

DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR

**AJUSTE DE MODELO DE ESTIMAÇÃO DE RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA E
ANÁLISE DE DADOS DE SATÉLITES PARA PREDIÇÃO DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA**

Botucatu-SP

2021

DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR

**AJUSTE DE MODELO DE ESTIMAÇÃO DE RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA E
ANÁLISE DE DADOS DE SATÉLITES PARA PREDIÇÃO DE
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA**

Tese apresentada à Faculdade de
Ciências Agronômicas da Unesp Câmpus
de Botucatu-SP, para obtenção do título de
Doutor em Irrigação e Drenagem

Orientador: Alexandre Dal Pai

Botucatu-SP

2021

G633a	Gomes Jr, Daniel Gonçalves Ajuste de modelo de estimação de radiação solar difusa e análise de dados de satélites para predição de evapotranspiração de referência / Daniel Gonçalves Gomes Jr. -- Botucatu, 2021 86 p. : il., tabs. Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu Orientador: Alexandre Dal Pai 1. Evapotranspiração. 2. Penman-Monteith. 3. Google Earth Engine. 4. Lisímetro. 5. Radiação Solar. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca da Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

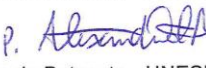
TÍTULO DA TESE: AJUSTE DE MODELO DE ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA E ANÁLISE DE DADOS DE SATÉLITES PARA PREDIÇÃO DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

AUTOR: DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR

ORIENTADOR: ALEXANDRE DAL PAI

Aprovado como parte das exigências para obtenção do Título de Doutor em AGRONOMIA (IRRIGAÇÃO E DRENAGEM), pela Comissão Examinadora:

Prof. Dr. ALEXANDRE DAL PAI (Participação Virtual) 
Bioprocessos e Biotecnologia / Faculdade de Ciências Agrônômicas de Botucatu - UNESP

Prof. Dr. SÉRGIO AUGUSTO RODRIGUES (Participação Virtual) P. 
Bioprocessos e Biotecnologia / Faculdade de Ciências Agrônômicas de Botucatu - UNESP

Prof. Dr. GLAUCO DE SOUZA ROLIM (Participação Virtual) P. 
Engenharia e Ciências Exatas / FCAV / UNESP - Jaboticabal

Prof. Dr. PAULO CÉSAR SENTELHAS (Participação Virtual) P. 
Engenharia de Biosistemas / Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz

Prof. Dr. EMERSON GALVANI (Participação Virtual) P. 
Geografia / Universidade de São Paulo

Botucatu, 28 de maio de 2021

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe e minha família de uma forma geral pelo apoio incondicional.

Meu amplo agradecimento aos professores Adriano Wagner Ballarin, Enzo Dal Pai, João Carlos Cury Saad, João Francisco Escobedo e Rodrigo Máximo Sánches Román. Agradeço, de uma forma geral, a todos os membros do departamento de Engenharia Rural da UNESP/FCA.

Aos professores Eduardo Nardini Gomes, Emersom Galvani, Érico Tadao Teramoto, Fernando Campos Mendonça, Glauco de Souza Rolim, Paulo Cesar Sentelhas, Sérgio Augusto Rodrigues e Valéria Cristina Rodrigues Sarnighausen pela enorme colaboração oferecida a este projeto.

Ao Prof. Dr. Alexandre Dal Pai, pela orientação, ensinamentos e paciência para a elaboração deste projeto.

A todos os membros do Laboratório de Radiometria e Climatologia, estudantes e técnicos administrativos. Sem o auxílio valioso dessas pessoas este trabalho não seria elaborado com sua devida qualidade científica. Agradeço, de uma forma geral, a todos os membros do departamento de Bioprocessos e Biotecnologia da UNESP/FCA.

Meus agradecimentos aos meus colegas de trabalho Lucas C. Lenz e Dennis Ryuiti Nakacima.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

This study was financed in part by the “Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior” - Brasil (CAPES) -Finance Code 001.

RESUMO

O modelo de Penman-Monteith é originalmente elaborado por base do fundamento do balanço de energia e da radiação líquida utilizados para avaliar a estimativa da evaporação de água de uma superfície vegetada, fundamentos estes que são aplicados atualmente para obtenção de dados de satélites em estudos de evapotranspiração. Estudos com uso de satélite possuem elevado grau de confiabilidade, isso se dá pelo fato de terem sua base de dados abastecidas de algoritmos atrelados à softwares que, conjuntamente, possuem uma precisa e robusta capacidade de análise e processamento de dados. Apresenta-se neste trabalho um modelo de emissividade atmosférica (ϵ_a) em função da fração difusa (K_{DF}) e avaliou-se a eficácia deste modelo para estimar a R_n e a suas aplicações no modelo PM-FAO 56. O modelo proposto ($ET_{o_Rn_KDF}$) apresentou um valor médio de 2,6 mm da estimativa de ET_o com desvio padrão de $\pm 1,2$ mm (uma superestimava de 13% em relação à medida), enquanto que o modelo da FAO-56 ($ET_{o_Rn_Allen}$) apresentou um valor médio de 3,3 mm da estimativa de ET_o com desvio padrão de $\pm 1,2$ mm (uma superestimava de 40% em relação à medida). Apresentamos um dos primeiros trabalhos de pesquisa para a localidade de estudo (Botucatu-SP, Brasil) que compara medidas realizadas *in-situ* de evapotranspiração de referência padrão grama obtidas pela técnica de lisimetria de pesagem com dados estimados deste mesmo parâmetro pelo uso de satélites. Foram utilizados dados de dois *datasets* disponíveis na plataforma *Google Earth Engine* para comparar valores médios mensais de ET_o . Dados de estimativa provenientes do *dataset* MOD16A2.006 superestimam a medida lisimétrica em 8% ($R^2 = 0,94$), o que consideramos como uma aproximação excepcional entre estimativa e medida, enquanto que os dados de estimativa provenientes do *dataset* FLDAS superestimam a medida em até 33% ($R^2 = 0,90$). Observamos que é possível utilizar dados do *dataset* MOD16A2.006 com elevado grau de confiabilidade

Palavras-chave: Balanço de ondas longas. Google Earth Engine. Penman-Monteith. Saldo de Radiação.

ABSTRACT

The Penman-Monteith model has its theory originally developed based on the concept of the energy balance and net radiation used to evaluate losses of water vapor to the environment from a vegetated surface, fundamentals that are currently applied to obtain data from satellites in studies of evapotranspiration. Evapotranspiration satellite based studies are considered to be of great reliability, this is due to the fact that they have their database supplied with algorithms linked to softwares that, together, have a precise and robust data analysis and processing capacity. In this work, we propose an atmospheric emissivity (ϵ_a) model as a function of the diffuse fraction (K_{DF}). At this study, we show an evaluation and the effectiveness of this model to estimate R_n and its applications in the PM-FAO 56 model. The proposed model ($ET_{o_Rn_KDF}$) presented an average ET_o estimate value of 2,6 mm with a standard deviation of $\pm 1,2$ mm (an overestimation of 13% in relation to the measured ET_o), while the FAO-56 model ($ET_{o_Rn_Allen}$) presented an average ET_o estimate value of 3,3 mm with a standard deviation of $\pm 1,2$ mm (an overestimation of 40% in relation to the measured ET_o). We present one of the first research work for the study site (Botucatu-SP, Brazil) that compares in-situ grass reference evapotranspiration measurements obtained by the weighing lysimetry technique with data estimated from this same parameter by the use of satellites. Data from two datasets available at the Google Earth Engine platform were used to compare monthly average values of ET_o . Estimated data from MOD16A2.006 dataset overestimates lysimetric measurements by 8% ($R^2 = 0,94$), which we consider to be an exceptional approximation between estimated and measured ET_o , whereas the estimated data from the FLDAS dataset overestimates lysimetric measurements by 33% ($R^2 = 0,90$). We observed that it is possible to use data from MOD16A2.006 dataset with a high degree of reliability

Key-words: Google Earth Engine. Net outgoing longwave radiation. Net radiation. Penman-Monteith.

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO GERAL.....	13
	CAPÍTULO 1 - AJUSTE DE MODELO DE ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA BASEADO NA TEORIA DE BRUNT (1934): MODELO DE EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA EM FUNÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA	18
1.1	INTRODUÇÃO.....	20
1.2	MATERIAL E MÉTODOS.....	21
1.2.1	Caracterização da área de estudo.....	21
1.2.2	Rotina de obtenção de dados.....	22
1.2.3	Dados coletados e especificação técnica dos sensores.....	23
1.2.3.1	Estação agrometeorológica.....	23
1.2.3.2	Estação radiométrica.....	23
1.2.3.3	Estação evapotranspirométrica.....	24
1.2.3.3.1	Especificações técnicas do lisímetro de pesagem.....	24
1.2.3.3.2	Obtenção de medidas de evapotranspiração.....	25
1.2.4	O modelo de estimativa de Penman-Monteith (PM-FAO 56).....	27
1.2.5	Fundamento teórico para ajuste do balanço de ondas longas (R_{nl})....	30
1.2.5.1	Considerações gerais sobre a radiação líquida (R_n).....	30
1.2.5.1.1	Radiação líquida de ondas curtas (R_{ns}).....	31
1.2.5.1.2	Radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – Condição de céu aberto....	32
1.2.5.2	Ajuste da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – Condição de céu aberto.....	35
1.2.5.3	Ajuste da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – Condição de céu nublado.....	36
1.2.5.4	Análise estatística dos dados.....	40
1.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	40

1.3.1	Modelo proposto para estimativa da radiação líquida de ondas longas – Condição de céu aberto.....	40
1.3.2	Transmissividade atmosférica (KT) e fração difusa (KDF) para estimativa da radiação líquida de ondas longas.....	47
1.3.2.1	Validação dos modelos de estimativa.....	48
1.4	CONCLUSÕES.....	52
	REFERÊNCIAS.....	53
	CAPÍTULO 2- MEDIDAS LISIMÉTRICAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA PADRÃO GRAMA COMPARADAS COM DADOS DE OBSERVAÇÃO DE SATÉLITE.....	57
2.1	INTRODUÇÃO.....	59
2.2	MATERIAL E MÉTODOS.....	60
2.2.1	Caracterização da área de estudo.....	60
2.2.2	Lisimetria de pesagem.....	61
2.2.2.1	Especificações técnicas do lisímetro de pesagem.....	61
2.2.2.2	Medidas de evapotranspiração.....	62
2.2.3	Plataforma google earth engine – Satélites utilizados no experimento..	63
2.2.4	Obtenção dos dados de evapotranspiração.....	64
2.2.5	Análise estatística dos dados.....	65
2.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	68
2.4	CONCLUSÕES.....	78
	REFERÊNCIAS.....	79
	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	83
	REFERÊNCIAS.....	85

INTRODUÇÃO GERAL

A necessidade de estudos a respeito da demanda hídrica atmosférica data do início da década de 1940. Sendo estes estudos considerados inovações do ponto de vista de conhecimento de fenômenos físicos decorrentes na natureza, pesquisadores chegaram à conclusão de que o uso racional de água no ambiente produtivo agrícola seria de extrema importância nos anos que estariam por vir, o que acabou por se tornar um assunto atual.

Segundo McCabe et al., (2015), Wilm e Thornthwaite (1944) elaboraram um complexo estudo que procurava avaliar as interrelações existentes entre parâmetros físicos atmosféricos com parâmetros agrometeorológicos na interferência do desenvolvimento e fisiologia de culturas vegetais. Assim, deu início ao estudo das relações entre água-planta-atmosfera, conhecido atualmente por Evapotranspiração. Propôs, inclusive, a metodologia base para a obtenção da medida deste parâmetro sendo que o seu modelo de estimativa se tornou amplamente conhecido e utilizado pela comunidade científica desde então.

Com o passar dos anos e o desenvolvimento dos países sendo isso em escala global, o aumento populacional passou a ser considerado como um desafio do ponto de vista do setor produtivo e dúvidas começaram a surgir a respeito da sustentabilidade do sistema como um todo. A própria manutenção e resiliência de biomas específicos e ecossistemas ao redor do planeta passou a ter grande importância para a comunidade científica mundial, sendo que o conhecimento dos processos de evaporação e transpiração (conjuntamente evapotranspiração) são de suma importância no ciclo hidrológico e manutenção do clima de uma dada localidade.

Fundada em 1945, a Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (do original em inglês: “*Food and Agriculture Organization of the United Nations – F.A.O*”) passou a ter papel preponderante, em escala mundial, no auxílio de desenvolvimento de tecnologias que procurassem mitigar problemas relacionados ao setor técnico produtivo agrícola. Os manuais de irrigação e drenagem (do original em inglês: “*Irrigation and drainage paper*”), emitidos por esta instituição, são os mais importantes na atualidade, recebendo grande destaque o manual 56 da FAO (ALLEN et al., 1998). Este manual apresenta uma forma parametrizada do modelo de estimativa da evapotranspiração de referência elaborado por Penman-Monteith.

O modelo de Penman (1948) é originalmente elaborado por base do fundamento do balanço de energia e da radiação líquida utilizado para avaliar a estimativa da evaporação de água de uma superfície vegetada. Este modelo considera a quantidade de energia por unidade de área, em outras palavras, avalia-se a ação o calor latente de vaporização conjuntamente com a temperatura do ar, vento e umidade relativa (PENMAN, 1948; ALLEN et al., 1998 p. 3).

Monteith (1965) em seu trabalho intitulado *“Evaporation and environment”* apresenta todo o fundamento teórico necessário para o ajuste do modelo proposto em 1948 por Penman. Sendo que, neste trabalho, é que houve a adequação teórica que relaciona o balanço de energia (sendo incluso o calor latente de vaporização), ajuste de considerações relacionados aos aspectos da física da atmosfera (p. ex., pressão de vapor da água e velocidade do vento) e aspectos ligados à resistência aerodinâmica e estomática sendo esta última dependente, exclusivamente, de características morfológicas e fisiológicas de uma dada cultura vegetal.

Originalmente, a radiação líquida e o balanço de energia são vistos como componentes chave para o uso do modelo de Penman-Monteith já que representam o aporte de calor latente no sistema como um todo. Porém, essa metodologia descrita e expressada no modelo é muito bem aplicada em condições de céu aberto sendo que a interferência da nebulosidade no balanço de energia já era uma questão levada em consideração e é discutida até hoje.

Trabalhos mais recentes ainda apontam a necessidade de avaliar a interferência da nebulosidade na medida e estimativa da evapotranspiração (SOUZA et al., 2011; WANG et al., 2018). No entanto, muitos estudos foram desenvolvidos em locais apresentando períodos específicos de céu aberto, até, porque, a análise em períodos com essa característica de cobertura de céu garante a obtenção de dados mais assertivos no que diz respeito à radiação líquida e o balanço de ondas longas. Portanto, há necessidade de estudos mais aprofundados em localidades com cobertura de céu com significativa presença de nebulosidade, levando-se em consideração outros componentes da radiação solar, p. ex. a radiação solar difusa. Segundo Alados-Arboledas et al., (2000) “a radiação solar difusa é fruto do espalhamento da radiação solar ao interagir com os constituintes atmosféricos (nuvens, aerossóis e gases atmosféricos)”. Essa característica permite que a radiação solar difusa seja distribuída de forma mais uniforme nas diversas camadas atmosféricas e inclusive no dossel vegetativo.

De acordo com o que foi exposto anteriormente, a respeito da radiação solar difusa, trabalhos mais recentes como o de Anapalli et al., (2018) em ambientes de espécies vegetais arbóreas de clima temperado, apontam que a fração difusa da radiação fotossinteticamente ativa pode interferir significativamente na produtividade primária bruta dessas culturas.

Na Faculdade de Ciências Agronômicas da Unesp Câmpus de Botucatu, diversos estudos já foram realizados procurando relacionar o comportamento da radiação solar e suas componentes com estudos de energias renováveis e agricultura (ESCOBEDO et al., 2009; ESCOBEDO et al., 2011; SILVA et al., 2017; SHUKLA, et al., 2020).

Esses estudos somente são possíveis devido a existência da Estação de Radiometria Solar, uma estação dotada de equipamentos específicos que possibilita a realização de estudos tanto da física da atmosfera como da interferência da radiação solar na Troposfera.

Além da Estação de Radiometria Solar, a Faculdade de Ciências Agronômicas é provida de outras duas estações: **i)** Estação Agrometeorológica; **ii)** Estação Evapotranspirométrica.

Recentemente (desde 2017), a instituição conta, em sua Estação Evapotranspirométrica, com a disponibilidade de um lisímetro de pesagem, equipamento feito exclusivamente para obter a medida da evapotranspiração. Esse equipamento possui seu funcionamento baseado no princípio de conservação de massa da água em um volume conhecido de solo.

Atualmente os lisímetros de pesagem são dispositivos que, quando bem manejados, conseguem mensurar com grande precisão a evapotranspiração de um determinado ambiente (JUNIOR et al., 2019).

Esse tipo de equipamento, hoje em dia, funciona de forma automatizada com um sistema eletrônico dependente de um microprocessador (*datalogger*) ligado a sensores de pesagem (as células de carga) responsáveis pela medição de variação de massa em um dado sistema de controle.

Essa variação é totalmente atribuída à perda de água do sistema de controle, seja por evaporação através da superfície do solo ou devido ao processo de transpiração pela ação dos estômatos na superfície foliar das plantas desconsiderando-se a interferência da biomassa presente no sistema (VAREJÃO-SILVA, 2006; SENTELHAS et al., 2007; CAMPECHE et al., 2011).

O conhecimento da interferência nas medidas de evapotranspiração em função das diferentes épocas do ano, principalmente no que diz respeito ao comportamento da cobertura de céu (nebulosidade), é algo que pode ser bem observada a partir dos dados obtidos pelo lisímetro. Nesse sentido, dúvidas podem ser elucidadas quando questionada a sensibilidade do modelo de Penman-Monteith (mais recentemente o modelo PM-FAO 56) quando relacionado ao saldo de radiação, parâmetros agrometeorológicos e os dados obtidos via lisimetria de pesagem para um local de análise específico. Portanto, a partir do conhecimento da relação entre nebulosidade, componentes da física atmosférica e evapotranspiração medida, os coeficientes do modelo PM-FAO 56 podem ser melhor ajustados para garantir qualidade e precisão das estimativas.

Por último, uma linha de pesquisa mais atual com relação a tudo isso é o uso de satélites para se obter dados de estimativa da evapotranspiração de uma dada localidade. Em seu trabalho intitulado “*Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration, METRIC—Model*”, Allen et al., (2007) apresenta como proceder com a calibração do modelo METRIC, uma das mais importantes ferramentas na atualidade para aquisição e processamento de imagens via satélite. Com o uso do METRIC e ajuste em algoritmos específicos, é possível de se calcular a evapotranspiração de uma determinada localidade apresentando-se como um valor residual de estimativas do balanço de energia relativos à superfície terrestre.

Essa característica também é encontrada em outra plataforma que permite o uso de satélites que é a plataforma *Google Earth Engine* (<https://earthengine.google.com/>) da qual permite acesso a diversos tipos de *datasets* de satélites, cada qual com seu algoritmo específico de utilização. Isto é uma linha de pesquisa emergente na sociedade científica, sendo que diversos trabalhos na atualidade apresentam uma crescente necessidade de comparação entre estudos de medidas *in situ* de evapotranspiração relacionadas àquelas encontradas pelo uso de satélites.

Este presente estudo será dividido em dois capítulos, cujos títulos são apresentados a seguir:

Capítulo 1: Ajuste De Modelo De Estimativa De Radiação De Onda Longa Baseado Na Teoria De Brunt (1934): Modelo De Emissividade Atmosférica Em Função Da Radiação Solar Difusa.

Capítulo 2: Medidas Lisimétricas De Evapotranspiração De Referência Padrão Grama Comparadas Com Dados De Observação De Satélite.

O primeiro capítulo apresentará uma análise comparativa entre a teoria clássica do balanço de ondas longas apresentado por Brunt (1934) com a teoria utilizada por Allen et al., (1998) para o saldo de radiação expresso no modelo PM-FAO 56. Um ajuste do modelo de balanço de onda longa, mais precisamente da emissividade atmosférica, será apresentado para a localidade de estudo em questão.

O segundo capítulo apresentará um estudo que relaciona medidas de evapotranspiração realizadas *in situ* via técnica de lisimetria de pesagem com medidas de evapotranspiração obtidas pelo uso de satélites presentes na plataforma *Google Earth Engine* específicos para isso. Esses dados foram comparados em escala mensal, inicialmente para o ano de 2019. Uma análise dos valores representativos de acumulados mensais de evapotranspiração será apresentada. Em função disso, comparando-se os valores das médias mensais dos valores obtidos, foi avaliado qual satélite é o mais adequado para estudos com as condições atmosféricas da localidade do experimento em questão.

