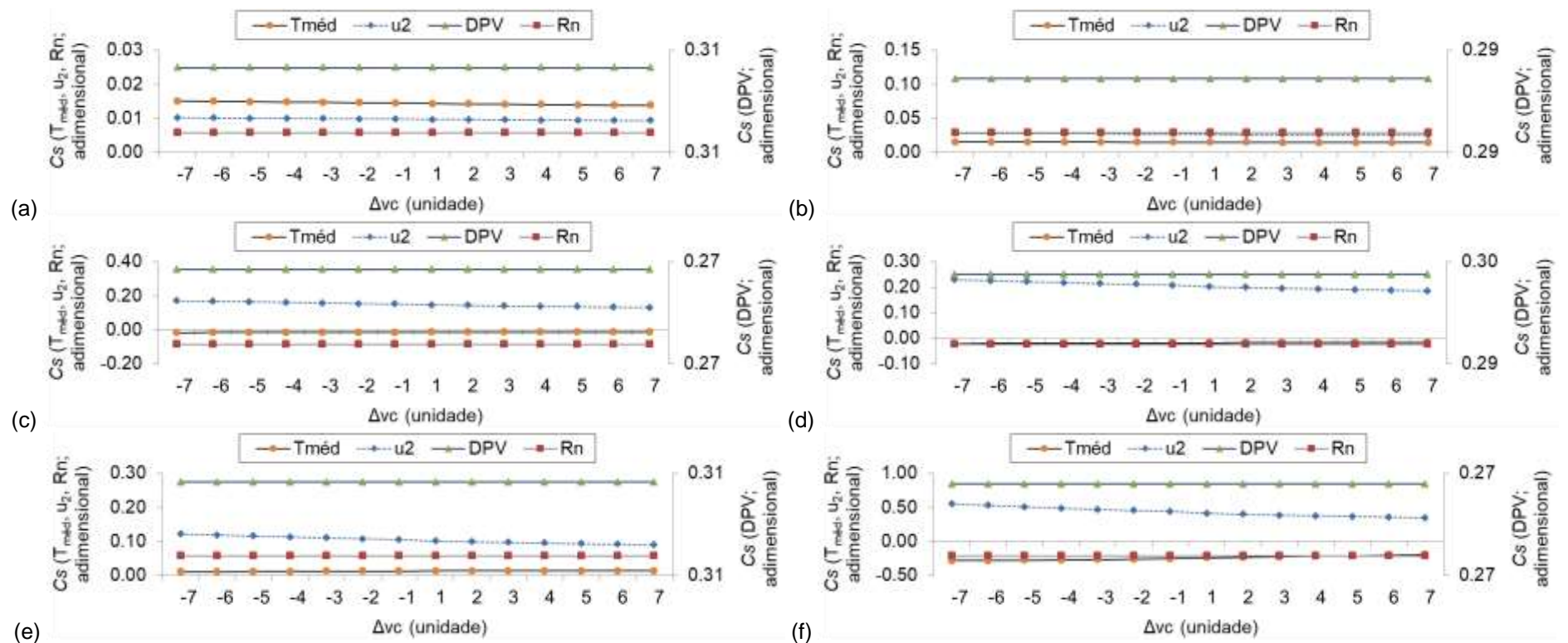
TABELA A4 – COEFICIENTES DA ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR E RESPECTIVOS COEFICIENTES DE DETERMINAÇÃO (R^2) OBTIDOS NA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DA ET_o (mm dia^{-1}) EM RELAÇÃO À TEMPERATURA MÉDIA ($T_{\text{méd}}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS (Af , Am , Aw , As , BWh , BWk , BSh , BSk , Cfa , Cfb , Cfc , Csa , Csb , Cwa , Cwb , Cwc , Dfa , Dfb , Dfc , Dfd , Dsa , Dsb , Dsc , Dwa , Dwb , Dwc , Dwd , EF , ET).