**AJUSTE DE MODELO DE ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA
BASEADO NA TEORIA DE BRUNT (1934): MODELO DE EMISSIVIDADE
ATMOSFÉRICA EM FUNÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA**

DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR, ALEXANDRE DAL PAI

Resumo: A radiação líquida (R_n) é considerada como um dos componentes mais importantes no modelo de Penman-Monteith, sendo representativa do fluxo de calor latente (λET). Sua estimativa é dependente do saldo de onda longa, uma variável capaz de modular fenômenos físicos de emissividade de radiação de onda longa pela atmosfera e pela superfície terrestre. Apresenta-se neste trabalho um modelo de emissividade atmosférica (ϵ_a) em função da fração difusa (K_{DF}) e avaliou-se a eficácia deste modelo para estimar a R_n e a suas aplicações no modelo PM-FAO 56. O lisímetro de pesagem apresentou um valor médio de 2,1 mm da ET_o medida com desvio padrão de $\pm 1,0$ mm. O modelo proposto ($ET_{o_Rn_KDF}$) apresentou um valor médio de 2,6 mm da estimativa de ET_o com desvio padrão de $\pm 1,2$ mm (uma superestimava de 13% em relação à medida), enquanto que o modelo da FAO-56 ($ET_{o_Rn_Allen}$) apresentou um valor médio de 3,3 mm da estimativa de ET_o com desvio padrão de $\pm 1,2$ mm (uma superestimava de 40% em relação à medida).

Palavras-chave: Balanço de Ondas Longas. Evapotranspiração. Lisimetria. Penman-Monteith. Saldo De Radiação.

ADJUSTMENT OF THE LONG-WAVE RADIATION ESTIMATION MODEL BASED ON BRUNT'S THEORY (1934): MODEL OF ATMOSPHERIC EMISSIVITY AS A FUNCTION OF DIFFUSE SOLAR RADIATION

DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR, ALEXANDRE DAL PAI

Abstract: Net radiation (R_n) is considered to be one of the most important component used in the Penman-Monteith equation, being a latent heat flux (λET) representative. Its estimative depends up on the net outgoing long-wave radiation, a mathematical parameter that modulates the physical phenomena of long-wave radiation emissivity through the atmosphere and the Earth's surface. In this work, we propose an atmospheric emissivity (ϵ_a) model as a function of the diffuse fraction (K_{DF}). At this study, we show an evaluation and the effectiveness of this model to estimate R_n and its applications in the PM-FAO 56 model. The weighing lysimeter showed an average value of 2,1 mm of measured ET_o with a standard deviation of $\pm 1,0$ mm. The proposed model ($ET_{o_Rn_KDF}$) presented an average ET_o estimate value of 2,6 mm with a standard deviation of $\pm 1,2$ mm (an overestimation of 13% in relation to the measured ET_o), while the FAO-56 model ($ET_{o_Rn_Allen}$) presented an average ET_o estimate value of 3,3 mm with a standard deviation of $\pm 1,2$ mm (an overestimation of 40% in relation to the measured ET_o).

Key-words: Evapotranspiration. Lysimetry. Net Outgoing Longwave Radiation .Net Radiation. Penman-Monteith.

1.1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração de referência (ET_0) é dita como a quantidade de água utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, em crescimento ativo, livre de pragas e doenças, apresentando cobertura máxima do terreno, com altura entre 8 a 15 cm, sem restrições hídricas, albedo de 0,23 e resistência aerodinâmica de 70 s m^{-1} (ALLEN et al., 1998, p.15; SENTELHAS et al., 2007, p.78; CARMONA; RIVAS; KRUSE, 2017).

Atualmente, sua medida é obtida, exclusivamente, pelo uso de equipamentos denominados lisímetros, com maior destaque para os lisímetros de pesagem.

Os lisímetros de pesagem são equipamentos que possuem a capacidade de medir os fluxos de água representativos do sistema solo-planta-atmosfera, com maior destaque para a medição de evapotranspiração (ET), drenagem (D) e precipitação (P). Estes equipamentos possuem precisão (0,1 mm) e trabalham em uma acurada escala de resolução temporal ($< 10 \text{ min}$). (SCHRADER et al., 2013; HOFFMANN, 2016; AMARAL et al., 2018; KOHFAHL et al., 2019). Não havendo a possibilidade da construção e uso desse equipamento específico, torna-se necessário a utilização de modelos de estimativa.

O modelo de Penman-Monteith revisado e parametrizado por Allen et al., (1998) no manual da FAO-56, denominado como modelo PM-FAO 56, recebe grande destaque na comunidade científica. Seus dados são considerados como sendo os que mais se aproximam da medida obtida via a técnica da lisimetria de pesagem, o que o torna o melhor modelo de estimativa na atualidade (LÓPEZ-URREA et al., 2006; CASA e OVANDO, 2016).

Considerado como um dos mais importantes componentes do modelo de Penman-Monteith a radiação líquida (R_n), dependente da radiação líquida de ondas curtas (R_{ns}) e da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}), é fruto de discussão até hoje na comunidade científica. Utilizado por Penman (1948) a equação do R_{nl} descrito por Brunt (1934, p.122) é originalmente desenvolvida para condições de céu aberto. O efeito causado pela nebulosidade foi apresentado por Brunt (1934) inicialmente considerando um fator que representava décimos de céu encoberto (m). Penman (1948) propôs a modificação deste fator pelo uso da razão de insolação (n/N) que relaciona o número de horas de brilho solar (n) com o fotoperíodo (N).

Allen et al., (1998, p. 52) no manual da FAO-56 apresenta uma revisão mais recente do R_{nl} , sendo que o ajuste para nebulosidade é dependente da relação entre a radiação solar incidente de ondas curtas ($R_{s\downarrow}$; medida ou estimada pela equação de Ångström) e a radiação solar incidente de ondas curtas para uma condição de céu aberto, R_{so} (onde $n = N$). Diversos autores buscaram avaliar a performance da parametrização dos modelos de estimativa de R_{nl} e estudos recentes ainda apontam a necessidade de novas metodologias (CAO et al., 2017; KOFROŇOVÁ; TESAŘ; ŠÍPEK. 2019). Inicialmente é possível de se observar que, o primeiro passo para a parametrização do R_{nl} é realizar medidas *in situ*, em condição de céu aberto de: R_n , temperatura máxima ($T_{máx}$) e mínima ($T_{mín}$) do ar e pressão parcial de vapor da água (e_a) em função das temperaturas medidas em questão. Uma vez ajustada a equação para essas condições é que os ajustes com o efeito de nebulosidade devem ser realizados.

O objetivo principal deste trabalho é realizar a parametrização do R_{nl} a ser utilizado no modelo PM-FAO 56 para a localidade de Botucatu-SP, Brasil. Uma vez procedida a parametrização, uma análise comparativa será realizada entre os R_n apresentados neste trabalho **i)** condição de céu aberto ($R_{n_modelo_proposto}$); **ii)** PM-FAO-56 (R_{n_Allen}); **iii)** Penman-1948 (R_{n_Penman}); **iv)** parametrizado- K_T (R_{n_KT}); **v)** parametrizado- K_{DF} (R_{n_KDF}). Será avaliada a eficácia do modelo de PM-FAO 56 para a estimativa de ET_o para cada valor estimado de R_n . Por último, os valores estimados de ET_o , serão comparados com a medida obtida pela técnica de lisimetria de pesagem.

1.2 MATERIAL E MÉTODOS

1.2.1 Caracterização da área de estudo

O estudo observacional foi realizado com o uso conjunto das estações: Radiométrica; Agrometeorológica; e Evapotranspirométrica; do Departamento de Bioprocessos e Biotecnologia da Faculdade de Ciências Agrônômicas da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” presente na cidade de Botucatu-SP cujas coordenadas geográficas são: 22°50' S; 48°25' O; altitude média de 786 m. Durante o período de janeiro de 2019 a junho de 2020.

As três estações possuem sua superfície vegetada coberta por Grama Batatais (*Paspalum notatum* var. *notatum*). O solo é classificado como latossolo roxo distrófico, textura franca argilo-arenosa e o terreno apresenta uma declividade média de 3%.

Quanto ao clima desta localidade, segundo a classificação de Köppen, este é classificado como Cwa (subtropical úmido – mesotérmico), com predominância de verão quente e úmido e inverno seco (DAL PAI et al., 2016; SILVA et al., 2017).

O mês de fevereiro é o mês mais quente do ano com temperatura média de 22,5 °C enquanto que o mês de julho é o mês mais frio com temperatura média de 16,8 °C. Janeiro é o mês com maior índice de umidade relativa apresentando valores percentuais médios de 76,5 %, enquanto que agosto é considerado o mês mais seco do ano apresentando valores médios de umidade relativa do ar de 61,2%. Com relação à nebulosidade, o mês de janeiro é o mês com maior presença de nuvens no céu (fator de nebulosidade de 0,61) enquanto que o mês de agosto possui como característica principal a predominância de céu aberto (fator de nebulosidade de 0,28) (DAL PAI et al., 2016; ROSSI et al., 2018).

1.2.2 Rotina de obtenção de dados

A coleta de dados foi feita para cada variável utilizada no modelo de PM-FAO 56 listados a seguir:

1. R_n : radiação líquida ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$);
2. T : temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$);
3. U_2 : velocidade do vento medida a 2 m (m/s);
4. e_s : pressão de saturação de vapor da água (kPa);
5. e_a : pressão parcial de vapor da água (kPa);
6. Δ : declividade da curva de pressão de vapor da água em função da temperatura do ar ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$);

O fluxo de calor no solo (G ; $\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$), segundo Allen et al., (1998), foi considerado como nulo ($G \approx 0$). Esta consideração é válida quando se trabalha com dados estimados de ET_0 pelo modelo PM-FAO 56 em escala diária.

Foram utilizados sensores específicos e o processamento de dados foi realizado por uso de microprocessadores (*dataloggers*; *Campbell Scientific®*). Modelo CR-3000 para a Estação Radiométrica; modelo CR-1000 para a Estação Agrometeorológica; modelo 21-X para a Estação Evapotranspirométrica. O tempo de coleta dos dados dos sensores é de cinco segundos. A cada cinco minutos, é calculado pelos microprocessadores um valor médio dessas medidas realizadas pelos equipamentos e essas médias são armazenadas no banco de dados. Essa rotina de obtenção de dados é padrão nas três estações. Todos os equipamentos instalados nas estações seguem as normas da Organização Mundial de Meteorologia (*“World Meteorological Organization”* – W.M.O). Os sensores utilizados nas estações Agrometeorológica e Radiométrica são recalibrados periodicamente, tendo seus fatores de calibração ajustados anualmente.

1.2.3 Dados coletados e especificação técnica dos sensores

1.2.3.1 Estação agrometeorológica

O quadro 1. apresenta as especificações dos sensores utilizados na estação agrometeorológica:

Quadro 1 – Descrição das variáveis medidas e modelos dos sensores presentes na Estação Agrometeorológica

Variável Medida	Sensor (modelo)	Empresa
Temperatura do ar (Tar; °C)	PT100 RTD, IEC 751 1/3 classe B	Campbell Scientific®
Umidade Relativa do ar (UR%)	Rotronic Hygromer IN-1	Campbell Scientific®
Precipitação (P; mm)	TB4 Rain Gauge	Campbell Scientific®
Velocidade do Vento (U ₂ ; m/s)	MET One 034B Wind Set	Campbell Scientific®

1.2.3.2 Estação radiométrica

A radiação de ondas curtas ($R_{s\downarrow}$; MJ/m².dia) foi medida com uso do sensor modelo CMP3 da *Kipp & Zonen* (310-2800 nm). A radiação solar difusa (R_{Dif} ; MJ/m².dia) foi medida com uso do sensor *Eppley-PSP* (295-2800 nm) sob o anel de sombreamento Melo-Escobedo-Oliveira (MEO), cujas dimensões: raio de 0,40 m e largura de 0,10 m. Os fatores de correção dos dados da R_{Dif} devido ao sombreamento exercido pelo anel MEO foram obtidos segundo a metodologia descrita por Oliveira et al., (2002).

Os componentes do saldo de radiação, radiação de ondas curtas ($R_{s\downarrow}$; MJ/m².dia); radiação solar refletida ($R_{Ref\downarrow}$; MJ/m².dia); radiação de ondas longas emitida pela atmosfera ($R_{L\downarrow}$; MJ/m².dia); radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre ($R_{L\uparrow}$; MJ/m².dia), foram medidos com o uso do saldo radiômetro modelo CNR1 da empresa *Kipp & Zonen*.

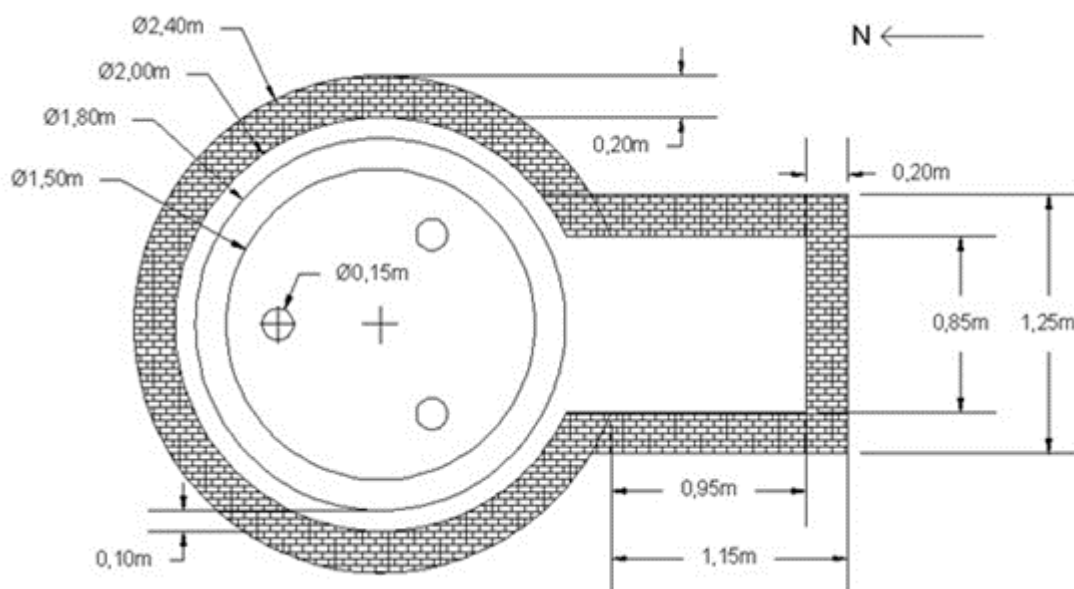
1.2.3.3 Estação evapotranspirométrica

1.2.3.3.1 Especificações técnicas do lisímetro de pesagem

Presente na Estação Evapotranspirométrica, o lisímetro de pesagem (JUNIOR et al., 2019) utilizado para obter a medida da ET, possui um tanque com capacidade volumétrica de 1,5 m³ e área evaporativa aproximada de 2 m². Sua superfície é vegetada com Grama Batatais (*Paspalum notatum* var. *notatum*) sendo que o pleno crescimento vegetativo é mantido ao longo do ano todo.

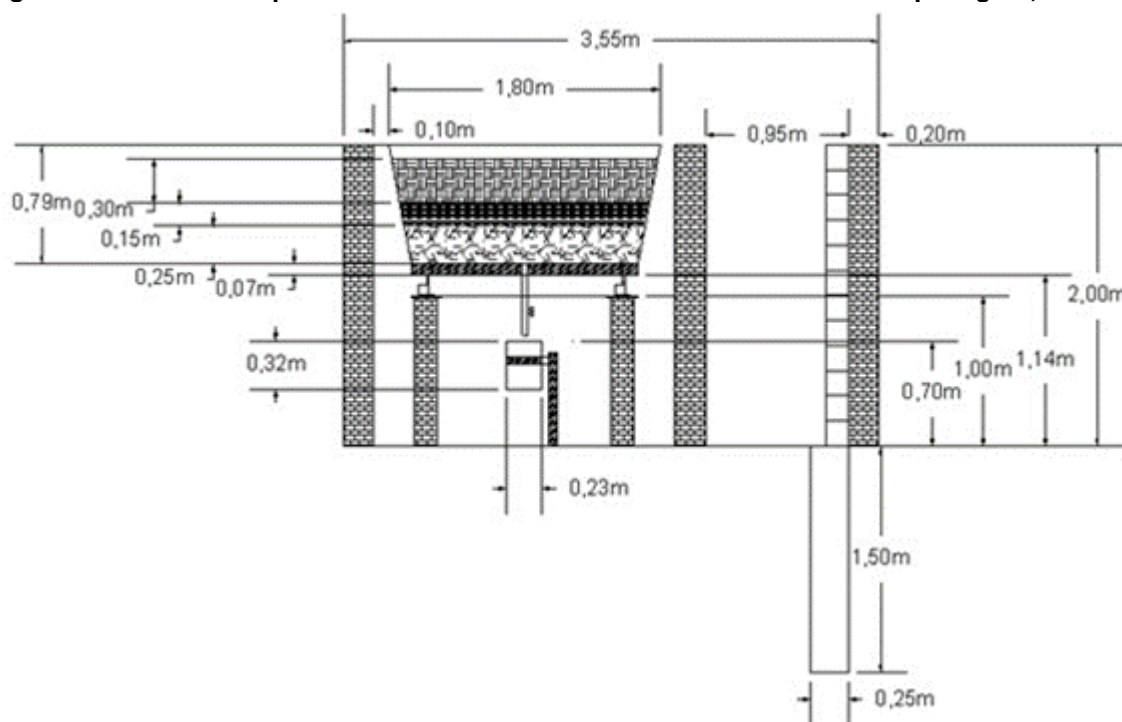
A planta baixa do equipamento é apresentada a seguir (figuras 1. e 2.):

Figura 1 – Desenho esquemático da estrutura de alvenaria do lisímetro de pesagem, vista superior



Fonte: JUNIOR et al., 2019

Figura 2 – Desenho esquemático da estrutura de alvenaria do lisímetro de pesagem, vista frontal



Fonte: JUNIOR et al., 2019

A profundidade efetiva do sistema radicular da cultura foi projetada para uma profundidade máxima de 0,5 m, o solo dentro do tanque é classificado como latossolo roxo distrófico, textura franca argilo-arenosa e a capacidade de água disponível no sistema é de 90 mm. O turno de rega para o sistema de controle foi projetado para que, quando necessário, fosse efetuada a aplicação de uma lâmina de irrigação de 15 mm/7 dias.

Este equipamento, composto de uma seção circular, possui um sistema de pesagem com três células de carga da marca *Samel* L-2T com intervalo de sensibilidade de $2 \text{ mV/V} \pm 0,1\%$. O sistema de medição da precipitação e do volume drenado é composto por dois pluviômetros eletrônicos da empresa *Texas Electronics*® modelo TR-525M. Todos os sensores são ligados a um *datalogger* 21-X da empresa *Campbell Scientific*®.

1.2.3.3.2 Obtenção de medidas de evapotranspiração

Uma forma útil de conseguir mensurar a ET, principalmente em períodos secos, é por intermédio do uso do balanço hídrico do solo.

A obtenção de valores de ET pela técnica de lisimetria de pesagem foi determinada, exclusivamente, a partir do conhecimento da variação de massa de água existente na matriz do solo do monólito que está presente dentro do tanque.

Segundo Rana e Katerji, (2000):

$$P + I + W - ET - R - D = \pm[\Delta S]_0^r \quad (1)$$

Sendo: P: precipitação; I: irrigação; W: ascensão capilar da água no solo; ET: evapotranspiração; R: escoamento superficial da água no solo (*run-off*); D: drenagem; ΔS : variação do armazenamento de água no solo; r: profundidade efetiva do sistema radicular. Todos os termos possuem sua unidade em milímetros (mm).

De forma mais simplificada, e por ser um sistema de controle, os parâmetros W e R da equação 1. são desconsiderados. Sendo que, em condições de ausência de P, I e D o termo $[\Delta S]_0^r$ é exclusivamente dependente de ET.

De forma suplementar, considerações a respeito da variação de massa no sistema (SCHRADER et al., 2013; KOHFAHL et al., 2019) foram avaliadas da seguinte forma:

$$\Delta W = \Delta W_{lis} + \Delta W_{dren} \quad (2)$$

$$\Delta P = \begin{cases} \Delta W, & \Delta W > 0 \\ 0, & \Delta W \leq 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$\Delta ET = \begin{cases} \Delta W, & \Delta W < 0 \\ 0, & \Delta W \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

Sendo: ΔW : variação de massa do sistema; ΔW_{lis} : variação de massa no lisímetro durante um intervalo de tempo; ΔW_{dren} : variação do volume drenado; ΔP : variação do volume de água de uma determinada precipitação; ΔET : variação da evapotranspiração medida;

A leitura do lisímetro em escala milimétrica pode ser convertida em unidades de massa pois, $1 \text{ mm} \cong 1 \text{ L.H}_2\text{O/m}^2 \cong 1 \text{ kg.H}_2\text{O/m}^2$. O ganho de massa no sistema é facilmente observado em eventos de P e/ou I. Enquanto que perdas de massa ocorrem, basicamente, pela ação de D e/ou ET.

1.2.4 O modelo de estimativa de Penman-Monteith (PM-FAO 56)

Um dos elementos fundamentais para que ocorra os processos de evaporação da água é o calor latente de vaporização (λ) em função de T_{ar} (consideremos neste caso a condições normais de temperatura e pressão; 1 atm e temperatura dentro do ideal fisiológico para plantas C4). A 20° C o valor de λ é aproximadamente igual a 2,45 MJ. Considera-se que são necessários, a uma temperatura ambiente de 20°C e 1 atm de pressão, 2,45 MJ/m² de energia para vaporizar 1 kg.H₂O (1kg.H₂O = 0,001 m³.H₂O = 1 mm.H₂O). Sendo assim, o fluxo de calor latente, é um dos principais componentes para que ocorra os processos de ET de uma determinada cultura.

A ET, expressa em energia por unidade de área é dita como λET (eq. 5.) (PENMAN, 1948; MONTEITH, 1965; ALLEN et al., 1998 p. 19):

$$\lambda ET = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (5)$$

Sendo: λET : Evapotranspiração expressa em termos de calor latente (MJ/kg); R_n : radiação líquida (MJ/m².dia); G : fluxo de calor no solo (MJ/m².dia); $e_s - e_a$: déficit de pressão de vapor (kPa); ρ_a : densidade média do ar à pressão constante (kg/m³); c_p : calor específico do ar (MJ/kg.°C); $\gamma = 0,063$: constante psicrométrica (kPa/°C); Δ : declividade da curva de pressão de vapor da água em função da temperatura do ar (kPa/°C); r_a e r_s : resistências aerodinâmica e resistência superficial total (s/m).

O aporte de energia é visto como a relação entre R_n e G . Enquanto que, as relações dos termos $e_s - e_a$, U_2 , γ , Δ são indicativos dos mecanismos físicos que interferem na transferência (movimentação horizontal) de vapor próximo à superfície evaporativa e da atmosfera imediatamente acima desta. O termo r_a é dependente de fatores como U_2 e $UR\%$, sendo que U_2 atua como principal agente de transferência/transporte horizontal do vapor da água.

Segundo Penman (1948) “a $UR\%$ indica as infinitesimais variações de e_s e e_a em uma camada de ar de espessura milimétrica onde a variação da água do estado líquido para o gasoso se dá em fluxo não-turbulento e um processo de difusão molecular.”

A resistência aerodinâmica (r_a) é calculada da seguinte forma (ALLEN et al., 1998. p. 20):

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{z_m - d}{z_{om}}\right] \ln\left[\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right]}{k^2 \cdot u_z} \quad (6)$$

Sendo: r_a : resistência aerodinâmica (s/m); z_m : altura de medição do vento (m); z_h : altura de medição da umidade do ar (m); d : plano zero de altura de deslocamento (m); z_{om} : comprimento da rugosidade que governa a transferência de momento (m); z_{oh} : comprimento da rugosidade que governa a transferência de calor e vapor da água (m); k : constante de Von Karman (0,41; adimensional); u_z : velocidade do vento medida a uma altura z (m/s).

Algumas considerações são feitas para o cálculo do plano zero de altura de deslocamento (d), comprimento da rugosidade que governa a transferência de momento (z_{om}) e o comprimento da rugosidade que governa a transferência de calor e vapor da água (z_{oh}). Segundo Allen et al., (1998) essas equações são descritas como:

$$d = 2/3 \cdot h \quad (7)$$

$$z_{om} = 0,123 \cdot h \quad (8)$$

$$z_{oh} = 0,1 \cdot z_{om} \quad (9)$$

Assumindo uma altura da cultura de $h = 12$ cm ($h = 0,12$ m), altura padronizada de 2 m para medição de U , T_{ar} e $UR\%$ a resistência aerodinâmica obtida é de, aproximadamente (ALLEN et al., 1998):

$$r_a = \frac{208}{u_2} \quad (10)$$

O termo r_s (original do inglês: “*bulk surface*” *resistance*) descreve a resistência à transferência de vapor por ação da resistência estomática oferecida pela própria vegetação (pelos estômatos presentes no limbo foliar) sendo incluso a resistência oferecida pela superfície do solo e dos próprios poros presente em sua matriz. De uma forma geral, leva-se em consideração para sua estimativa, a resistência estomática e o índice de área foliar. É calculado pela seguinte forma, segundo Allen et al., (1998):

$$r_s = \frac{r_l}{IAF_{ativo}} \quad (11)$$

Sendo: r_s : resistência superficial total (s/m); r_l : resistência estomática total de uma folha bem iluminada (s/m); IAF_{ativo} : índice ativo de área foliar [m^2 (área da folha)/ m^2 (superfície do solo)]

A equação geral utilizada para o cálculo do IAF_{ativo} (ALLEN et al., 1998) nas condições específicas deste estudo:

$$IAF_{ativo} = 0,5 \cdot IAF \quad (12)$$

$$IAF = 24 \cdot h \quad (13)$$

Sendo: h : altura da cultura (m)

Para uma resistência estomática total (r_l) de 100 s/m e altura da cultura de $h = 0,12$ m, a resistência superficial total (r_s) apresentada no manual da FAO-56 (ALLEN et al., 1998) é de:

$$r_s \cong 70 \frac{s}{m} \quad (14)$$

Tanto os parâmetros r_a e r_s são formas de representar processos fisiológicos das plantas, que foram inseridos matematicamente no modelo de Penman (1948) por Monteith (1965).

Com os devidos ajustes em função das deduções apresentadas anteriormente o modelo PM-FAO 56 parametrizado e proposto por Allen et al., (1998, p. 24) é descrito na equação a seguir:

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (15)$$

Sendo: ET_o : Evapotranspiração de referência (mm/dia); R_n : radiação líquida ($MJ/m^2 \cdot dia$); G : fluxo de calor no solo ($MJ/m^2 \cdot dia$); γ : constante psicrométrica ($0,063 \text{ kPa}/^\circ\text{C}$); T : temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$); U_2 : velocidade do vento medida a 2 m (m/s); e_s : pressão de saturação de vapor da água (kPa); e_a : pressão parcial de vapor da água (kPa); Δ : declividade da curva de pressão de vapor da água em função da temperatura do ar ($\text{kPa}/^\circ\text{C}$).

1.2.5 Fundamento teórico para ajuste do balanço de ondas longas (R_{nl})

De uma forma geral, quando comparado com dados de lisimetria, há uma tendência de superestimativa dos valores apresentados pelo modelo PM-FAO 56 da ET_o de até 20% (ALLEN et al., 1998, p. 18). Uma vez que as variáveis U_2 , e_s , e_a , Δ e T_{ar} são obtidos localmente, a variável que deve receber maior atenção na ação de proporcionar a superestimava da ET_o é R_n já que esta, em muitos casos, é proveniente de modelos de estimativa. Foi observado que, em momentos de precipitação e/ou céu nublado o fator que sofre maior impacto é a energia disponível no ambiente, mais precisamente o aporte de radiação de ondas curtas (R_{sl}) e, indiretamente, R_n . Conjuntamente, há interferências nos valores observados de déficit de pressão de vapor no ar ($e_s - e_a$) sendo que a variável e_a recebe maior destaque.

1.2.5.1 Considerações gerais sobre a radiação líquida (R_n)

Valores medidos de R_n foram obtidos *in situ* pelo uso de um saldo radiômetro. O uso deste equipamento segue o princípio matemático descrito a seguir (VAREJÃO-SILVA, 2006, p. 195; ALLEN et al., 2007; KOFROŇOVÁ; TESAŘ; ŠÍPEK. 2019):

$$R_n = (R_{S\downarrow} - R_{Ref\ell}) + (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) = R_{ns} + R_{nl} \quad (16)$$

Sendo: R_n : radiação líquida; $R_{S\downarrow}$: radiação de ondas curtas; $R_{Ref\ell}$ radiação solar refletida pela superfície terrestre; $R_{L\downarrow}$: radiação de ondas longas emitida pela atmosfera; $R_{L\uparrow}$: radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre; R_{ns} : radiação líquida de ondas curtas incidente na superfície terrestre; R_{nl} : radiação líquida de ondas longas emitida pela superfície terrestre; todos os termos são em MJ/m².dia;

Quando se trata da medida de R_n pelo saldo radiômetro, o segundo termo da equação, fruto da diferença entre $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$ apresenta, de uma forma geral, valores negativos. Por isso a justificativa do uso do sinal positivo nos termos da equação.

1.2.5.1.1 Radiação líquida de ondas curtas (R_{ns})

Do que foi exposto anteriormente, quando obtido por equação de estimativa, a variável R_{ns} calculada pela seguinte equação (ALLEN et al., 1998, p. 51; ALLEN et al., 2007; CARMONA; RIVAS; KRUSE, 2017):

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_{S\downarrow} \quad (17)$$

Sendo: R_{ns} : radiação líquida de ondas curtas incidente na superfície terrestre (MJ/m².dia); α : coeficiente de reflexão (albedo – adimensional); $R_{S\downarrow}$: radiação de ondas curtas (MJ/m².dia)

O α , no caso de estudos de ET_o tem seu valor fixo, considerado de $\alpha = 0,23$ (correspondente ao espectro visível de comprimento de onda correspondente à coloração verde).

Uma vez não havendo a medida de $R_{S\downarrow}$ ela pode ser estimada pelo uso de modelos matemáticos, neste caso a equação de Ångström do qual pode ser ajustado localmente. Será apresentada a equação (eq.18) com os dados já parametrizados *in situ* (SHUKLA, et al., 2020):

$$\frac{R_{S\downarrow}}{R_a} = a + b \cdot \frac{n}{N} \equiv R_{S\downarrow} = \left(a + b \frac{n}{N}\right) \cdot R_a \therefore R_{S\downarrow} = \left(0,23 + 0,48 \cdot \frac{n}{N}\right) \cdot R_a \quad (18)$$

Sendo: $R_{S\downarrow}$: radiação de ondas curtas ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$); R_a : radiação solar incidente no topo da atmosfera ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$), também chamada de radiação extraterrestre; a e b : coeficientes de ajuste da equação, expressam o padrão de cobertura de céu da localidade de estudo; n : número de horas de brilho solar, medido para cada DJ em análise; N : fotoperíodo, calculado para cada DJ em análise;

1.2.5.1.2 Radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – Condição de céu aberto

Inicialmente, neste trabalho, o ajuste da R_{nl} foi feito para condições de céu aberto. Uma vez se tendo as medidas obtidas pelo uso do saldo radiômetro, matematicamente a variável R_{nl} é calculada da seguinte forma (VAREJÃO-SILVA, 2006, p. 195; SENTELHAS et al., 2007, p 65-66; KOFROŇOVÁ; TESAŘ; ŠÍPEK. 2019):

$$R_{nl} = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (19)$$

Sendo: R_{nl} : radiação líquida de ondas longas emitida pela superfície terrestre ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$); $R_{L\downarrow}$: radiação de ondas longas emitida pela atmosfera ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$); $R_{L\uparrow}$: radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre ($\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$).

A variável $R_{L\downarrow}$ é dependente da T_{ar} , e_a e do padrão de cobertura de nuvens. Enquanto que a variável $R_{L\uparrow}$ é denominado de emitância radiante da superfície terrestre, função da T_{ar} e da constante de Stefan-Boltzmann (σ). A interrelação entre esses coeficientes permite a obtenção do termo ε chamado de emissividade. (BRUNT, 1934, p.110-132; ALLEN et al., 1998, p.52; SENTELHAS et al., 2007, p.65-66; ALLEN et al., 2007)

Para se trabalhar com a estimativa da R_{nl} , de uma forma geral, esta pode ser expressa matematicamente da seguinte forma (ALLEN et al., 2007; SENTELHAS et al., 2007, p.25; CARMONA; RIVAS; KRUSE, 2017):

$$R_{nl} = -\varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{ar;K}^4 \quad (20)$$

Sendo: ε : emissividade do corpo (superfície terrestre, e/ou nuvens – adimensional); σ : constante de Stefan-Boltzmann (MJ/m².dia.K⁴); $T_{ar;K}^4$: temperatura do ar (K) medida em superfície (altura padrão de abrigo meteorológico).

A radiação líquida (R_n) estimada é obtida, basicamente, pela seguinte expressão:

$$R_n = (1 - \alpha). R_{S\downarrow} - \varepsilon. \sigma. T_{ar;K}^4 \quad (21)$$

Do que foi exposto, o valor de σ é fixo (4,903.10⁻⁹; MJ/m².dia.K⁴), enquanto que dados de T_{ar} (máxima e mínima) são obtidos *in situ*. O termo ε pode passar por adaptações e ajustes matemáticos.

Originalmente Penman (1948) apresenta a variável R_n da seguinte forma (com as devidas adaptações dos termos para as condições deste trabalho):

$$R_n = (1 - \alpha). R_a. \left(0,18 + 0,55. \frac{n}{N}\right) - \sigma T_{ar}^4. (0,56 - 0,092. \sqrt{e_a}). \left(0,10 + 0,90. \frac{n}{N}\right) \quad (22)$$

Observa-se a emissividade (ε) apresentada anteriormente pode ser expressa matematicamente e fisicamente, sendo esta dependente, inicialmente, de relações entre $R_{L\downarrow}$, $R_{L\uparrow}$ e e_a . A relação $0,10+0,90.n/N$ é uma forma de expressar a interferência da nebulosidade.

De forma atualizada, o manual da FAO-56 (ALLEN et al., 1998, p.52) apresenta a variável R_{nl} da seguinte forma para sua aplicação no modelo PM-FAO 56:

$$R_{nl} = \sigma. \left[\frac{T_{máx,K}^4 + T_{mín,K}^4}{2} \right]. (0,34 - 0,14. \sqrt{e_a}). \left(1,35. \frac{R_{S\downarrow}}{R_{So}} - 0,35 \right) \quad (23)$$

A relação $R_{S\downarrow}/R_{So}$ (radiação de ondas curtas relativa) é uma outra forma de expressar a interferência da nebulosidade. O termo R_{So} (radiação de ondas curtas para uma condição de céu aberto, onde $n = N$) é uma condição da equação de Ångström para céu completamente aberto da qual se apresenta como: $R_{So} = (a+b).R_a$. (ANGSTROM, 1925; ALLEN et al., 1998, p. 51; CAO et al., 2017)

Observa-se que, para uma condição de céu aberto o terceiro termo da equação passa a ser desconsiderado já que:

- i) $n = N = 1 \div 0,10 + 0,90 = 1$
- ii) $\frac{R_{S\downarrow}}{R_{So}} \leq 1 \div R_{S\downarrow} \cong R_{So} \cong 1$

O termo dependente de e_a pode ser ajustado localmente, uma vez se tendo medido $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$ e R_{nl} .

O ajuste para o termo dependente de e_a e, consecutivamente, para R_{nl} inicialmente numa condição de céu aberto neste trabalho foi feito em função de uma equação empírica apresentada por Brunt (1934, p.122):

$$\frac{R}{\sigma \cdot T^4} = a + b \cdot \sqrt{e} \quad (24)$$

Sendo: R: radiação líquida de ondas longas emitida pela superfície terrestre (MJ/m².dia) medida *in situ*; σ : constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \cdot 10^{-9}$; MJ/m².dia.K⁴); T^4 (K): temperatura do ar medida em superfície (altura padrão de abrigo meteorológico); e: pressão de vapor do ar; os termos a e b expressam a correção dos efeitos da umidade do ar.

A equação 24. procura relacionar o comportamento de R_{nl} em função de $\sqrt{e}$; $\sigma \cdot T_{ar}$. Tendo em vista que, e ajustando para termos atuais:

$$R = (a + b)f(\sigma \cdot T^4; \sqrt{e}) \div R_{nl} = (a + b)f(\sigma \cdot T^4; \sqrt{e_a}) \quad (25)$$

Ou seja:

$$R_{nl} = (a + b)f(\sigma \cdot T^4; \sqrt{e_a}) \equiv \frac{R_{nl}}{\sigma \cdot \bar{T}_{ar}^4} = a + b \cdot \sqrt{e_a} \div \frac{R_{nl}}{\sigma \cdot \bar{T}_{ar}^4} = \varepsilon_{cs} \quad (26)$$

A variável $\bar{T}_{ar}^4$ para este trabalho irá de acordo com a equação 23., onde é utilizado o valor médio da temperatura do ar, em K. A variável ε_{cs} é a emissividade atmosférica para céu-aberto.

1.2.5.2 Ajuste da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – Condição de céu aberto

Para este procedimento ser realizado, a principal condição é ter a plena caracterização da condição de céu aberto. Para este trabalho, utilizou-se o índice de transmissividade atmosférica (K_T) (ESCOBEDO et al., 2009). O índice K_T é obtido pela razão entre a $R_{s\downarrow}$ e R_a :

$$K_T = \frac{R_{s\downarrow}}{R_a} \quad (27)$$

O índice K_T (adimensional) indica a quantidade de energia solar disponível na superfície terrestre após ocorrido os processos de interação com os constituintes atmosféricos (nuvens, aerossóis, vapor d'água e gases atmosféricos). Visto como uma relação percentual, valores de K_T entre 0 a 0,35 indicam significativa atenuação de $R_{s\downarrow}$, comum em dias de céu nublado. Enquanto que, valores de K_T entre 0,65 a aproximadamente 1 indicam elevada transmissividade de $R_{s\downarrow}$, característico de dias de céu aberto. O quadro 2. mostra a classificação da cobertura de céu por base deste índice:

Quadro 2 – Classificação da cobertura de céu em função do índice de transmissividade atmosférica (K_T)

Intervalos de K_T	Cobertura de céu
$0 \leq K_T < 0,35$	Nublado
$0,35 \leq K_T < 0,55$	Parcialmente nublado
$0,55 \leq K_T < 0,65$	Parcialmente aberto
$0,65 \leq K_T < 1$	Aberto

Fonte: ESCOBEDO et al., (2009)

Uma vez feita a filtragem dos dados necessários, tendo-se a garantia de estar trabalhando com dias de condição de céu aberto, a parametrização dos termos necessários para a estimativa da variável R_{nl} foi feita em função de uma regressão linear simples da qual pode ser apresentada de forma teórica a seguir:

$$\frac{R_{nl}}{\sigma \cdot \bar{T}_{ar}^4} = a + b \cdot \sqrt{e_a} \therefore y_{est} = a_{est} + b_{est} \cdot x \quad (28)$$

1.2.5.3 Ajuste da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – Condição de céu nublado

O modelo de estimativa de R_{nl} para uma condição de céu com nebulosidade pode ser vista como sendo oriundo de três termos distintos :

$$A = \sigma \cdot \bar{T}_{ar}^4 \quad (29)$$

$$B = a \pm b \cdot \sqrt{e_a} \quad (30)$$

$$C = a + b \cdot n/N \quad (31)$$

Ou

$$C = a \cdot R_{S\downarrow}/R_{So} - b \quad (32)$$

Uma vez se tendo ajustado os coeficientes para a estimativa de R_{nl} para uma condição de cobertura de céu aberto é que é possível fazer a parametrização em função da presença de nebulosidade. De acordo com Zhu et al., (2017) as fórmulas de emissividade atmosférica (ε_a) são dependentes basicamente de dois termos. O primeiro termo, chamado de emissividade atmosférica para céu-aberto (ε_{cs}) é dependente das variáveis: σ , T_{ar} e, no caso deste trabalho em específico, $\sqrt{e_a}$. Assim temos:

$$\varepsilon_{cs} = (\sigma \cdot \bar{T}_{ar}^4) \cdot (a + b \cdot \sqrt{e_a}) \quad (33)$$

O segundo termo modula a nebulosidade, fazendo com que o equacionamento de ε_a seja descrito de forma teórica, inicialmente, como:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs} \cdot \left(a + b \cdot \frac{n}{N}\right) \quad (34)$$

Ou

$$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs} \cdot (a \cdot R_{S\downarrow}/R_{So} - b) \quad (35)$$

Para que isso seja feito, inicialmente foi necessário estabelecer, matematicamente, os limites máximo e mínimo dos termos independentes da equação dos quais são representativos, respectivamente, de uma condição de céu aberto e completamente nublado. Partimos do pressuposto daquilo que foi apresentado por Penman (1948) do qual utiliza a razão de insolação (n/N) como forma de representar a interferência da nebulosidade.

Observamos, neste caso, que para uma condição de céu completamente nublado ($n/N = 0$) o valor obtido de R_{nl} corresponde à 10% do R_{nl} para uma condição de céu aberto ($n/N = 1$). Como demonstrado no quadro 3. a seguir:

Quadro 3 – Representação do modelo de estimativa de radiação líquida de ondas longas emitida pela superfície terrestre (R_{nl}) utilizado por Penman (1948)

Cobertura de céu	Apresentação do modelo
Todas as condições	$R_{nl_Penman} = \sigma T_{ar}^4 \cdot (0,56 - 0,092 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot (0,10 + 0,90 \cdot \frac{n}{N})$
Transmissividade máxima	$R_{nl_Penman} = \sigma T_{ar}^4 \cdot (0,56 - 0,092 \cdot \sqrt{e_a})$
Transmissividade mínima	$R_{nl_Penman} = \sigma T_{ar}^4 \cdot (0,56 - 0,092 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot (0,10)$

Uma vez estabelecido o limite inferior de 10%, fizemos a parametrização dos termos para representar a interferência da nebulosidade na estimativa de R_{nl} a partir de duas metodologias distintas. A primeira metodologia é baseada na transmissividade atmosférica (K_T). A segunda metodologia é baseada na fração difusa (K_{DF}) (DAL PAI et al., 2014). Como já mencionado, a transmissividade atmosférica (K_T) é uma forma de expressar o padrão de nebulosidade de uma dada localidade, seus valores são obtidos em função da razão entre $R_{S\downarrow}$ e R_a .