		$T_{\text{méd}}$ ($^{\circ}\text{C}$)														
Clima	Af	Am	Aw	As	BWh	BWk	BSh	BSk	Cfa	Cfb	Cfc	Csa	Csb	Cwa	Cwb	
a	0,0144	0,0144	-0,0159	-0,0189	0,0118	-0,2451	0,0328	-0,0856	-0,1178	0,0566	0,0034	-0,0066	0,0782	-0,0020	0,0178	
b	-0,0018	-0,0020	0,0052	0,0066	0,0043	0,1309	-0,0007	0,0512	0,0274	-0,0185	0,0017	0,0109	-0,0143	0,0036	-0,0006	
R^2	0,9995	0,9994	0,9965	0,9960	0,9949	0,9911	0,9999	0,9887	0,9982	0,9965	0,9921	0,9156	0,9986	0,9043	1,0000	
Clima	Cwc	Dfa	Dfb	Dfc	Dfd	Dsa	Dsb	Dsc	Dwa	Dwb	Dwc	Dwd	EF	ET	–	
a	0,0327	-0,0086	-0,0575	0,0347	0,0638	-0,0921	0,0162	0,0366	0,0312	0,0449	0,0969	0,0628	0,0204	0,0243	–	
b	-0,0011	0,0450	0,0352	0,0525	0,1120	0,0567	0,0321	0,0259	0,0209	0,0640	0,0637	0,1090	0,0181	0,0305	–	
R^2	1,0000	0,5409	0,9873	0,9363	0,9251	0,9883	0,8869	0,9843	0,9837	0,9419	0,9841	0,9254	0,9748	0,9522	–	
		u_2 (m s^{-1})														
Clima	Af	Am	Aw	As	BWh	BWk	BSh	BSk	Cfa	Cfb	Cfc	Csa	Csb	Cwa	Cwb	
a	0,0096	0,0263	0,1491	0,2059	0,1040	0,4368	0,0641	0,2451	0,2285	0,0157	0,0200	0,1030	0,0088	0,0994	0,0557	
b	-0,0012	-0,0040	-0,0565	-0,0638	-0,0451	-0,2918	-0,0363	-0,1375	-0,1668	-0,0020	-0,0298	-0,0338	-0,0021	-0,0368	-0,0305	
R^2	0,9994	0,9992	0,9951	0,9968	0,9936	0,9845	0,9890	0,9892	0,9813	0,9994	0,9097	0,9964	0,9980	0,9954	0,9897	
Clima	Cwc	Dfa	Dfb	Dfc	Dfd	Dsa	Dsb	Dsc	Dwa	Dwb	Dwc	Dwd	EF	ET	–	
a	-0,0065	0,1035	0,1564	0,0178	0,0163	0,1570	0,0932	0,0163	0,0713	0,0626	0,0278	0,0200	-0,0120	-0,0032	–	
b	0,0032	-0,0939	-0,1934	-0,0230	-0,0124	-0,0660	-0,0665	-0,0143	-0,0591	-0,0537	-0,0141	-0,0149	0,0193	0,0048	–	
R^2	0,9918	0,9705	0,9415	0,9353	0,9796	0,9940	0,9822	0,9722	0,9756	0,9739	0,9913	0,9804	0,8919	0,9086	–	
		R_n ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)														
Clima	Af	Am	Aw	As	BWh	BWk	BSh	BSk	Cfa	Cfb	Cfc	Csa	Csb	Cwa	Cwb	
a	0,3062	0,2935	0,2722	0,2950	0,3137	0,2744	0,3241	0,2798	0,1925	0,3321	0,1118	0,2792	0,2958	0,2889	0,2641	
b	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
R^2	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	
Clima	Cwc	Dfa	Dfb	Dfc	Dfd	Dsa	Dsb	Dsc	Dwa	Dwb	Dwc	Dwd	EF	ET	–	
a	0,1815	0,2085	0,1770	0,1340	0,1500	0,2658	0,2317	0,1656	0,1996	0,1755	0,1896	0,1128	0,1157	0,1119	–	
b	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	–	
R^2	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	–	
		DPV (kPa)														
Clima	Af	Am	Aw	As	BWh	BWk	BSh	BSk	Cfa	Cfb	Cfc	Csa	Csb	Cwa	Cwb	
a	0,0248	0,1080	0,3527	0,2505	0,2737	0,8402	0,3031	0,6285	0,6453	0,0140	0,1006	0,3043	0,0969	0,2645	0,2472	
b	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
R^2	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	
Clima	Cwc	Dfa	Dfb	Dfc	Dfd	Dsa	Dsb	Dsc	Dwa	Dwb	Dwc	Dwd	EF	ET	–	
a	0,1145	0,3697	0,6158	0,2373	0,1164	0,6427	0,3611	0,1057	0,3578	0,3636	0,1296	0,1194	0,0480	0,0762	–	
b	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	–	
R^2	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	–	