A fração difusa (K_{DF} ; adimensional), é obtida entre a razão da radiação solar difusa (R_{Dif}) e $R_{S\downarrow}$ (DAL PAI et al., 2014) descrito a seguir:

$$K_{DF} = \frac{R_{Dif}}{R_{S\downarrow}} \quad (36)$$

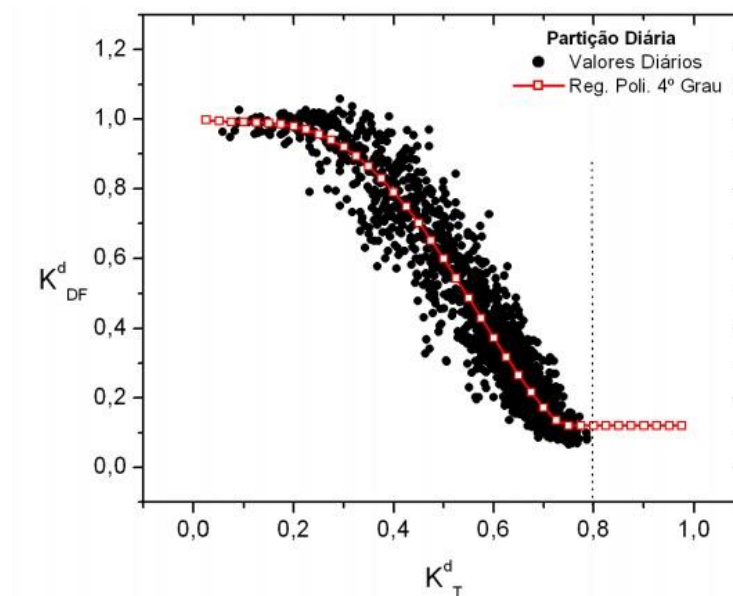
Sendo: K_{DF} : fração difusa (adimensional); R_{Dif} : radiação difusa ($MJ/m^2.dia$), obtida sob o anel de sombreamento MEO; $R_{S\downarrow}$: radiação de ondas curtas ($MJ/m^2.dia$).

Da mesma forma que o índice K_T a K_{DF} também indica a quantidade de energia solar disponível na superfície terrestre após ocorrido os processos de interação com os constituintes atmosféricos (nuvens, aerossóis, vapor d'água e gases atmosféricos).

De acordo com o que é apresentado por Dal Pai et al., (2014), “os índices K_T e K_{DF} possuem relação inversa de valores, e o índice K_{DF} também pode ser obtido em função de equações de estimativas por base do índice K_T ”.

A análise comparativa de possíveis valores máximos e mínimos a serem utilizados neste trabalho foi feita em função da correlação entre K_T x K_{DF} . Apresentamos na figura 3 a distribuição dos pares de valores observáveis:

Figura 3 – Correlação de valores de fração difusa (K_{DF}) e transmissividade atmosférica (K_T), dados em partição diária



Fonte: DAL PAI et al., (2014)

Com o que foi apresentado na figura 3, foram determinados os limites $K_{Tmín}$, $K_{Tmáx}$, $K_{DFmín}$, $K_{DFmáx}$ a serem utilizados na equação de ajuste de R_{nl} deste estudo. Observamos que os limites tanto de mínima como de máxima transmissividade atmosférica vão de acordo com os coeficientes da equação de Ångström parametrizada para a localidade de estudo. Estabelecemos os seguintes intervalos tanto para $K_{Tmín}$, $K_{Tmáx}$:

- i) $0,10 \leq K_{Tmín} \leq 0,23$
- ii) $0,65 \leq K_{Tmáx} \leq 0,75$

Enquanto que no caso da fração difusa (K_{DF}) foram estabelecidos os seguintes intervalos:

- i) $0,20 \leq K_{DFmín} \leq 0,30$
- ii) $0,9 \leq K_{DFmáx} \cong 1$

Utilizamos a metodologia de sistemas lineares para definir matematicamente as equações de coeficiente de nebulosidade fruto de análise deste trabalho. De forma teórica essas equações são descritas a seguir:

Coeficiente de nebulosidade baseado na transmissividade atmosférica (K_T):

$$\begin{aligned} a \cdot K_{Tmáx} + b &= P_1 \\ a \cdot K_{Tmín} + b &= P_2 \end{aligned} \quad (37)$$

$$a = \frac{(P_1 - P_2)}{(K_{Tmáx} - K_{Tmín})} \quad (38)$$

$$b = \frac{(P_2 \cdot K_{Tmáx} - P_1 \cdot K_{Tmín})}{(K_{Tmáx} - K_{Tmín})} \quad (39)$$

Sendo: P_1 e P_2 [adimensional]: limites matemáticos, visto como uma escala percentual, estabelecidos para condições de céu completamente aberto ($P_1 = 1$); e uma condição de céu completamente nublado ($P_2 = 0,35$). P_2 pode ser visto como um limite superior dessa condição já que utilizamos como referência a possibilidade do uso do valor de 10% já discutido anteriormente como limite inferior. Esses valores vão de acordo com os dados apresentados no quadro 2.

Coeficiente de nebulosidade baseado na fração difusa (K_{DF}):

$$\begin{aligned} a \cdot K_{DFmáx} + b &= P_2 \\ a \cdot K_{DFmín} + b &= P_1 \end{aligned} \quad (40)$$

$$a = \frac{(P_2 - P_1)}{(K_{DFmáx} - K_{DFmín})} \quad (41)$$

$$b = \frac{(P_1 \cdot K_{DFmáx} - P_2 \cdot K_{DFmín})}{(K_{DFmáx} - K_{DFmín})} \quad (42)$$

Com o que foi apresentado foram determinados os limites $K_{Tmín}$, $K_{Tmáx}$, $K_{DFmín}$, $K_{DFmáx}$ a serem utilizados na equação de ajuste de R_{nl} deste estudo. Esses valores são apresentados na tabela 1.:

Tabela 1 – Limite máximo e mínimo representativos de índice de transmissividade atmosférica (K_T) e fração difusa (K_{DF})

	Transmissividade atmosférica (K_T)	Fração difusa (K_{DF})
Limite máximo	0,74	1
Limite mínimo	0,15	0,25

Os valores finais dos termos independentes foram encontrados pelo método de tentativa-erro que consiste, basicamente, por aproximação e comparação entre os dados calculados.

1.2.5.4 Análise estatística dos dados

A análise estatística dos dados medidos e estimados de ET foi realizada utilizando os indicadores estatísticos MBE (do inglês: “*Mean Bias Error*”) e RMSE (do inglês: “*Root Mean Square Error*”). (STONE, 1993; DAL PAI et al., 2014; KHAN et al., 2018):

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (ET_{est} - ET_{obs}) \quad (43)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (ET_{est} - ET_{obs})^2}{N}} \quad (44)$$

Onde: MBE: *Mean Bias Error*; RMSE: *Root Mean Square Error*; ET_{est} : representa os valores do modelo a ser testado; ET_{obs} : representa os valores medidos *in situ*; N: número de pares de observações;

1.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

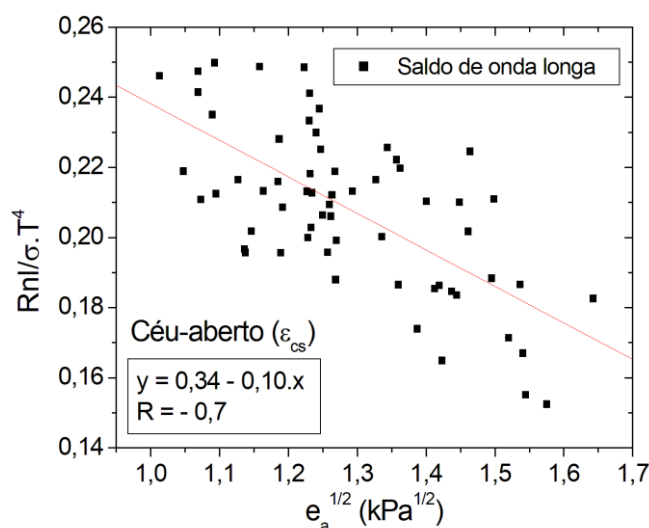
1.3.1 Modelo proposto para estimativa da radiação líquida de ondas longas – Condição de céu aberto

A metodologia descrita por Brunt (1934) é considerada como um procedimento empírico sendo que os coeficientes são encontrados via regressão linear simples.

Para este estudo foi utilizada uma base de dados de um ano (2019 – 2020) das medidas do saldo radiômetro. A filtragem dessa base de dados foi feita em função da metodologia da transmissividade atmosférica (K_T) descrita anteriormente, garantindo a utilização precisa de dados observados representativos de condições atmosféricas de condição de céu aberto.

O resultado da parametrização da R_{nl} , proposto para Botucatu-SP, é inicialmente apresentado na figura 4.:

Figura 4 – Dependência da emissividade atmosférica em relação ao vapor de água na atmosfera, função da temperatura do ar (K) e saldo de radiação de onda longa – condição de céu aberto



Os valores de R_{nl} obtidos pelo saldo radiômetro são originalmente negativos, o que é indicativo de trocas de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. Essa troca de energia pode ser compreendida como o aquecimento da superfície terrestre, aquecimento do ar da atmosfera e, no caso específico desse estudo, parte do aporte de energia necessária para que ocorram os processos de evapotranspiração.

Sendo assim o valor negativo do coeficiente de correlação ($R = -0,7$) é indicativo que realmente há interferência nos processos de troca de energia na atmosfera em função do vapor de água o que também se justifica no termo negativo presente da expressão matemática obtida: $0,34 - 0,10 \cdot \sqrt{e_a}$. Isso está de acordo com o que é apresentado na literatura a respeito do assunto (BRUNT, 1934; ALLEN et al., 1998; CARMONA; RIVAS; KRUSE, 2017) e é visto como um fator de correção relacionado à umidade do ar.

Jímenes et al., (1987) menciona que as constantes “a” e “b” obtidas pela equação empírica descrita anteriormente detêm seus valores descritos dentro de intervalos dos quais podem ser definidos por limites inferior/superior. Segundo este mesmo autor, o intervalo relativo à constante “a” varia de 0,34-0,71 enquanto que o intervalo de 0,023-0,110 é relativo à constante “b”; o que vai de acordo com os valores obtidos e apresentados por este trabalho.

Outro aspecto a ser considerado é a interferência da localidade de estudo em questão, partindo do pressuposto que variações de altitude e de coordenadas geográficas (latitude e longitude) são vistos como fatores importantes para alteração da dinâmica da atmosfera o que justifica a necessidade da parametrização *in situ* destes coeficientes para sua utilização em modelos de R_{nl} . Isso vai de acordo com o que é apresentado por Zhu et al., (2017) e Cao et al., (2017) em seus trabalhos com estudos deste tipo.

Segundo Brunt (1934; p. 123) valores significativos de coeficiente de correlação ($R > 0,9$) podem ser encontrados quando se utilizam valores médios mensais de medidas de R_{nl} , T_{ar} e e_a para uso na parametrização do modelo. As análises apresentam resultados que variam em função do uso de dados em escala mensal e diária, o que vai de acordo com parametrizações realizadas por Brutsaert (1974). Como os dados analisados neste trabalho foram em escala diária, consideramos o valor de $R = -0,7$ sendo como um bom valor representativo da correlação entre as variáveis.

Para a condição de céu aberto, foram comparadas três equações distintas para a estimativa de R_{nl} , apresentadas na tabela 2.:

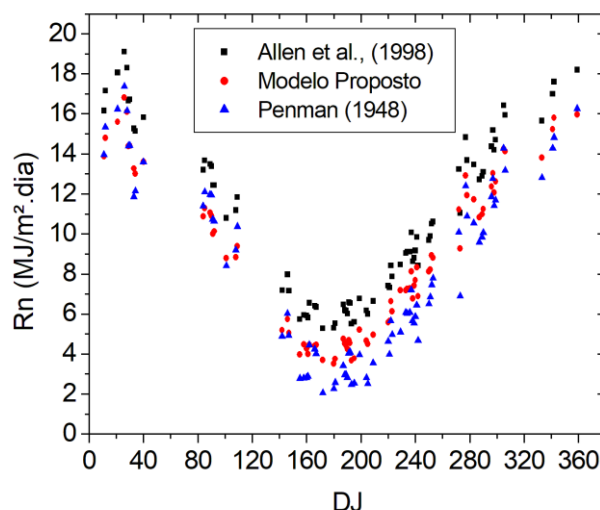
Tabela 2 – Modelos de estimativa da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) – condição de céu aberto (ε_{cs}). $\bar{T}_{ar}^4$ (K) é a temperatura média do ar; e_a (kPa) é a pressão parcial de vapor da água, para o modelo de Penman (1948) os valores de e_a são em mmHg

Autor	Modelo
Penman (1948)	$R_{nl_Penman} = \sigma \bar{T}_{ar}^4 \cdot (0,56 - 0,092 \cdot \sqrt{e_a})$
Allen et al., (1998)	$R_{nl_Allen} = \sigma \bar{T}_{ar}^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a})$
Modelo Proposto	$R_{nl_Proposto} = \sigma \bar{T}_{ar}^4 \cdot (0,34 - 0,10 \cdot \sqrt{e_a})$

Essas equações apresentadas na tabela 2., foram utilizadas para estimar a radiação líquida (R_n) que vieram a ser comparadas neste trabalho.

A figura 5. mostra a variação da R_n ao longo do período de estudo (ano 2019). Dados obtidos para condição de céu aberto ($K_T > 0,65$) em função dos três modelos utilizados:

Figura 5 – Comparação de valores estimados da radiação líquida (R_n) na área de estudo – condição de máxima transmissividade atmosférica ($K_T > 0,65$)



Podemos observar que há diferença entre os resultados obtidos da estimativa de R_n pelos modelos aqui apresentados, porém o modelo proposto apresenta claramente valores intermediários isso é um indicativo de características únicas do local de estudo sendo que nos três casos a linha de tendência é muito semelhante, ou seja todos seguem a mesma tendência. Segundo Allen et al., (1998; p.52) “o termo de correção da umidade do ar é visto como “menor” à medida que a umidade relativa do ambiente de estudo for maior”.

Outro aspecto a ser salientado é que dados obtidos pelo modelo de R_{nl} apresentado no manual da FAO-56 irá ocasionar uma superestimativa dos valores de ET_o . Isso vai de acordo como o que é apresentado por Carmona, Rivas e Kruse (2017), esses autores mencionam que a parametrização do modelo do manual da FAO-56 foi feita utilizando dados de local de clima árido, enquanto que a localidade do nosso estudo apresenta clima do tipo subtropical-úmido. Em contrapartida, o modelo apresentado por Penman (1948) apresenta uma subestimativa dos valores de R_n . Subentende-se que os valores dos coeficientes “a” e “b” utilizados por este autor são oriundos de uma parametrização realizada em um local com que, provavelmente, tenha elevada umidade relativa e predominância de temperaturas amenas.

O experimento apresentado por Penman (1948) foi realizado no Reino Unido. Tomando-se por base de um levantamento de dados feito na plataforma *Weather and Climate* (<https://weather-and-climate.com/>) valores médios anuais de dados meteorológicos de sua localidade de estudo são apresentados na tabela 3.:

Tabela 3 – Dados meteorológicos – Estação Experimental de Rothamsted (Harpenden, Hertfordshire – Reino Unido; 51,82° N; 0,35° O; 107 m de altitude)

Média anual		Acumulado anual		
Temperatura máxima (°C)	Temperatura mínima (°C)	UR (%)	Brilho Solar (horas)	Precipitação (mm)
15	7,3	73	1640	607

Fonte: <https://weather-and-climate.com/>

Os dados apresentados na tabela 3., conseguem representar de forma significativa aquilo que estava sendo discutido anteriormente. Os valores médios observados de T_{ar} e UR% realmente indicam que o local em que a pesquisa de Penman (1948) foi realizada é condizente com características de clima temperado o que justifica os menores valores observados na estimativa de R_n em função de seu modelo de R_{nl} .

As figuras 6. e 7., apresentam a relação entre os valores de R_n obtidos pelos modelos presentes na literatura, em condição de céu aberto, com os valores obtidos pelo modelo proposto nas mesmas condições de transmissividade atmosférica:

Figura 6 – Relação entre valores estimados da radiação líquida (R_n) na área de estudo – R_{nl_Penman} e $R_{nl_modelo_proposto}$ – condição de máxima transmissividade atmosférica ($K_T > 0,65$)

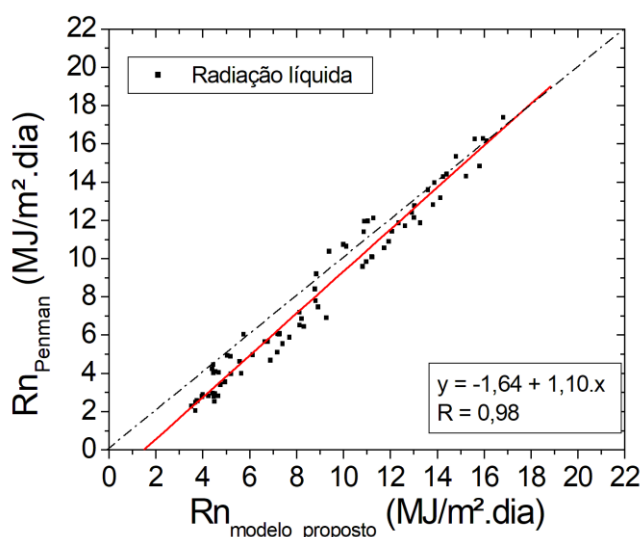
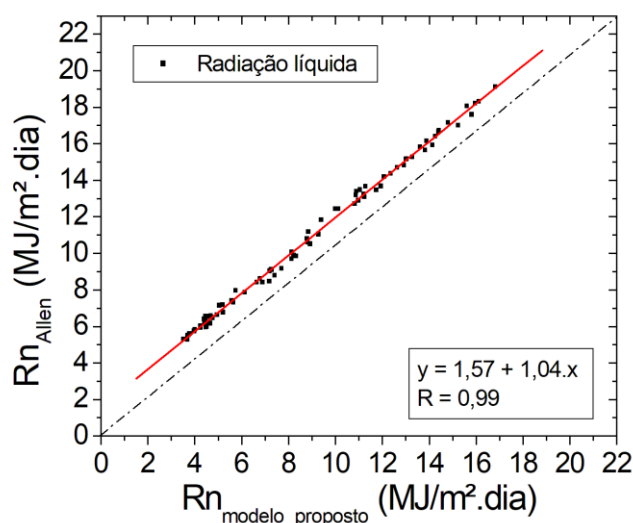


Figura 7 – Relação entre valores estimados da radiação líquida (R_n) na área de estudo – R_{nl_Allen} e $R_{nl_modelo_proposto}$ – condição de máxima transmissividade atmosférica ($K_T > 0,65$)



Como bem observado, cada localidade possui uma característica peculiar de seus constituintes atmosféricos o que justifica a necessidade da parametrização *in situ* dos coeficientes do modelo de estimativa de R_{nl} .

Quando analisamos os gráficos de regressão linear simples das comparações entre as estimativas de R_n confirmamos aquilo que foi mencionado anteriormente a respeito da figura 5. Em ambos os casos o coeficiente de correlação apresenta valores próximo de 1 ($R > 0,9$) o que justifica a mesma linha de tendência entre os resultados dos modelos comparados. Isso também demonstra que o modelo de Brunt (1934) para a estimativa de R_{nl} é o que foi utilizado pelos outros dois autores.

Os resultados obtidos pelo uso da parametrização de Allen et al., (1998) irão nos dar valores superestimados de R_n o que implicará numa superestimativa da ET_o calculada pelo modelo PM-FAO 56. Os resultados obtidos pelo uso da parametrização de Penman (1948) irão nos dar valores subestimados da R_n o que poderá implicar numa subestimativa da ET_o calculada pelo modelo PM-FAO 56. O que chama atenção na figura 6., é que há uma aproximação da reta no eixo de 45° quando são observados valores acima de 10 MJ/m².dia de radiação líquida o que nos permite supor que para valores de $R_n > 10$ MJ/m².dia em uma condição de céu aberto (ϵ_{cs}), tanto o uso do R_{n_Penman} como o $R_{n_modelo_proposto}$ para a estimativa da ET_o pelo modelo PM-FAO 56 irão apresentar resultados finais que se aproximam significativamente da medida lisimétrica.

Apresentamos no quadro 4., uma revisão de modelos de emissividade atmosférica de céu-aberto (ε_{cs}) apresentado por Zhu et al., (2017) e comparamos com os valores dos coeficientes obtidos por Penman (1948), Allen et al., (1998) e com os obtidos neste trabalho:

Quadro 4 – Parametrização de emissividade de céu-aberto (ε_{cs}), comparação com modelos apresentados na literatura

Autor	Parametrização	Parâmetro (Original)	Fonte
Allen et al., (1998)	$\varepsilon_{cs} = a + b\sqrt{e}$	$a = 0,34$ $b = -0,14$	Allen et al., (1998)
Brunt (1932)	$\varepsilon_{cs} = a + b\sqrt{e}$	$a = 0,47$ $b = 0,0072$	Zhu et al., 2017
Brutsaert (1975)	$\varepsilon_{cs} = a(e/T)^b$	$a = 1,24$ $b = 7$	Zhu et al., 2017
Dilley e O'Brien (1998), A	$\varepsilon_{cs} = 1 - \exp \{-1,66[(aT/173,16) + c\sqrt{w/25}]\}$	$a = 2,232$ $b = -1,875$ $c = 0,7356$	Zhu et al., 2017
Dilley e O'Brien (1998), B	$\varepsilon_{cs} = [a + b(T/173,16)^6 + c\sqrt{w/25}]/\sigma T$	$a = 59$ $b = 113$ $c = 96,96$	Zhu et al., 2017
Garrat (1992)	$\varepsilon_{cs} = a + b \exp(-ce)$	$a = 0,79$ $b = 0,17$ $c = 0,00096$	Zhu et al., 2017
Idso e Jackson (1969)	$\varepsilon_{cs} = 1 - a \exp[-b(273 - T)^2]$	$a = 0,261$ $b = 0,00077$	Zhu et al., 2017
Idso (1981)	$\varepsilon_{cs} = a + be \exp(1500/T)$	$a = 0,7$ $b = 5,95 \times 10^{-7}$	Zhu et al., 2017
Iziomon et al., (2003)	$\varepsilon_{cs} = 1 - a \exp(-be/T)$	$a = 6,26 \times 10^{-5} h$ $+ 0,33672$ $b = 1,17 \times 10^{-5} h$ $+ 0,09751$	Zhu et al., 2017
Konzelmann et al., (1994)	$\varepsilon_{cs} = 0,23 + a(e/T)^b$	$a = 0,443$ $b = 8$	Zhu et al., 2017
Maykut e Church (1973)	$\varepsilon_{cs} = a$	$a = 0,7855$	Zhu et al., 2017
Niemelä et al., (2001)	$\varepsilon_{cs} = a + b(e - c)$	$a = 0,72$ $c = 200$ $b = 0,00009$ <i>para $e \geq 200$</i> $b = -0,00076$ <i>para $e < 200$</i>	Zhu et al., 2017
Penman (1948)	$\varepsilon_{cs} = a + b\sqrt{e}$	$a = 0,56$ $b = -0,092$	Penman (1948)
Prata (1996)	$\varepsilon_{cs} = 1 - (1 + w) \exp[-(a + bw)^{0,5}]$	$a = 1,2$ $b = 3$	Zhu et al., 2017
Swinbank (1963)	$\varepsilon_{cs} = 10^{a+1} T^{b-4}/\sigma$	$a = -13,638$ $b = 6,148$	Zhu et al., 2017
Modelo Proposto	$\varepsilon_{cs} = a + b\sqrt{e}$	$a = 0,34$ $b = -0,10$	Autores

1.3.2 Transmissividade atmosférica (K_T) e fração difusa (K_{DF}) para estimativa da radiação líquida de ondas longas

Uma vez procedida a análise da parametrização de R_{nl} para condição de céu aberto, realizamos uma segunda parametrização para que o modelo pudesse interpretar as possíveis variações de padrão de nebulosidade. Esse procedimento foi feito em função do uso da implementação da transmissividade atmosférica (K_T) e da fração difusa (K_{DF}) como variáveis de interesse. Apresentamos no quadro 5., parametrizações de emissividade atmosférica (ε_a) para todas as condições de cobertura de céu. O resultado do ajuste dos coeficientes procedido pela metodologia de sistemas lineares proposto neste trabalho é apresentado e comparado com outros modelos disponíveis na literatura:

Quadro 5 – Parametrização de emissividade atmosférica (ε_a), comparação com modelos apresentados na literatura

Autor	Parametrização	Fonte
Allen et al., (1998)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs} \left(a \frac{R_{sl}}{R_{so}} - b \right)$	Allen et al., (1998)
Crawford e Duchon (1999)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(1 - n) + n$	Zhu et al., 2017
Kimball et al., (1982)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs} + \tau_8 n f_8$ $f_8 = -0,6732 + 6,24 \times 10^{-3} T - 9,14 \times 10^{-6} T^2$ $\tau_8 = 1 - \varepsilon_{8z}(a - b \varepsilon_{8z})$	Zhu et al., 2017
König-Langlo e Augstein (1994)	$\varepsilon_a = a + b n^c$	Zhu et al., 2017
Konzelmann et al., (1994)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(1 - n^a) + b n^a$	Zhu et al., 2017
Lhomme et al., (2007)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(a + b n)$	Zhu et al., 2017
Marshunova (1996)	$\varepsilon_a = (1 + a n)(b + c \sqrt{e/100})$	Zhu et al., 2017
Maykut e Church (1973)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(1 + a n^b)$	Zhu et al., 2017
Mölg et al., (2009)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(a + b n + c n^2 + d n^3)$	Zhu et al., 2017
Penman (1948)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs} \left(a + b \frac{n}{N} \right)$	Penman (1948)
Sicart et al., (2006), A	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(a + b \times RH + c \tau_{atm})$	Zhu et al., 2017
Sicart et al., (2006), B	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(a + b \tau_{atm}^c)$	Zhu et al., 2017
Unsworth e Monteith (1975)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(1 + a n) + (b n)$	Zhu et al., 2017
Modelo proposto		
Transmissividade atmosférica (K_T)	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(1,107 K_T + 0,184)$	Autores
Fração difusa (K_{DF})	$\varepsilon_a = \varepsilon_{cs}(-0,867 K_{DF} + 1,217)$	Autores

Uma vez feita a parametrização dos modelos para que se pudesse trabalhar com dados representativos de R_n para cobertura de céu com características variadas de nebulosidade, analisamos seu potencial de viabilidade para estimativa da ET_o .

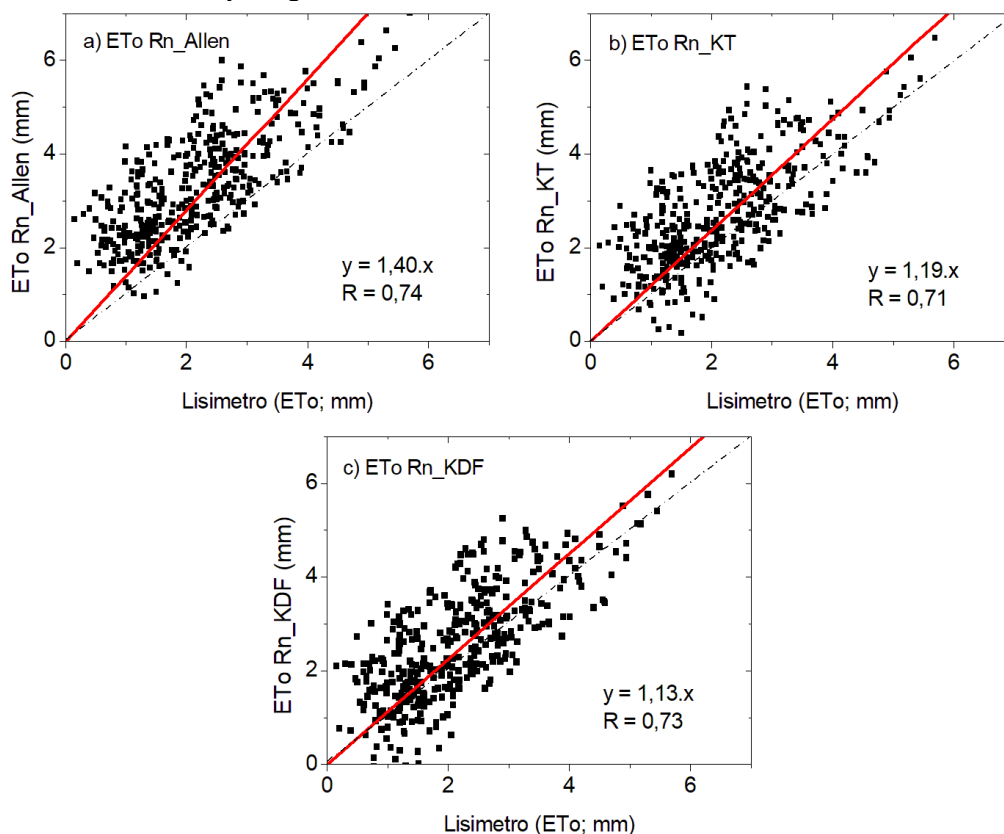
1.3.2.1 Validação dos modelos de estimativa

Uma comparação entre valores obtidos da estimativa da ET_o foi feita com o uso dos modelos apresentados neste trabalho. Os valores estimados de ET_o foram comparados com as medidas realizadas pelo lisímetro de pesagem. O cálculo da radiação líquida (R_n) utilizada na estimativa da ET_o foi feita em com o uso dos modelos apresentados no quadro 6. Na figura 8., são apresentados os gráficos de regressão linear simples de comparação entre a medida (Lisímetro) e os resultados das estimativas ($ET_o_Rn_Allen$; $ET_o_Rn_KT$; $ET_o_Rn_KDF$):

Quadro 6 – Modelos de estimativa de radiação líquida (R_n) utilizados no modelo PM-FAO 56 para estimar a evapotranspiração de referência (ET_o)

Autor	Modelo
Allen et al., (1998)	$R_{n_Allen} = (1 - \alpha) \cdot R_{S\downarrow} - \sigma \bar{T}_{ar}^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_{S\downarrow}}{R_{S_o}} - 0,35 \right)$
Modelo proposto	
Transmissividade atmosférica (K_T)	$R_{n_KT} = (1 - \alpha) \cdot R_{S\downarrow} - \sigma \bar{T}_{ar}^4 \cdot (0,34 - 0,10 \cdot \sqrt{e_a}) (1,107 K_T + 0,184)$
Fração difusa (K_{DF})	$R_{n_KDF} = (1 - \alpha) \cdot R_{S\downarrow} - \sigma \bar{T}_{ar}^4 \cdot (0,34 - 0,10 \cdot \sqrt{e_a}) (-0,867 K_{DF} + 1,217)$

Figura 8 – Relação entre valores estimados de ET_o (Modelo PM-FAO 56) com ET_o padrão grama medidos via lisimetria de pesagem



Como aspecto inicial dessas três figuras, fica possível de se observar o comportamento semelhante da distribuição de pontos em torno da reta. Esse espalhamento demonstra que tanto os modelos como a medida, vista como uma resposta fisiológica, são sensíveis à variação do padrão de nebulosidade.

O primeiro modelo utilizado $ET_{o_Rn_Allen}$ apresentou o maior padrão de dispersão de valores sendo este padrão muito semelhante ao modelo proposto baseado na transmissividade atmosférica ($ET_{o_Rn_KT}$), em contrapartida, o modelo proposto baseado na fração difusa ($ET_{o_Rn_KDF}$) apresentou uma tênue redução da dispersão entre os valores analisados. Para os três modelos os coeficientes de correlação são considerados como bons ($R > 0,7$).

Observamos que os dados resultantes do uso do modelo $ET_{o_Rn_Allen}$ apresentaram o maior desvio em relação ao eixo de 45° superestimando a medida em até 40%. Fica evidente que há um ajuste significativo deste desvio quando analisando os dados resultantes do uso de ambos os modelos propostos por este trabalho ($ET_{o_Rn_KT}$; $ET_{o_Rn_KDF}$).

A parametrização que utiliza a fração difusa ($ET_{o_Rn_DKF}$) apresentou-se como a mais promissora na representatividade de valores estimados de ET_o , mesmo apresentando uma superestimativa de 13% se comparado aos valores medidos pelo lisímetro. Consideramos que a parametrização que utiliza a transmissividade atmosférica ($ET_{o_Rn_KT}$) apresentou-se como intermediária na representatividade de valores estimados de ET_o com uma superestimativa de 19% se comparado aos valores medidos pelo lisímetro.

Os índices MBE e RMSE indicam a validação das correções numéricas apresentadas pelos modelos. Esses resultados são apresentados tabela 4.:

Tabela 4 – Validação dos modelos de estimativa

Modelo	MBE (ET_o; mm)	RMSE (ET_o; mm)	Média (ET_o; mm)	Desv.Padrão (ET_o; mm)
Allen et al., 1998	1,2	1,4	3,3	1,2
Transmissividade atmosférica (K_T)	0,6	1,0	2,7	1,1
Fração difusa (K_{DF})	0,4	0,9	2,6	1,2
Medida				
Lisímetro de pesagem			2,1	1,0

O índice MBE oferece informação de desempenho de longo prazo do modelo que está sendo analisado. Um valor positivo deste índice, indica um valor médio geral de superestimativa enquanto que um valor negativo indica um valor médio geral de subestimativa. O índice RMSE oferece informação de desempenho de curto prazo do modelo que está sendo analisado, oferecendo uma comparação termo-a-termo entre o valor medido e estimado. (STONE, 1993; DAL PAI et al., 2014; KHAN et al., 2018)

Levando-se em consideração os valores apresentados de MBE observa-se que os valores obtidos vão de acordo com a análise gráfica anteriormente descrita. O maior valor ($MBE = 1,2$) é proveniente dos dados de estimativa obtidos pelo modelo $ET_{o_Rn_Allen}$ sendo observável uma redução em acordo com os dados de estimativa provenientes da parametrização em função da fração difusa ($ET_{o_Rn_KDF}$) que apresentou o menor valor ($MBE = 0,4$). Portanto, o modelo proposto $ET_{o_Rn_KDF}$ foi o que apresentou melhor desempenho. O valor médio de 2,6 mm como resultado da estimativa de evapotranspiração, é considerado como um valor coerente para as condições climáticas da localidade de estudo.

No caso de todos os modelos apresentados, sendo incluso a própria medida lisimétrica, observa-se grande similaridade entre os valores de desvio padrão. É importante salientar que o sensor utilizado para obtenção de $R_{s\downarrow}$ é o mesmo para todos os casos, sendo assim a fonte de dados também é a mesma. Qualquer falha na leitura do sensor pode implicar em um erro da estimativa de ET_o , isso pode ser visto como um erro sistemático que pode se propagar na análise e filtragem do banco de dados.

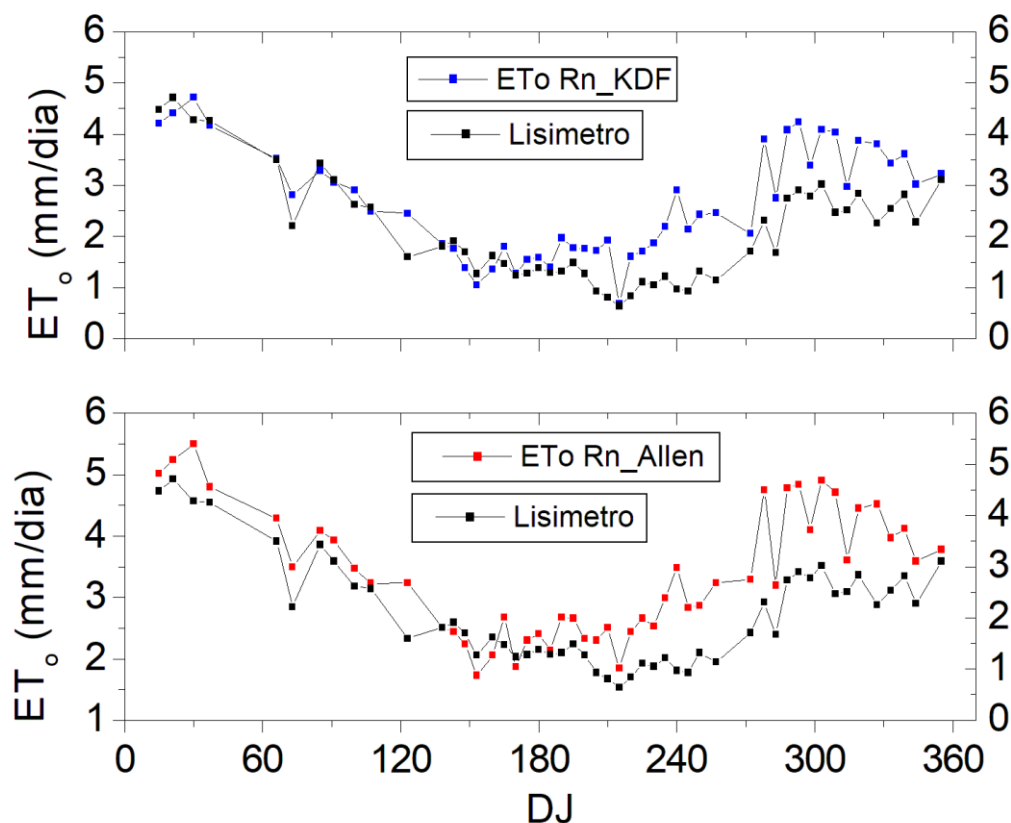
De uma forma geral, todos os modelos avaliados apresentaram valores positivos de MBE o que significa que, em relação ao lisímetro, todos os modelos irão apresentar uma superestimativa de ET_o .

Os valores de RMSE para os três modelos indicam que realmente há um afastamento entre os pontos observados quando efetuada a comparação termo-a-termo (medido x estimado). Isso demonstra que a estimativa com relação a medida, não é perfeita e vai de acordo com os valores de coeficiente de correlação apresentados. Esse espalhamento, em parte, se dá em função de valores muito acima ou muito abaixo em relação àqueles que estão próximos da média observada. Sendo que isso é um indicativo de erro de medida do lisímetro, dos quais exigem futuros estudos para uma melhor filtragem de dados.

De uma forma geral, observa-se que os valores de RMSE tiveram o mesmo comportamento dos valores de MBE. Sendo o maior valor ($RMSE = 1,4$) atribuído aos dados provenientes do modelo $ET_{o_Rn_Allen}$ e o menor ($RMSE = 0,9$) valor para os dados provenientes da parametrização em função da fração difusa ($ET_{o_Rn_DKF}$).

A figura 9. apresenta a variação das medidas de ET_o ao longo do período de estudo (ano de 2019). Apresentamos a comparação entre medidas lisimétricas de ET_o com valores estimados pelos modelos padrão FAO-56 ($ET_{o_Rn_Allen}$) e fração difusa ($ET_{o_Rn_KDF}$), os dados foram separados em pântadas para uma melhor visualização gráfica:

Figura 9 – Variação das medidas de ET_o ao longo do ano de 2019 – comparação entre medidas lisimétricas com valores estimados pelos modelos padrão FAO-56 ($ET_{o_Rn_Allen}$) e fração difusa ($ET_{o_Rn_KDF}$)



Podemos observar na figura 9. que a variação das medidas lisimétricas e dos dados estimados de evapotranspiração seguem a mesma tendência ao longo do ano, essa dinâmica tem uma forte relação com a oscilação de R_a e R_n , sendo estes últimos, representativos do aporte energético de calor latente tanto para atmosfera como para a superfície terrestre.

De uma forma geral, tanto para os modelos como para o lisímetro valores acima de 3mm/dia de ET_o são observados no final da estação da primavera e durante todo o verão. O valor limite de evapotranspiração de 5 mm para uma condição de máxima transmissividade atmosférica e condições normais de temperatura e pressão é um valor coerente para os três modelos propostos. Enquanto que o valor mínimo limite de 0,5 mm para uma condição de mínima transmissividade atmosférica e umidade relativa do ambiente tendendo ao seu valor máximo é considerado como um valor coerente podendo ser medido pelo lisímetro e estimado pelos modelos aqui apresentados.

Apesar de ser um modelo que tem como principal característica a dependência da radiação solar difusa, dados representativos da estimativa de ET_o em períodos de céu aberto (uma condição predominante durante o inverno; intervalo DJ 180 – 270), puderam ser observados. Sendo assim, vê-se que o modelo proposto parametrizado em função da fração difusa ($ET_o_{Rn_KDF}$) possui a capacidade de modular os diferentes padrões de cobertura de céu com sua devida qualidade e que possui significativa viabilidade de uso na estimativa de R_n e consecutivamente na estimativa de ET_o por intermédio do modelo de Penman-Monteith.

1.4 CONCLUSÕES

A parametrização da emissividade atmosférica para uma condição de céu-aberto (ϵ_{cs}) utilizada no modelo de estimativa da radiação líquida de ondas longas (R_{nl}) apresentou-se como adequada para este estudo, os dados comparados e apresentados se assemelham aos utilizados pela literatura clássica a respeito do assunto. Os resultados da validação dos coeficientes de nebulosidade apresentados neste trabalho demonstram que a fração difusa (K_{DF}), como forma de representar a nebulosidade, foi o modelo que apresentou melhor desempenho.