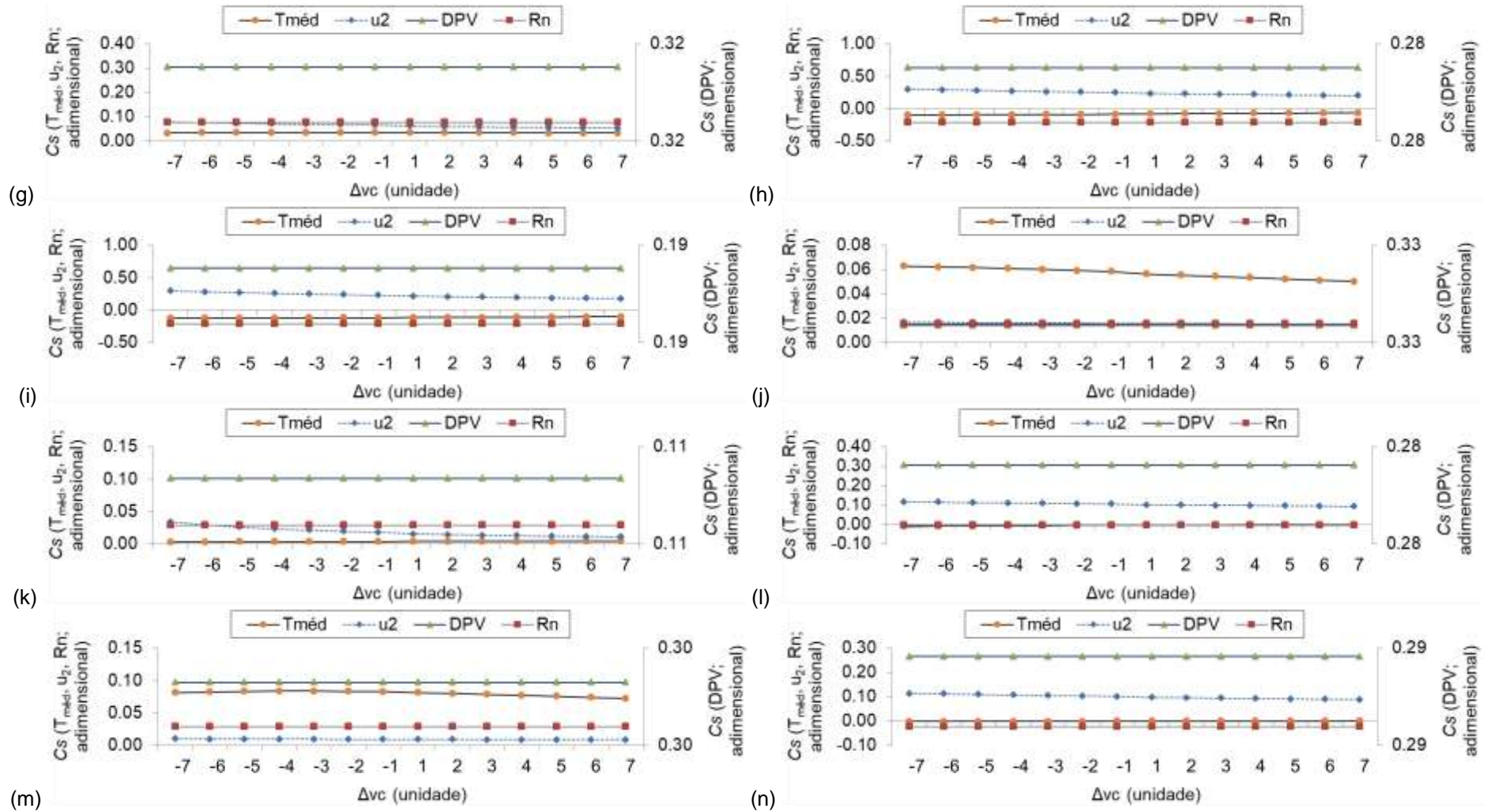
FONTE: A autora (2023).