Esses dois ajustes demonstraram boa aplicabilidade para a estimativa da radiação líquida (R_n) um componente fundamental empregado no modelo de Penman-Monteith. Os dados estimados de evapotranspiração de referência (ET_o) obtidos são condizentes com os valores medidos pela técnica de lisimetria de pesagem, isso demonstra que os modelos propostos possuem boa representatividade dos processos físicos decorrentes na atmosfera.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 300p., 1998. (**FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56**)
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration, METRIC—Model. **J. Irrig. Drain Eng.**, v.133., n.4., p.380-394., Aug., 2007. Disponível em: [10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380)). Acesso em: 24/11/2020
- AMARAL, A. M.; FILHO, F. R. C.; VELLAME, L. M.; TEIXEIRA, M. B.; SOARES, F. A. L.; SANTOS, L. N. S. Uncertainty of weight measuring systems applied to weighing lysimeters. **Computers and Electronics in Agriculture.**, v.145., p.208-216., Feb., 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.compag.2017.12.033>. Acesso em: 11/11/2020
- ÅNGSTRÖM, A. On Radiation and Climate. **Geografiska Annaler.**, vol.7., p. 122–142., JSTOR, 1925. Disponível em: www.jstor.org/stable/519478. Acesso em: 26/01/2021
- BRUNT, D. Physical and dynamical meteorology. Camb. **Univ. Press.**, 454 p., 1934. Disponível em: <https://archive.org/details/in.ernet.dli.2015.215092/page/n87/mode/1up>. Acesso em: 09/11/2020
- BRUTSAERT, W. On a Derivable Formula for Long-Wave Radiation From Clear Skies. **Water Resources Research.**, v.11., n.5., p.742-744., Oct., 1975. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/WR011i005p00742>. Acesso em: 11/11/2020
- CAO, W.; DUAN, C.; SHEN, S.; YAO, Y. Evaluation and Parameter Optimization of Monthly Net Long-Wave Radiation Climatology Methods in China. **Atmosphere.**, 8(6)., 94., May., 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/atmos8060094>. Acesso em: 18/06/2021
- CARMONA, F.; RIVAS, R.; KRUSE, E. Estimating daily net radiation in the FAO Penman–Monteith method. **Theor Appl Climatol.**, v.29., p.89–95, Jul., 2017. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-016-1761-6>. Acesso em: 18/06/2021
- CASA de la, A. C.; OVANDO, G. G. Variation of reference evapotranspiration in the central region of Argentina between 1941 and 2010. **Journal of Hydrology: Regional Studies.**, v.5., p.66-79., 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.009>. Acesso em: 10/11/2020
- ESCOBEDO, J. F.; GOMES, E. N.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. **Applied Energy**, vol. 86, pp. 299-309, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2008.04.013>. Acesso em: 09/11/2020

DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, E.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. R.; CODATO, G. MEO shadowring method for measuring diffuse solar irradiance: Corrections based on sky cover. **Renewable Energy**, v.99, p.754-763, Dec., 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.renene.2016.07.026>. Acesso em: 12/11/2020

DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, E.; SANTOS, C. M. Estimation of Hourly, Daily and Monthly Mean Diffuse Radiation Based on MEO Shadowring Correction. **Energy Procedia**, v.57., p.1150-1159., 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.10.102>. Acesso em: 27/01/2021

HOFFMANN, M.; SCHWARTENGRÄBER, R.; WESSOLEK, G.; PETERS, A. Comparison of simple rain gauge measurements with precision lysimeter data. **Atmospheric Research**, v.174-175., p.120-123., Jun., 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.01.016>. Acesso em: 11/11/2020

<https://weather-and-climate.com/>

JIMÉNEZ, J.; ALADOS-ARBOLEDAS, L.; CASTRO-DÍEZ, Y.; BALLESTER, G. On the estimation of long-wave radiation flux from clear skies. **Theor. Appl. Climatol.**, v.38., p.37–42., Mar., 1987. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/BF00866251>. Acesso em: 22/06/2021

JUNIOR, D. G. G.; DAL PAI, A.; DAL PAI, E. Construção De Lisímetro De Pesagem De Seção Circular Para A Medição Da Evapotranspiração De Referência (ET₀): Sistema Com Três Células De Carga. **Irriga**, Botucatu, v. 24, n. 3, p. 486-499, julho-setembro, 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.15809/irriga.2019v24n3p486-499>. Acesso em: 17/11/2020.

KHAN, M. S.; LIAQAT, U. W.; BAIK, J.; CHOI, M. Stand-alone uncertainty characterization of GLEAM, GLDAS and MOD16 evapotranspiration products using an extended triple collocation approach. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.252., p.256–268., Apr., 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.01.022>. Acesso em: 30/11/2020

KOHFAHL, C.; MOLANO-LENO, L.; MARTÍNES, G.; VANDERLINDEN, K.; GUARDIOLA-ALBERT, C.; MORENO, L. Determining groundwater recharge and vapor flow in dune sediments using a weighable precision meteo lysimeter. **Science of The Total Environment**, v.656., p.550-557., Mar, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.415>. Acesso em: 11/11/2020

KOFROŇOVÁ, J.; TESAŘ, M.; ŠÍPEK, V. The influence of observed and modelled net longwave radiation on the rate of estimated potential evapotranspiration. *J. Hydrol. Hydromech.*, vol. 67., n.3, p.280–288., Set, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.2478/johh-2019-0011>. Acesso em: 18/06/2021.

LÓPEZ-URREA, R.; OLALLA, F.; FABEIRO, C.; MORATALLA, A. An evaluation of two hourly reference evapotranspiration equations for semiarid conditions. **Agricultural Water Management**, v.86., n.3., p.277-282, 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.05.017>. Acesso em: 10/11/2020

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology.**, 19., p. 205-234., 1965. Disponível em: <https://repository.rothamsted.ac.uk/item/8v5v7>. Acesso em: 08/11/2020

OLIVEIRA, A. P.; MACHADO, A. J.; ESCOBEDO, J. F. A New Shadow-Ring Device for Measuring Diffuse Solar Radiation at the Surface. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v.19., n.5., p.698–708., May., 2002. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0698:ANSRDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0698:ANSRDF>2.0.CO;2). Acesso em: 16/11/2020

PENMAN, H. L.; Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences.**, v. 193, n. 1032., p. 120-145., Apr 22,1948. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/pdf/98151.pdf>. Acesso em: 08/11/2020

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy.**, v.13., n. 2-3, p.125–153., Jul., 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S1161-0301\(00\)00070-8](https://doi.org/10.1016/S1161-0301(00)00070-8). Acesso em: 23/11/2020

ROSSI, T. J.; ESCOBEDO, J. F.; SANTOS, C. M.; ROSSI, L. R.; SILVA, M. B. P.; DAL PAI, E. Global, Diffuse And Direct Solar Radiation Of The Infrared Spectrum In Botucatu / Sp / Brazil. **Renewable and Sustainable Energy Reviews.**, vol. 82., p.448–459., Fev., 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2017.09.030>. Acesso em: 15/03/2021

SCHRADER, F.; DURNER, W.; FANK, J.; GEBLER, S.; PÜTZ, T.; HANNES, M.; WOLLSCHLÄGER, U. Estimating Precipitation and Actual Evapotranspiration from Precision Lysimeter Measurements. **Procedia Environmental Sciences.**, v.19., p.543-552., 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.061>. Acesso em: 11/11/2020

SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R. Meteorologia Agrícola. Universidade de São Paulo – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Dpto. Ciências Exatas, Piracicaba-SP, 192 p., Fev., 2007.

SHUKLA, A.; DAL PAI, A.; SKIFIC, A.; Angstrom-Prescott model based Regression Coefficient Calculation for the Region of Botucatu, Brazil. **International Journal of Engineering Research & Technology (IJERT).**, v. 9., n.4., April., 2020. Disponível em: IJERTV9IS040331. Acesso em: 12/11/2020

SILVA, M. B. P.; ESCOBEDO, J. F.; ROSSI, T. J.; SANTOS, C. M.; SILVA, S. H. M. G. Performance of the Angstrom-Prescott Model (A-P) and SVM and ANN techniques to estimate daily global solar irradiation in Botucatu/SP/Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.**, 160., p.11–23., Jul., 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2017.04.001>. Acesso em: 09/11/2020

STONE, R. J. Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models. **Solar energy.**, v.51., n.4., p.289-291., Oct., 1993. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(93\)90124-7](https://doi.org/10.1016/0038-092X(93)90124-7). Acesso em: 30/11/2020

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Recife-PE, v. digital nº2, 449 p., 2006.

ZHU, M.; YAO, T.; YANG, W.; XU, B.; WANG, X. Evaluation of Parameterizations of Incoming Longwave Radiation in the High-Mountain Region of the Tibetan Plateau. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.56., n.4., p.833-848., Apr., 2017. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/56/4/jamc-d-16-0189.1.xml>. Acesso em: 22/06/2021

MEDIDAS LISIMÉTRICAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA PADRÃO GRAMA COMPARADAS COM DADOS DE OBSERVAÇÃO DE SATÉLITE

DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR, ALEXANDRE DAL PAI

Resumo: Apresentamos um dos primeiros trabalhos de pesquisa para a localidade de estudo (Botucatu-SP, Brasil) que compara medidas realizadas *in-situ* de evapotranspiração de referência padrão grama obtidas pela técnica de lisimetria de pesagem com dados estimados deste mesmo parâmetro pelo uso de satélites. Foram utilizados dados de dois *datasets* disponíveis na plataforma *Google Earth Engine* para comparar valores médios mensais de evapotranspiração de referência (ET_0): **1.** FLDAS (*Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET) Land Data Assimilation System*); **2.** MOD16A2.006 (*Terra Net Evapotranspiration 8-Day Global 500m*). Análises estatísticas, para avaliar possíveis variabilidades entre os dados obtidos pelos sensores, foram realizadas. A um nível de significância de 5%, o teste de homogeneidade das variâncias (Bartlett) indicou que as variâncias não podem ser consideradas homogêneas (p-valor = 4,3%); o teste de normalidade (Shapiro-Wilk) indicou que os dados observados seguem uma distribuição normal (p-valor 62,4%); a análise de variância ANOVA-Welch com o Teste F-Snedecor indicou a um nível de 5% de significância que as médias não diferem entre si (p-valor = 34,5 %; $F_{calc} < F$). As médias anuais de ET_0 e seus respectivos desvios-padrão são aqui apresentadas: $2,3 \pm 1,1$ mm/dia (Lisímetro), $2,7 \pm 0,8$ mm/dia (MOD16A2.006), $3,2 \pm 1,7$ mm/dia (FLDAS), o coeficiente de variação obtido foi de 45,7%. Dados de estimativa provenientes do *dataset* MOD16A2.006 superestimam a medida lisimétrica em 8% ($R^2 = 0,94$), o que consideramos como uma aproximação excepcional entre estimativa e medida, enquanto que os dados de estimativa provenientes do *dataset* FLDAS superestimam a medida em até 33% ($R^2 = 0,90$). Observamos que é possível utilizar dados do *dataset* MOD16A2.006 com elevado grau de confiabilidade. Uma vez não sendo possível medir os parâmetros necessários para uso do modelo de Penman-Monteith e não havendo um lisímetro para medir a evapotranspiração de referência, recomenda-se fazer um levantamento de dados por base deste satélite.

Palavras-chave: FLDAS. Google Earth Engine. Lisimetria. MOD16A2.006. Penman-Monteith.

GRASS REFERENCE LYSIMETRIC EVAPOTRANSPIRATION MEASUREMENTS COMPARED TO SATELLITE DATA OBSERVATIONS

DANIEL GONÇALVES GOMES JUNIOR, ALEXANDRE DAL PAI

Abstract: We present one of the first research work for the study site (Botucatu-SP, Brazil) that compares *in-situ* grass reference evapotranspiration measurements obtained by the weighing lysimetry technique with data estimated from this same parameter by the use of satellites. Data from two datasets available at the Google Earth Engine platform were used to compare monthly average values of reference evapotranspiration (ET_o): **1.** FLDAS (Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET) Land Data Assimilation System); **2.** MOD16A2.006 (Terra Net Evapotranspiration 8-Day Global 500m). Statistical analyses were carried out to assess any possible variability between the compared data obtained from the sensors. At a 5% significance level, the test for homogeneity of variances (Bartlett's Test) indicated that the variances cannot be considered homogeneous (p -value = 4,3%); the normality test (Shapiro-Wilk's Test) indicated that the observed data follow a normal distribution (p -value 62,4%); the analysis of variance (ANOVA; Welch Test) with the F-Snedecor's Test indicated at a 5% significance level that the observed mean values do not differ from each other (p -value = 34,5%; $F_{calc} < F$). Annual ET_o average values and their respective standard deviations are presented here: $2,3 \pm 1,1$ mm/day (Lysimeter); $2,7 \pm 0,8$ mm/day (MOD16A2.006); $3,2 \pm 1,7$ mm/day (FLDAS); the coefficient of variation obtained was of 45,7%. Estimated data from MOD16A2.006 dataset overestimates lysimetric measurements by 8% ($R^2 = 0,94$), which we consider to be an exceptional approximation between estimated and measured ET_o , whereas the estimated data from the FLDAS dataset overestimates lysimetric measurements by 33% ($R^2 = 0,90$). If there is no possibility to proceed with the Penman-Monteith's model parameters measurements nor lysimetric grass reference evapotranspiration measurements, we observed that it is possible to use data from MOD16A2.006 dataset with a high degree of reliability and we recommend this dataset as the best one to be utilized.

Key-words: FLDAS. Google Earth Engine. Lysimetry. MOD16A2.006. Penman-Monteith.

2.1 INTRODUÇÃO

“O uso de satélites, atualmente, é uma ferramenta útil para observações de larga escala em estudos na área de hidrologia, mudanças climáticas e como ferramenta de suporte para o monitoramento de parâmetros agrometeorológicos” (PEREIRA et al., 2015). A obtenção de dados de evaporação (E) e de evapotranspiração (ET) pelo uso de satélites é possível, em muitos casos, pela estimativa dos fluxos de calor latente (λ) decorrentes na superfície terrestre e na atmosfera possibilitando que sejam obtidas estimativas precisas de λET .

Estudos com o uso de satélites possuem elevado grau de confiabilidade, devido ao fato de terem sua base de dados abastecidas de algoritmos atrelados a softwares que, conjuntamente, possuem uma robusta capacidade de análise e processamento de dados. Estes algoritmos passam por diversas e constantes adaptações dos modelos de saldo de radiação, isso faz com que os satélites consigam mensurar e analisar com exatidão fluxos de calor no solo e na atmosfera, além do transporte vertical e horizontal de vapor da água na atmosfera e, inclusive, no dossel vegetativo.

Originalmente Brunt (1934) apresenta com riqueza de detalhes fundamentos teóricos a respeito do balanço de energia, emissividade atmosférica e emissividade terrestre. Fundamentos estes que passaram por diversas adaptações e revisões, a mencionar Sellers (1969) do qual apresenta um dos primeiros estudos com saldo de onda longa levando em consideração parametrizações que resultaram em elevado grau de confiabilidade quando se analisando a viabilidade dos resultados em estudos para meso e macro escala territorial.

Com relação à interação solo, água, planta e atmosfera o modelo de Penman-Monteith (PENMAN, 1948; MONTEITH, 1965) é o mais utilizado e referenciado hoje em dia quando se diz respeito à qualidade e confiabilidade nas estimativas de ET. Atualmente, alguns satélites possuem a capacidade de obter valores precisos de ET em escala horária graças ao uso de uma forma mais recente deste modelo denominado ASCE-ET ou ASCE-PM-ET_{ref}. (WALTER et al., 2000; PEREIRA et al., 2015). A validação dos modelos de estimativa de balanço de energia utilizados nos algoritmos para obtenção confiável de dados ET pode ser realizada por intermédio de comparação de medidas obtidas via técnica de lisimetria, tendo como cultura de referência a alfafa ou a grama, um exemplo desse tipo é a calibração do METRIC apresentado por Allen et al., (2007).

Estudos recentes apresentam a necessidade de comparar medidas realizadas *in-situ* de ET com aquelas obtidas pelo uso de satélites. (BYUN et al., 2014; KHAN et al., 2018; KHOSA et al., 2019). Este presente trabalho tem como objetivo comparar dados medidos *in-situ* de evapotranspiração de referência (ET_o) padrão grama, obtidos pela técnica de lisimetria de pesagem, com dados obtidos por dois satélites distintos presentes na plataforma *Google Earth Engine* (<https://earthengine.google.com/>) – 1. FLDAS (*Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET) Land Data Assimilation System*); 2. MOD16A2.006 (*Terra Net Evapotranspiration 8-Day Global 500m*).

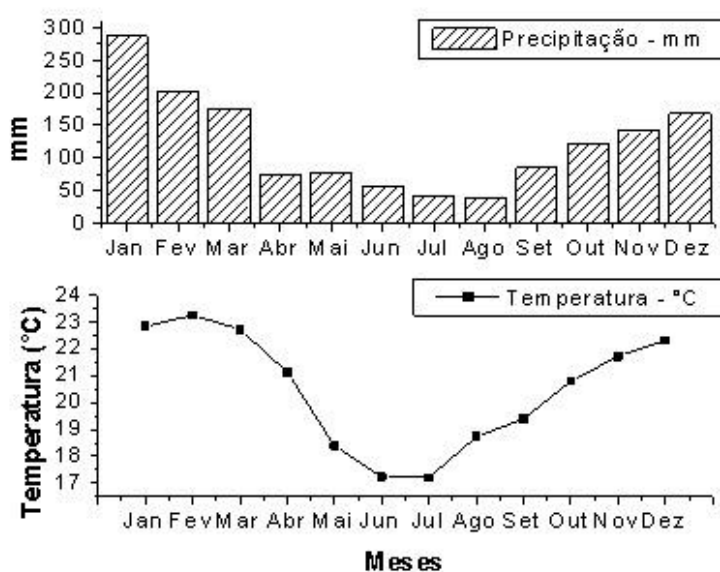
2.2 MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1 Caracterização da área de estudo

O estudo foi realizado com o uso da Estação Evapotranspirométrica do Departamento de Bioprocessos e Biotecnologia da Faculdade de Ciências Agrônômicas da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” presente na cidade de Botucatu-SP (22°50' S; 48°25' O; altitude média de 786 m).

Dados da série histórica de valores médios mensais de temperatura do ar (T_{ar}) e volume médio de acumulado mensal de precipitação (P) para os 12 meses do ano são apresentados na figura 1.:

Figura 1 – Série histórica de temperatura média mensal e volume médio de acumulado mensal de precipitação para a cidade de Botucatu-SP, base de dados de 40 anos (1971 – 2011)



Segundo a classificação de Köppen, o clima desta localidade é classificado como Cwa (subtropical úmido – mesotérmico), com predominância de verão quente e úmido e inverno seco (DAL PAI et al., 2016; SILVA et al., 2017).

De acordo com a figura 1. fevereiro é o mês mais quente do ano com T_{ar} média de 23,2 °C enquanto que o mês de julho é o mais frio com T_{ar} média de 17,2 °C. Com relação ao volume acumulado de precipitação, janeiro é o mês mais chuvoso apresentando em média 287 mm, enquanto que agosto é o mês que apresenta o menor volume acumulado (da ordem de 38mm).

Janeiro é o mês com maior índice de umidade relativa apresentando valores percentuais médios de 76,5 %, enquanto que agosto é considerado o mês mais seco do ano apresentando valores médios de umidade relativa do ar de 61,2% (DAL PAI et al., 2016; ROSSI et al., 2018).

2.2.2 Lisimetria de pesagem

Os lisímetros de pesagem são considerados equipamentos capazes de mensurar com elevado grau de precisão os componentes do balanço hídrico, com maior destaque para P, ET e drenagem (D). Estes equipamentos são utilizados, principalmente, em estudos da dinâmica da movimentação da água no meio ambiente, para calibração de modelos de estimativa de ET e calibração de equipamentos capazes de medir a ET.

Suas medidas são consideradas como representações verdadeiras destas componentes (PETERS et al., 2017; KHAN et al., 2018; RAPHAEL et al., 2018).

2.2.2.1 Especificações técnicas do lisímetro de pesagem

O lisímetro de pesagem (JUNIOR et al., 2019) utilizado para obter a medida da ET, possui um tanque com capacidade volumétrica de 1,5 m³ e área evaporativa aproximada de 2 m². Sua superfície é vegetada com Grama Batatais (*Paspalum notatum* var. *notatum*), mesmo tipo de grama presente na área de bordadura sendo que o pleno crescimento vegetativo é mantido ao longo do ano todo. A profundidade efetiva do sistema radicular da cultura foi projetada para uma profundidade máxima de 0,5 m. O turno de rega para o sistema de controle foi projetado para que, quando necessário, seja efetuada a aplicação de uma lâmina de irrigação de 15 mm/7 dias.

O solo dentro do tanque possui as mesmas características físico-hídricas do solo presente na Estação Evapotranspirométrica e da área de bordadura em seu entorno, ele é classificado como latossolo roxo distrófico, textura franca argilo-arenosa e a capacidade de água disponível no sistema é de 90 mm.

Este equipamento, composto de uma seção circular, possui um sistema de pesagem com três células de carga da marca *Samei* L-2T (intervalo de sensibilidade de $2 \text{ mV/V} \pm 0,1\%$). O sistema de medição da precipitação e do volume drenado é composto por dois pluviômetros eletrônicos da empresa *Texas Electronics*® modelo TR-525M. Todos os sensores são ligados a um microprocessador (*datalogger*) modelo 21-X da empresa *Campbell Scientific*®.

O tempo de coleta dos dados do *datalogger* é de cinco segundos, sendo que, a cada cinco minutos, é calculado um valor médio das medidas realizadas pelos equipamentos e armazenado no banco de dados.

2.2.2.2 Medidas de evapotranspiração

Medidas de ET, principalmente em períodos secos, podem ser obtidas por intermédio do uso do balanço hídrico do solo (RANA e KATERJI, 2000). A metodologia utilizada é descrita na equação 1.:

$$P + I + W - ET - R - D = \pm[\Delta S]_0^r \quad (1)$$

Sendo: P: precipitação; I: irrigação; W: ascensão capilar da água no solo; ET: evapotranspiração; R: escoamento superficial da água no solo (*run-off*); D: drenagem; ΔS : variação do armazenamento de água no solo; r: profundidade efetiva do sistema radicular. Todos os termos possuem sua unidade em milímetros (mm).

Por ser um sistema de controle, os parâmetros W e R da equação 1. geralmente são desconsiderados. Em condições de ausência de P, I e D a variação de armazenamento de água no solo (ΔS) é exclusivamente em função de ET.

Do ponto de vista da física do solo, a lisimetria de pesagem tem a capacidade de avaliar a movimentação de água no solo partindo do pressuposto da capacidade de medir a variação de massa no sistema. Além disso acaba por representar uma resposta fisiológica da cultura avaliada.

Considerações a respeito da variação de massa no sistema (SCHRADER et al., 2013; KOHFAHL et al., 2019) foram procedidas da seguinte forma (equação.2 a equação.4):

$$\Delta W = \Delta W_{lis} + \Delta W_{dren} \quad (2)$$

$$\Delta P = \begin{cases} \Delta W, & \Delta W > 0 \\ 0, & \Delta W \leq 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$\Delta ET = \begin{cases} \Delta W, & \Delta W < 0 \\ 0, & \Delta W \geq 0 \end{cases} \quad (4)$$

Sendo: ΔW : variação de massa do sistema; ΔW_{lis} : variação de massa no lisímetro durante um intervalo de tempo; ΔW_{dren} : variação do volume drenado; ΔP : variação do volume de água de uma determinada precipitação; ΔET : variação da evapotranspiração medida;

2.2.3 Plataforma google earth engine – Satélites utilizados no experimento

A plataforma *Google Earth Engine* (<https://earthengine.google.com/>) apresenta-se como uma ferramenta valiosa para estudos com imagens e dados de satélites, atualmente é disponibilizadora de uma vasta base de dados (também denominados de *datasets*). Essa plataforma atua como vetor de informações e oferece dados em função de acordos com instituições de grande relevância a nível global.

A principal instituição a ser mencionadas aqui neste trabalho que está relacionada com a disponibilização dos *datasets* e dados utilizados neste estudo é a N.A.S.A (*National Aeronautics and Space Administration*), tanto para os dados do FLDAS (MCNALLY, 2018) como para os dados do MOD16A2.006 (RUNNING, MU e ZHAO, 2017).

No quadro 1. serão apresentadas algumas características específicas dos satélites utilizados neste estudo como os nomes dos *datasets* utilizados, bem como o modelo de estimativa utilizado, a resolução espacial e a escala temporal de obtenção de dados:

Quadro 1 – Especificações dos *datasets* utilizados para comparação de dados de evapotranspiração – modelo de estimativa, resolução espacial, escala temporal de coleta de dados, unidades e escala

Datasets	Modelo de estimativa	Resolução espacial	Escala temporal de coleta de dados	Unidades e Escala	Referências
FLDAS	Penman-Monteith	0,1° x 0,1°	Mensal	Kg/m ² s ¹	MCNALLY et al., 2017; MCNALLY, 2018
MOD16A2.006	Penman-Monteith	500 m	8 dias	kg/m ² /8dia (escala: 0,1)	MU et al., 2013; RUNNING, MU e ZHAO, 2017

2.2.4 Obtenção dos dados de evapotranspiração

A base de dados proveniente do *dataset* FLDAS foi obtida, inicialmente, como valores de acumulado mensal de evapotranspiração ($\sum ET_{0_FLDAS}$; mm/mês). Esses dados foram editados em função de sua unidade base de medida (kg/m².s¹) e convertidos em função de um fator de ajuste (chamaremos este fator de F_{FLDAS}) dependente do somatório do número de dias de cada mês, apresentado nas deduções a seguir. Considerando a densidade da água (ρ_{H_2O}) de 1000 kg/m³, temos que:

$$1mm_{H_2O} \cong \left(\frac{10^{-3}m^3_{H_2O}}{m^2} \right) \cong \left(\frac{1L_{H_2O}}{m^2} \right) \cong \left(\frac{1kg_{H_2O}}{m^2} \right) \quad (5)$$

Sendo a unidade base em kg.m⁻².s⁻¹, temos que:

$$\left(\frac{kg}{m^2 \cdot s^1} \right) \cdot \left[\frac{(1mm)}{\left(\frac{1kg_{H_2O}}{m^2} \right)} \right] = \frac{1mm}{s} \therefore F_{FLDAS} = \left(\frac{1mm}{s} \right) \cdot \left(\frac{3600s}{1h} \right) \cdot \left(\frac{24h}{dia} \right) \cdot (n^{\circ} \cdot dias_{mês}) \quad (6)$$

Sendo: F_{FLDAS} : fator de ajuste (mm/mês);

O valor final do fator F_{FLDAS} é dependente do número total de dias de cada mês, sendo assim, apresenta um limite mínimo e um limite máximo. Seu valor mínimo é para o mês de fevereiro (28 dias) e o valor máximo é encontrado para os meses que apresentam 31 dias.

Uma vez obtidos os valores de $\sum ET_{0_FLDAS}$ de cada mês, é que é possível de se obter um valor representativo da média mensal (ET_{0_FLDAS} ; mm/dia) mês a mês.

A base de dados proveniente do *dataset* MOD16A2.006 foi obtida, inicialmente, como valores de acumulado de evapotranspiração ($\sum ET_{o_MOD16A2.006}$; mm/8dia) representativo de oito dias (octas). Esses dados foram editados em função da unidade base de medida do satélite (kg/m²/8dia) e ajustados em função de sua escala (escala = 0,1).

A base de dados disponível em octas, proveniente do *dataset* MOD16A2.006, apresenta para quase todos os meses do ano quatro valores de $\sum ET_{o_MOD16A2.006}$, sendo possível de se obter quatro valores médios de ET_o por mês. A média desses quatro valores é que acabou por ser considerada como a média representativa de cada mês ($ET_{o_MOD16A2.006}$; mm/dia). O mês de abril é visto como a única exceção e apresenta três valores de $\sum ET_{o_MOD16A2.006}$ e, consecutivamente, três valores médios representativos.

Ao longo do período de coleta de dados (ano de 2019) as leituras efetuadas pelo lisímetro de pesagem foram analisadas em função da ação do fotoperíodo (N; horas) conjuntamente com a incidência e ação da radiação solar ($R_{s\downarrow}$; MJ/m².dia).

A escala inicialmente considerada foi a escala diária e, consecutivamente, foram obtidos os valores de acumulado mensal e os valores médios mensais representativos de leituras lisimétricas. Esses dados foram editados na plataforma *Microsoft Excel* e *Microcal-Origin*.

2.2.5 Análise estatística dos dados

O período de referência para a comparação de dados foi o ano de 2019, período em que a coleta de dados do lisímetro de pesagem foi feita com expressiva representatividade e reduzido número de erros sistemáticos e aleatórios (p. ex., falha de leitura de dados; precipitações intensas).

Sendo assim, para as três bases de dados utilizadas (FLDAS; MOD16A2.006; Lisímetro) foram obtidos 12 valores médios representativos de ET_o , com um número total de 36 valores a serem comparados, portanto foram comparados valores médios mensais de ET_o .

A nível experimental, para avaliar possíveis variabilidades entre os dados obtidos pelos equipamentos, os seguintes testes foram feitos: **i)** Teste De Homogeneidade Das Variâncias (Teste de Bartlett); **ii)** Teste De Normalidade (Teste de Shapiro-Wilk); **iii)** Análise De Variância (ANOVA) com o Teste F-Snedecor; **iv)** ANOVA-Welch.

Estes testes mencionados anteriormente atuam como ferramentas valiosas para a tomada de decisão no sentido do uso do teste mais adequado de comparação entre médias, caso seja necessária sua utilização.

A homogeneidade é uma questão importante para detectar a variabilidade dos dados. A abordagem clássica para testar a hipótese de homogeneidade de variâncias (também denominado de Homocedasticidade) começa com o teste da razão de verossimilhança sob a suposição de distribuição Normal e que as variâncias das populações amostradas sejam iguais (LIMA et al., 2014; SILVA, LUCIO e BROWN, 2015).

O teste de normalidade neste trabalho foi utilizado para avaliar se as comparações entre as médias seguem uma distribuição Normal, esse tipo de teste atua como medida inicial na tomada de decisão para compararmos as médias das populações através da ANOVA. Segundo Torman et al., (2012) “entre outras suposições, tem-se como pressuposto inicial que uma dada variável aleatória tenha distribuição Normal em cada uma das populações (grupos)”.

O Q-Q Plot (gráfico Quantil-Quantil) é uma forma gráfica de se avaliar a normalidade de uma variável. Ele permite ao pesquisador comparar um modelo teórico, representado por uma linha de 45° de inclinação, com uma função quantil teórica representada por todos os pontos amostrais (TORMAN, 2012; VÉLEZ e MORALES, 2015).

Neste trabalho, além do uso do Q-Q Plot, foi utilizado o teste de Shapiro-Wilk. Este teste é considerado como um teste não-paramétrico de aderência à distribuição Normal, ele é considerado como “poderoso” para hipóteses onde as variáveis aleatórias seguem uma distribuição Normal, média desconhecida e variância constante (TORMAN et al., 2012; HANUSZ e TARASIŃSKA, 2015).

Uma vez sabendo-se que as médias se ajustam a uma distribuição Normal é que é possível utilizar testes paramétricos de comparação entre médias.

A ANOVA testa se várias populações têm médias iguais, comparando o afastamento entre as médias amostrais com a variação existente dentro das amostras. Essa comparação entre médias é feita por meio do teste F (F-Snedecor), considerado como o teste mais confiável para este fim no campo paramétrico (LIMA et al., 2014; SILVA, LUCIO e BROWN, 2015).

O modelo teórico estatístico para este trabalho é apresentado da seguinte forma:

$$y_{ij} = \mu_j + e_{ij} \quad (7)$$

Sendo: y_{ij} : valores observados em cada nível do fator de análise; i : número de observações de cada sensor utilizado ($i = 1, \dots, 12$); j : sensor utilizado (j_1 : Lisímetro; j_2 : MOD16A2.006; j_3 : FLDAS); μ_j : média do sensor; e_{ij} : erro aleatório;

Suposições do modelo da ANOVA:

- (i) Valor esperado dos erros são iguais a zero;
- (ii) A variância (σ^2) dos erros são constantes em todos os grupos;
- (iii) Os resíduos são normalmente distribuídos com média igual a zero e variâncias constantes em todos os grupos: $e_{ij} \sim N(0; \sigma^2)$;

A hipótese a ser testada:

$$\begin{cases} H_0 = \mu_1 = \mu_2 = \dots = \mu_k \\ H_a = \text{as médias não são iguais} \end{cases} \quad (8)$$

O quadro teórico da ANOVA é apresentado a seguir (quadro 2.), sendo considerado para seu uso o teste $F_{(\alpha, k-1, n-k)}$ a um nível de significância (α) de 5%:

Quadro 2 – Quadro teórico da Análise De Variância (ANOVA) para este experimento

Fontes de Variação	GL	SQ	QM	Estatística de Teste F	p-valor
Grupos	$k - 1$	SQ_{Trat}	$QM_{Trat} = \frac{SQ_{Trat}}{(k-1)}$	$F_{calc} = \frac{QM_{Trat}}{QM_{Res}}$	$P(F > F_{calc})$
Resíduos	$n - k$	SQ_{Res}	$QM_{Res} = \frac{SQ_{Res}}{(n-k)}$		
Total	$n - 1$	SQ_{Total}			

GL: Graus De Liberdade; **SQ:** Soma De Quadrados; **QM:** Quadrado Médio; **SQTrat:** Soma De Quadrados De Tratamentos; **SQRes:** Soma De Quadrados De Resíduos; **SQTotal:** Soma De Quadrados Total; **QMTrat:** Quadrado Médio Dos Tratamentos; **QMRes:** Quadrado Médio Dos Resíduos; **k:** Número Total De Tratamentos; **n:** Número Total De Observações;

É comum com que as suposições da ANOVA não sejam satisfeitas em estudos observacionais de comparação entre médias de três ou mais grupos populacionais.

Um dos problemas mais recorrentes com falhas na suposição da ANOVA é devido a variabilidade entre os dados, o que implica na não homogeneidade entre as variâncias. Quando é identificado um problema desse tipo é recomendado a utilização da Anova de Welch a qual é aplicada em condições em que as variâncias não são iguais. (WELCH, 1951; EKIZ e GAMGAM, 2007; YÍĞÍT e GÖKPINAR, 2010).

Neste estudo toda análise estatística descritiva e verificação de suposições dos modelos e da ANOVA foi feita pelo uso do software *RStudio*.

2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A base de dados tanto das leituras lisimétricas como daquelas provenientes dos *datasets* utilizadas neste experimento é apresentada na tabela 1.:

Tabela 1 – Base de dados (lisímetro e *datasets* – FLDAS; MOD16A2.006) – Acumulado mensal de evapotranspiração ($\sum ET_o$; mm/mês) e valores médios mensais (ET_o ; mm/dia); período de referência: 2019

Mês	Acumulado mensal ($\sum ET_o$; mm/mês)			Média mensal (ET_o ; mm/dia)			Lisímetro (nº.observações)
	$\sum ET_o_{FLDAS}$	$\sum ET_o_{MOD16A2.006}$	$\sum ET_o_{Lisímetro}$	ET_o_{FLDAS}	$ET_o_{MOD16A2.006}$	$ET_o_{Lisímetro}$	
Jan	151	120	138	4,9	3,8	4,4	31
Fev	134	105	82	4,8	3,3	2,9	28
Mar	161	123	119	5,2	3,8	3,8	31
Abr	134	83	40	4,5	3,5	1,8	22
Mai	95	71	44	3,1	2,2	1,7	27
Jun	69	63	40	2,3	2,0	1,3	30
Jul	33	54	30	1,1	1,7	1,0	31
Ago	16	59	34	0,5	1,8	1,1	31
Set	37	61	38	1,2	1,9	1,9	20
Out	59	54	84	1,9	2,3	2,7	31
Nov	109	92	75	3,6	2,9	2,5	30
Dez	144	98	81	4,7	3,1	2,6	31
Total	1142	983	805				343

Como pode ser observado, há diferenças entre os valores observados em cada nível de fator de análise. Principalmente no caso do lisímetro que tem um total de número de observações muito maior se comparado com os outros sensores. No período de coleta de dados do lisímetro, dois principais erros foram observados que interferiram significativamente nos valores finais de acumulado mensal.

O primeiro erro, que pode ser considerado como um erro aleatório, ocorreu para alguns dias dos meses de abril e maio. Este erro é atribuído a ação de precipitação que interferiu na leitura do sensor mascarando os valores de ET. Isso é devido, principalmente, ao desbalanceamento entre ganho de massa devido á ação da precipitação e perda de massa devido ao volume drenado. O segundo erro, considerado como um erro sistemático, ocorreu para alguns dias do mês de setembro. Este erro é atribuído a possíveis falhas de leitura e compilação de dados do *datalogger*.

De uma forma geral, as leituras lisimétricas apresentam valores menores de ET_0 quando comparadas com as leituras dos satélites, salvo a exceção para o mês de agosto com o valor médio de 0,5 mm apresentado pelo *dataset* FLDAS o que pode ser visto aqui como uma fonte de erro. Uma das justificativas dessa diferença entre os valores medidos e estimados se dá pelo fato do uso do modelo de Penman-Monteith que, segundo Allen et al., (1998; p.18) possui uma superestimativa de ET_0 da ordem de até 20% quando comparado com dados provenientes de lisimetria.

Observa-se que em cada nível de fator de análise, os valores médios apresentados estão de acordo com os limites superiores e inferiores de representatividade de ET_0 para o tipo de clima do local de estudo.

Outro aspecto a ser mencionado é que, apesar dos erros de coleta de dados por parte do lisímetro, os valores médios mensais apresentados pelos três sensores são coerentes e vão de acordo com a variação do fotoperíodo e variação de disponibilidade energética ao longo do ano. É possível de se observar valores de ET_0 que oscilam do intervalo de 3,0 ~ 5,2 mm/dia para os meses mais quentes e valores que oscilam de 1,0 ~ 1,9 mm/dia nos meses mais frios.

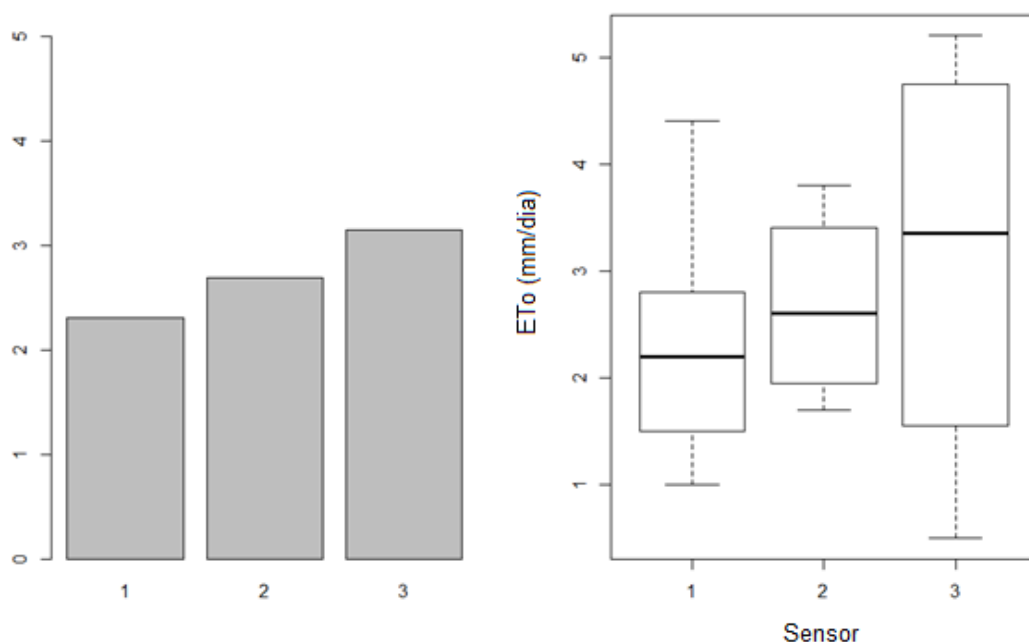
Medidas de posição e de dispersão, bem como valores máximos e mínimos de ET_0 apresentados por cada sensor são apresentados na tabela 2.:

Tabela 2 – Indicadores estatísticos dos dados de ET_0 obtidos pelos sensores

Sensor	Média	Desv.Pad	Mínimo	Máximo	Q25	Q50	Q75
1. Lisímetro	2,3	1,1	1,0	4,4	1,6	2,2	2,8
2. MOD16A2.006	2,7	0,8	1,7	3,8	1,9	2,6	3,4
3. FLDAS	3,2	1,7	0,5	5,2	1,7	3,4	4,7
Coeficiente de Variação	45,7%						

Visto como uma forma gráfica de avaliar a variabilidade entre os dados e a variação entre as médias, o Box-Plot é apresentado na figura 2.:

Figura 2 – Análise gráfica em Box-Plot de média e desvio padrão de ET_o (mm/dia) para os sensores – 1. Lisímetro; 2. MOD16A2.006; 3. FLDAS



O gráfico a esquerda do Box-Plot indica que o lisímetro de pesagem (sensor 1) apresenta a menor média geral dos dados de ET_o . O que é indicativo que realmente os dados originários dos *datasets* FLDAS e MOD16A2.006, que são provenientes do modelo Penman-Monteith, possuem uma tendência de superestimativa com relação à medida.