APÊNDICE 5 – COEFICIENTES DE SENSIBILIDADE (c_s) EM RESPOSTA AOS ACRÉSCIMOS E DECRÉSCIMOS UNITÁRIOS DAS VARIÁVEIS ANALISADAS

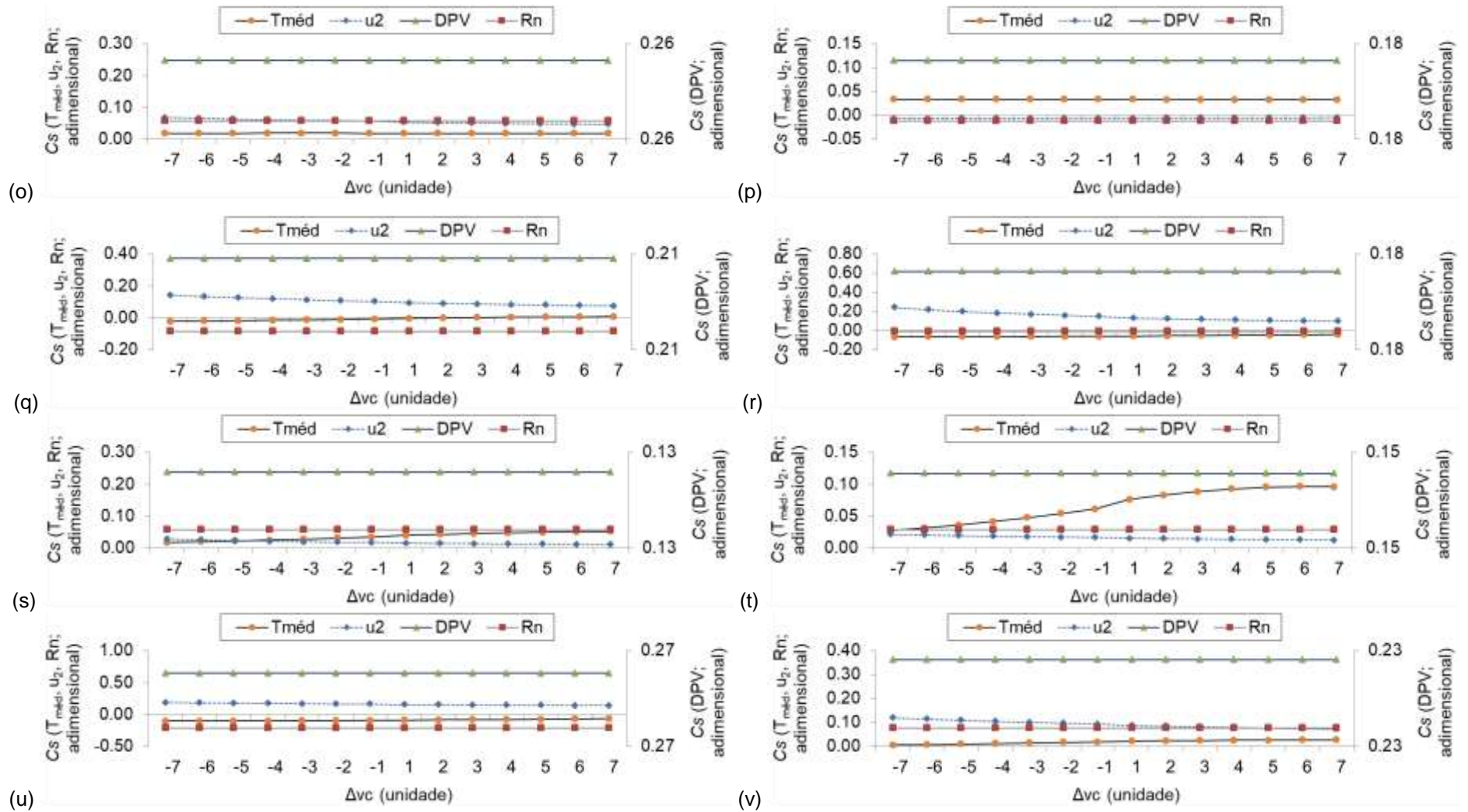
FIGURA A5 – COEFICIENTES DE SENSIBILIDADE (c_s) EM RESPOSTA AOS ACRÉSCIMOS E DECRÉSCIMOS UNITÁRIOS DAS VARIÁVEIS TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) Af; b) Am; c) Aw; d) As; e) BWh; f) BWk; g) BSh; h) BSk; i) Cfa; j) Cfb; k) Cfc; l) Csa; m) Csb; n) Cwa; o) Cwb; p) Cwc; q) Dfa; r) Dfb; s) Dfc; t) Dfd; u) Dsa; v) Dsb; w) Dsc; x) Dwa; y) Dwb; z.1) Dwc; z.2) Dwd; z.3) EF; z.4) ET.



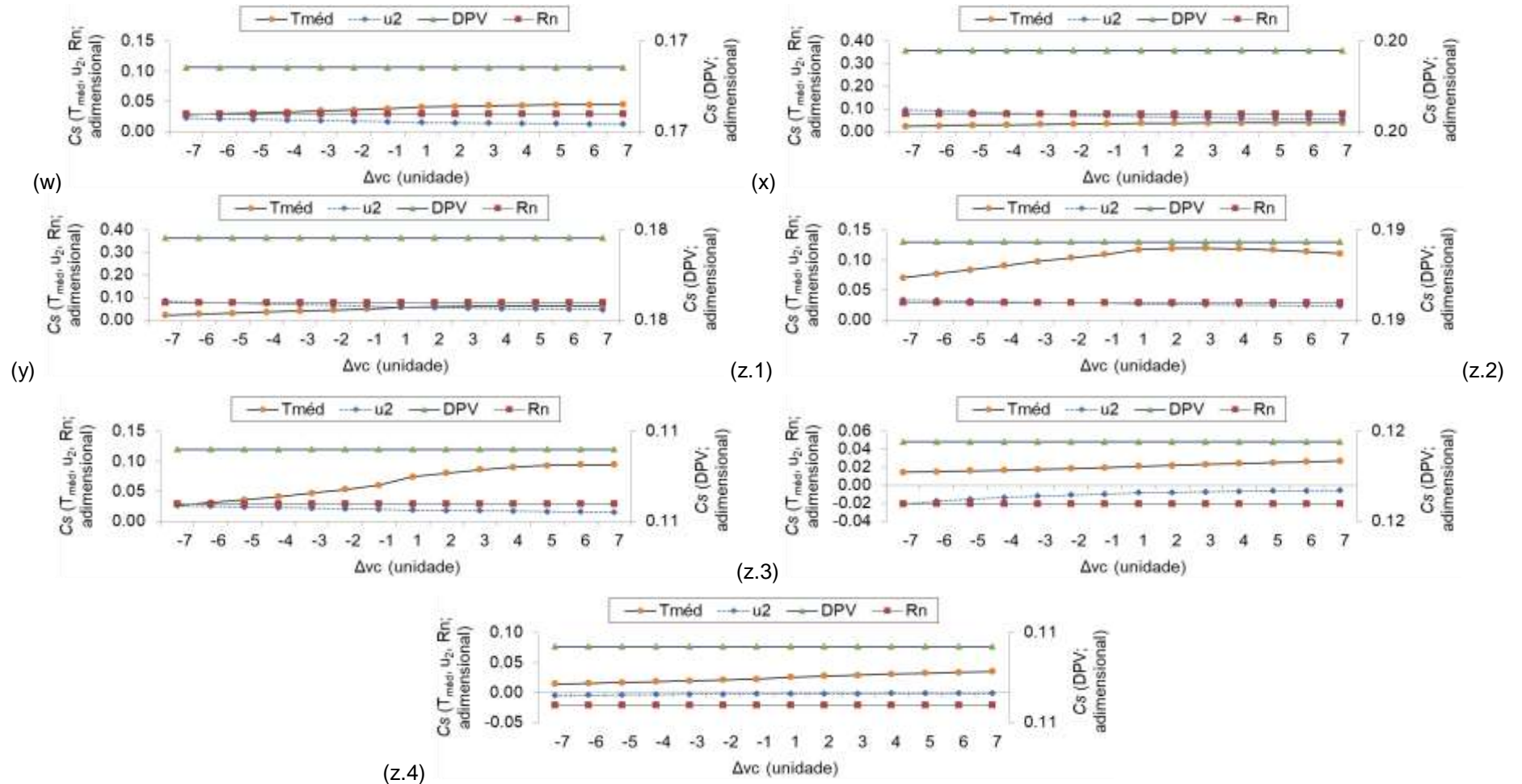
Continuação: FIGURA A5 – COEFICIENTES DE SENSIBILIDADE (C_s) EM RESPOSTA AOS ACRÉSCIMOS E DECRÉSCIMOS UNITÁRIOS DAS VARIÁVEIS TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*; j) *Cfb*; k) *Cfc*; l) *Csa*; m) *Csb*; n) *Cwa*; o) *Cwb*; p) *Cwc*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dfd*; u) *Dsa*; v) *Dsb*; w) *Dsc*; x) *Dwa*; y) *Dwb*; z.1) *Dwc*; z.2) *Dwd*; z.3) *EF*; z.4) *ET*.



Continuação: FIGURA A5 – COEFICIENTES DE SENSIBILIDADE (C_s) EM RESPOSTA AOS ACRÉSCIMOS E DECRÉSCIMOS UNITÁRIOS DAS VARIÁVEIS TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) *Af*; b) *Am*; c) *Aw*; d) *As*; e) *BWh*; f) *BWk*; g) *BSh*; h) *BSk*; i) *Cfa*; j) *Cfb*; k) *Cfc*; l) *Csa*; m) *Csb*; n) *Cwa*; o) *Cwb*; p) *Cwc*; q) *Dfa*; r) *Dfb*; s) *Dfc*; t) *Dfd*; u) *Dsa*; v) *Dsb*; w) *Dsc*; x) *Dwa*; y) *Dwb*; z.1) *Dwc*; z.2) *Dwd*; z.3) *EF*; z.4) *ET*.



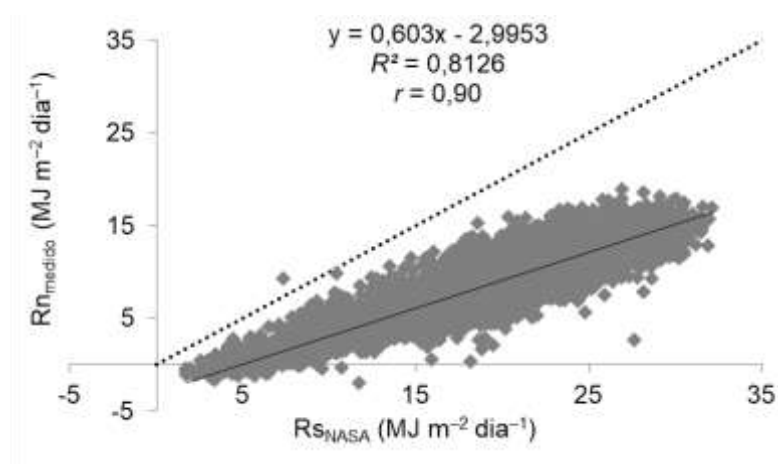
Continuação: FIGURA A5 – COEFICIENTES DE SENSIBILIDADE (C_s) EM RESPOSTA AOS ACRÉSCIMOS E DECRÉSCIMOS UNITÁRIOS DAS VARIÁVEIS TEMPERATURA MÉDIA ($T_{méd}$) DO AR, VELOCIDADE DO VENTO A DOIS METROS DE ALTURA (u_2), SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR (R_n) E DÉFICIT DE PRESSÃO DE VAPOR (DPV), PARA OS TIPOS CLIMÁTICOS GLOBAIS: a) Af; b) Am; c) Aw; d) As; e) BWh; f) BWk; g) BSh; h) BSk; i) Cfa; j) Cfb; k) Cfc; l) Csa; m) Csb; n) Cwa; o) Cwb; p) Cwc; q) Dfa; r) Dfb; s) Dfc; t) Dfd; u) Dsa; v) Dsb; w) Dsc; x) Dwa; y) Dwb; z.1) Dwc; z.2) Dwd; z.3) EF; z.4) ET.



FONTE: A autora (2023).

APÊNDICE 6 – ASSOCIAÇÃO ENTRE O SALDO DE RADIAÇÃO MEDIDO EM ESTAÇÃO DE SUPERFÍCIE E A RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE ESTIMADA PELA PLATAFORMA NASA POWER

FIGURA A6 – ASSOCIAÇÃO ENTRE DADOS DIÁRIOS DO SALDO DE RADIAÇÃO MEDIDO NO POSTO METEOROLÓGICO DE PIRACICABA-SP (Rn_{medido} ; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) E A RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE DISPONIBILIZADA PELA PLATAFORMA NASA POWER (Rs_{NASA} ; $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), PARA O PERÍODO ENTRE 01 DE JANEIRO DE 2001 A 31 DE DEZEMBRO DE 2021, PARA OBTENÇÃO DOS PARÂMETROS a_0 e a_1 .



FONTE: A autora (2023).