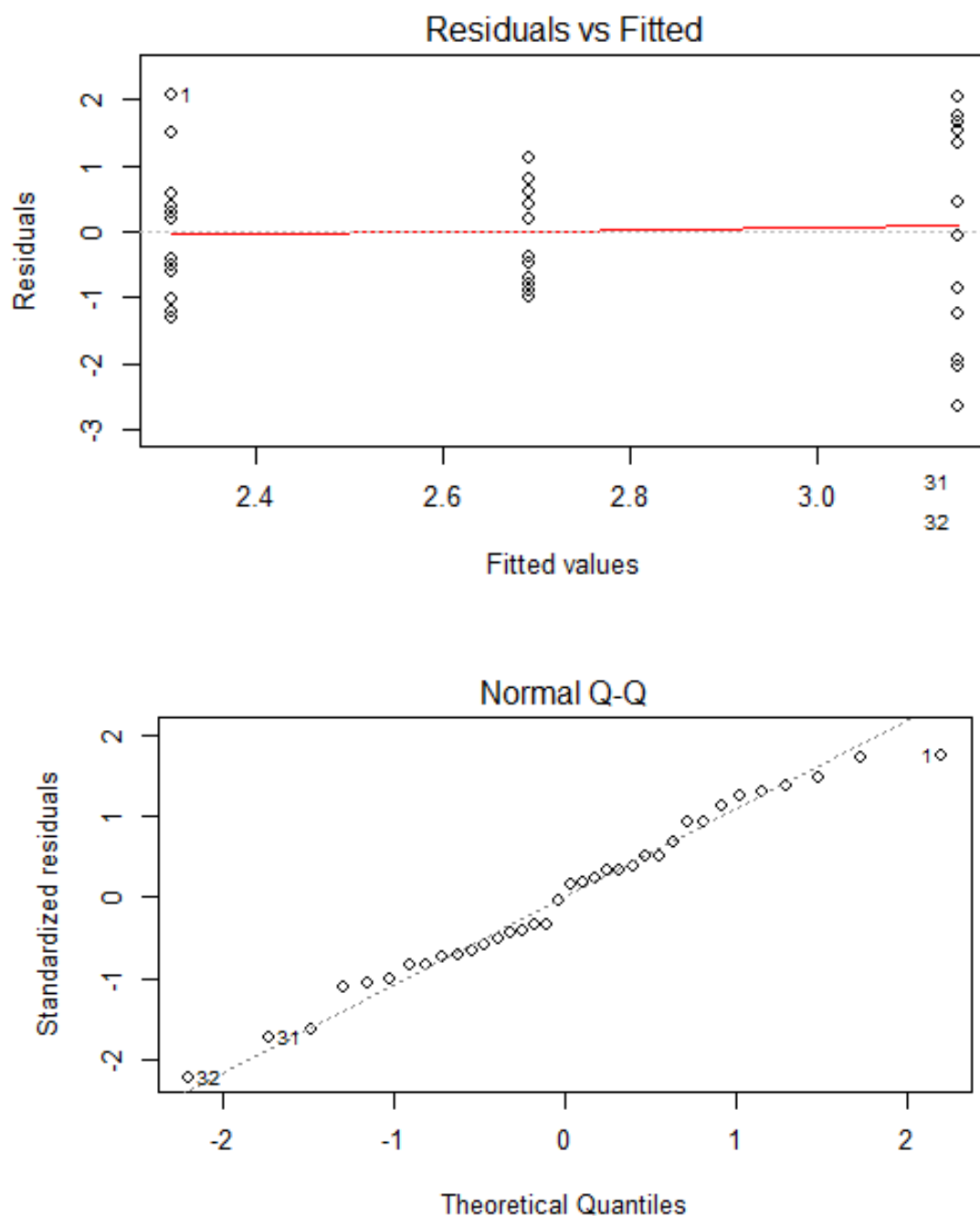
Com relação ao gráfico da direita do Box-Plot, é possível de se observar que tanto o lisímetro como o FLDAS possuem maiores interferências no que diz respeito à ação do desvio padrão, diferentemente do MOD16A2.006. Isso vai de acordo com o valor de Coeficiente de Variação (CV) apresentado de 45,7 % e é indicativo de que há uma amplitude significativa entre as variáveis observadas.

Em outras palavras, o valor médio de 0,5 mm do *dataset* FLDAS pode ser visto como uma fonte de erro entre os dados observados, indicando expressiva amplitude entre eles (0,5 a 5,2 mm/dia) o que é um indicativo de não homogeneidade entre as variâncias.

Em contrapartida, o *dataset* MOD16A2.006 apresenta uma menor variabilidade entre os dados observados indicando uma maior precisão e estabilidade na obtenção de dados.

Como forma complementar, sendo também uma análise gráfica, a figura 3. apresenta o gráfico de análise de resíduos para avaliar a homogeneidade entre as variâncias (homocedasticidade) e o Q-Q Plot (Gráfico Quantil-Quantil) como uma forma inicial de análise da normalidade entre os resíduos:

Figura 3 – Gráfico de análise de homocedasticidade entre resíduos (acima) e gráfico Q-Q Plot de análise de normalidade entre os resíduos (abaixo)



No gráfico de análise de homoscedasticidade, o eixo horizontal apresenta os valores ajustados para todos os 36 pontos representativos do intervalo das médias observadas dos fatores de análise enquanto que, no eixo vertical estão os resíduos padronizados. Quanto menor a variação da distribuição desses pontos em torno dos limites $-1;1$, significa que há uma maior possibilidade de homogeneidade entre as variâncias para um determinado fator de análise, isso pode ser observado nos pontos distribuídos no eixo central do gráfico que são os valores atribuídos ao *dataset* MOD16A2.006.

Nos pontos distribuídos à esquerda do gráfico, que são as médias obtidas pelo lisímetro, pode-se observar que há um pequeno desvio de homogeneidade pelo fato de dois pontos estarem afastados do limite mencionado. Por último, nos pontos distribuídos à direita do gráfico, que são as médias obtidas pelo FLDAS, pode-se observar que há uma maior amplitude entre a distribuição dos pontos, somente quatro dos 12 pontos se apresentam dentro do intervalo ideal de $-1;1$ enquanto que a grande maioria (oito pontos) estão distribuídos fora deste intervalo.

O gráfico de análise de homocedasticidade também apresenta essa linha vermelha centralizada, qualquer indício de heterogeneidade entre as variâncias fará com que essa linha apresente um desvio com relação ao eixo central (determinado pelo valor zero). Observa-se que neste gráfico há uma pequena inclinação em acordo com os dados do *dataset* FLDAS, diferentemente daquilo que é observado na sua trajetória entre os dados do lisímetro e do *dataset* MOD16A2.006, indicando que a fonte de discrepância entre os dados é proveniente do *dataset* FLDAS.

No gráfico de análise de normalidade entre os resíduos (Q-Q Plot) no eixo horizontal têm-se os valores ajustados a uma função quantil teórica atribuídos a uma distribuição Normal, enquanto que no eixo vertical são resíduos padronizados dos valores amostrais. Como pode ser observado pela distribuição dos pontos ao redor da reta de 45° pode-se partir do pressuposto que os dados se ajustam a uma distribuição Normal.

Para minimizar as dúvidas e para proceder com uma análise mais confiável com tomada de decisão sobre essa análise gráfica, é que se utilizou o teste de Bartlett para a homoscedasticidade e o teste de Shapiro-Wilk para a normalidade. Esses dois testes apresentam como resultado um valor chamado de p-valor que é obtido em função de uma distribuição probabilística.

Em ambos os testes, seus resultados são considerados como significativos, quando o parâmetro p-valor for maior que o nível de significância (α) adotado para a utilização da ANOVA, ou seja, espera-se que $p - valor \geq 5\%$. Os resultados dos testes são apresentados na tabela 3.:

Tabela 3 – Resultados dos testes de normalidade dos resíduos (Shapiro-Wilk) e homogeneidade da variância (Bartlett) – nível de significância: $\alpha = 5\%$

Teste	p-valor	Observação
Shapiro-Wilk	0,624	A 5% de significância, os resíduos podem ser considerados normais.
Bartlett	0,043	A 5% de significância, as variâncias não podem ser consideradas homogêneas.

Um dos principais pressupostos para se proceder com a ANOVA é a normalidade dos resíduos, como ficou bem apresentado neste trabalho os resíduos podem ser considerados normais.

A homogeneidade entre as variâncias não foi aceita por uma “pequena diferença” entre o p-valor (4,3%) com relação ao nível de significância ($\alpha = 5\%$). Portanto, utilizamos a ANOVA-Welch a qual se aplica quando as variâncias entre os grupos não são iguais. O resultado desta análise é apresentado na tabela 4.:

Tabela 4 – Resultado da ANOVA-Welch com o teste F-Snedecor ($\alpha = 5\%$) para a comparação das médias de ET_0 entre os sensores

Estatística F	GL numerador	GL denominador	p-valor
1,121	2,00	20,53	0,345

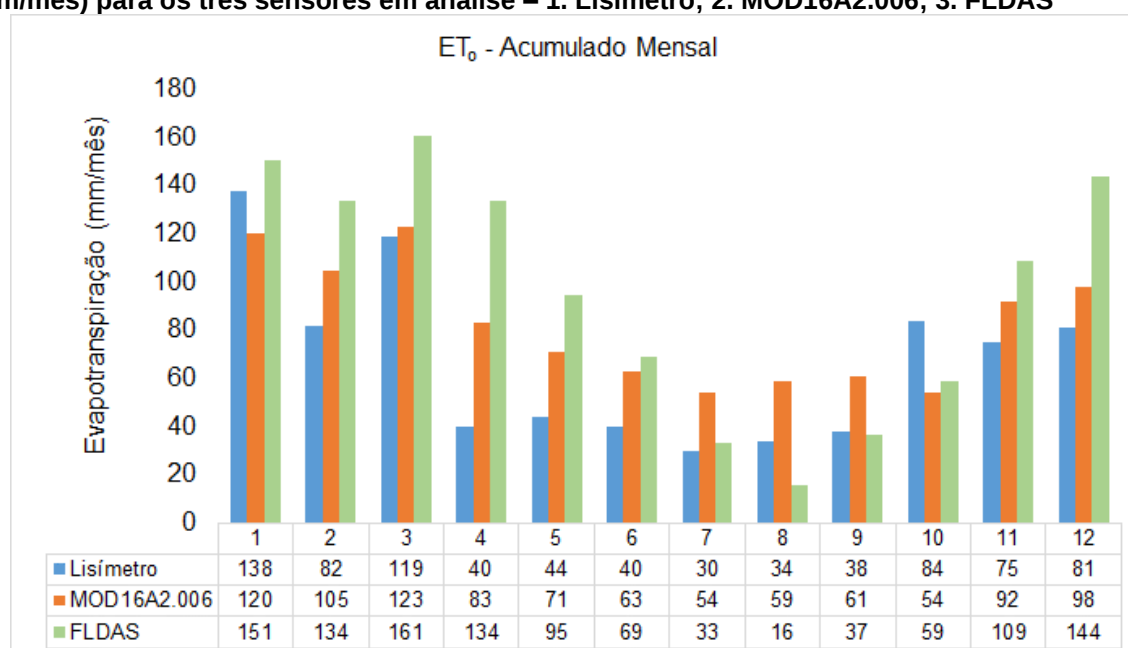
Os resultados indicados pela tabela 4. demonstram que a um nível de 5% de significância as médias não diferem entre si: $p\text{-valor} = 34,5\% > \alpha = 5\%$ sendo que $F_{\text{calc}} < F_{(0,05;2;20,53)}$. Portanto, não rejeitamos a hipótese nula (H_0) de que as médias são iguais.

De um ponto de vista mais amplo, os valores médios representativos apresentados neste experimento poderiam ser considerados como uma média geral anual.

Os desvios-padrão apresentados para cada um dos equipamentos associados às suas respectivas médias, podem ser utilizados para expressar valores generalistas em períodos mais frios e mais quentes do ano. Enquanto que em períodos com maior estabilidade térmica, como primavera e outono, o valor médio pode ser atribuído como representativo.

A figura 4. apresenta a distribuição dos acumulados mensais de evapotranspiração (ΣET_o ; mm/mês) para os três sensores em análise:

Figura 4 – Distribuição dos acumulados mensais de evapotranspiração de referência (ΣET_o ; mm/mês) para os três sensores em análise – 1. Lisímetro; 2. MOD16A2.006; 3. FLDAS



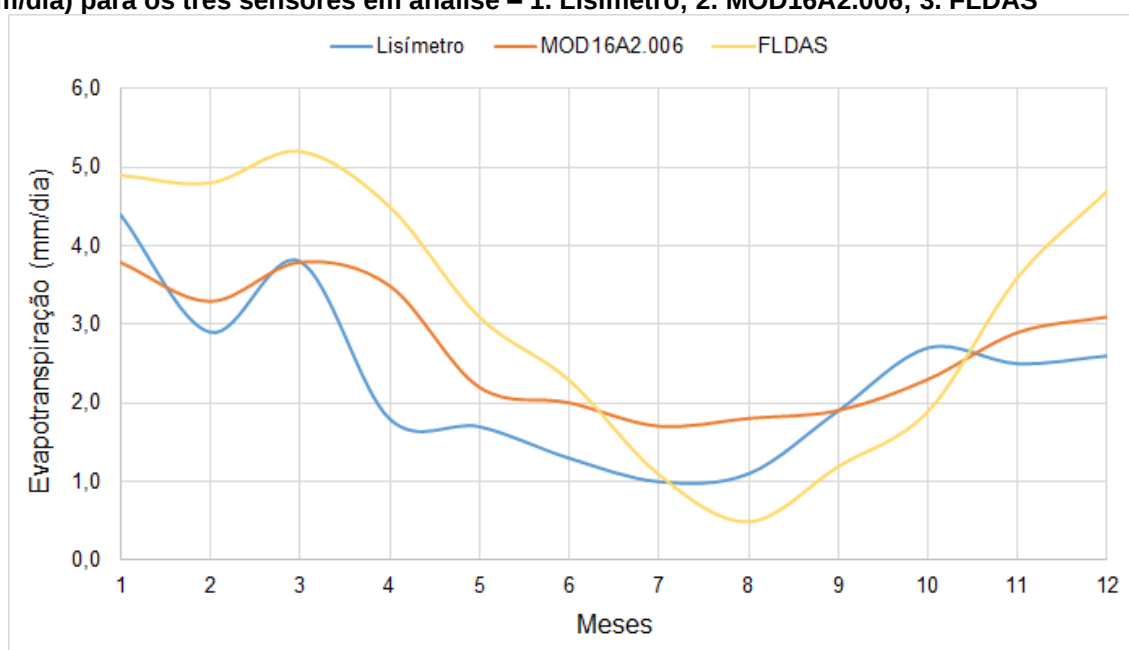
Quanto a distribuição de acumulado mensal de ET_o (figura 4.), pode-se observar que o lisímetro, em 8 meses do ano, apresenta de uma forma geral valores menores de acumulado mensal se comparado com os outros dois sensores. Deve-se ressaltar como exceção os meses de abril e maio, que houve um número menor de contagem de dados devido à problemas de adequação de leitura do equipamento.

Quanto ao *dataset* FLDAS é possível de se observar que ele acusa os maiores valores de volume de acumulado mensal no período que compreende os meses de janeiro até junho, havendo uma brusca variação que compreende do período de julho até outubro onde seus valores de acumulado mensal são os menores se comparado com os outros dois sensores. Subentende-se que efeitos de variação sazonal afetam a medida deste sensor.

Dados do *dataset* MOD16A2.006 apresentam uma distribuição mais uniforme ao longo do ano, indo de acordo com variações sazonais de fotoperíodo, radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar. De uma forma geral, este *dataset* apresenta uma linha de tendência similar à do lisímetro sendo que ambos realmente indicam uma menor variabilidade entre os dados se comparado com o FLDAS.

A figura 5. apresenta a distribuição dos valores médios mensais de evapotranspiração (ET_0 ; mm/dia) para os três sensores em análise:

Figura 5 – Distribuição dos valores médios mensais de evapotranspiração de referência (ET_0 ; mm/dia) para os três sensores em análise – 1. Lisímetro; 2. MOD16A2.006; 3. FLDAS



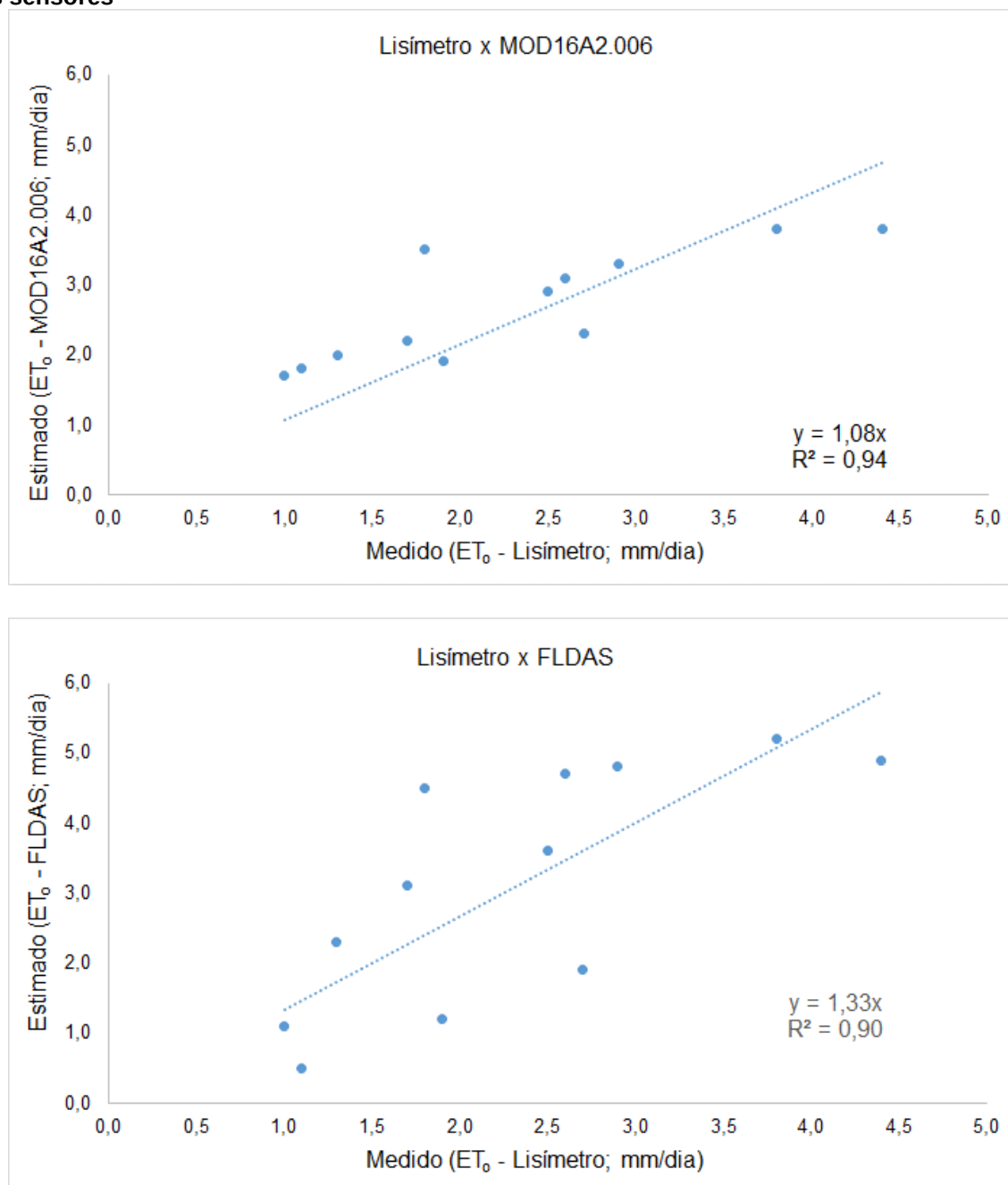
A distribuição dos valores médios mensais de ET_0 apresentado na figura 5. vai de acordo com o que foi apresentado na análise sobre os acumulados mensais.

Um aspecto que chama atenção é que, mesmo não havendo diferença significativa entre as médias dos três sensores, é possível de se observar que o *dataset* FLDAS apresenta para oito meses do ano valores superestimados de ET_0 em relação aos outros dois sensores. Destaque deve ser dado para a inversão abrupta que ocorre no período do inverno (julho a setembro) tendendo para a subestimativa de valores de ET_0 , isso é condizente com o coeficiente de variação de 45,7% apresentado anteriormente.

A proximidade com que as curvas se mantêm ao longo do ano para o lisímetro e para o *dataset* MOD16A2.006 comprovam aquilo que foi apresentado na análise de resíduos e na ANOVA.

Destaque deve ser dado para a comparação lisímetro x MOD16A2.006 para os meses de março e setembro em que os valores médios de ET_o são exatamente iguais para ambos os sensores, respectivamente 3,8 e 1,9 mm/dia. Para uma melhor compreensão da dispersão e variabilidade entre os dados apresentados pelos *datasets* com relação ao lisímetro de pesagem gráficos de regressão linear são apresentados na figura 6.:

Figura 6 – Gráficos de regressão linear das médias mensais de ET_o (mm/dia) observadas entre os sensores



A distribuição dos pontos nos gráficos da figura 6. vão de acordo com aquilo que foi apresentado na análise estatística e nas análises gráficas anteriormente descritas.

Observa-se que há uma maior uniformidade da distribuição dos pontos ao redor da reta de regressão na comparação entre os pares de dados: Lisímetro x MOD16A2.006. A equação $y = 1,08.x$, proveniente da regressão linear, demonstra que os dados estimados pelo *dataset* MOD16A2.006 superestimam a medida em até 8% o que pode ser visto como uma excelente aproximação entre os resultados, sendo atribuído a isso o conhecimento das similaridades estatísticas entre as variáveis apresentadas neste trabalho.

Em contrapartida, na comparação entre os pares de dados: Lisímetro x FLDAS; observa-se que há uma maior dispersão dos pontos distribuídos ao redor da reta de regressão. Isso se dá, em parte, pela ação do desvio padrão das variáveis observadas no *dataset* FLDAS o que também vai de acordo com a heterogeneidade descrita na análise de resíduos. A equação $y = 1,33.x$, proveniente da regressão linear, demonstra que os dados estimados pelo *dataset* FLDAS superestimam a medida em até 33%.

Em ambos os casos os coeficientes de determinação (R^2) apresentaram valores acima de 90%. Isso indica que, para ambos os satélites suas estimativas de ET_o são representativas quando comparadas à medida apresentada pelo lisímetro de pesagem.

Como o MOD16A2.006 apresenta dados a cada oito dias (octas), e estatisticamente suas estimativas se aproximam significativamente da medida via técnica de lisimetria de pesagem recomenda-se o uso deste satélite com maior confiabilidade para estudos que envolvam medidas da evapotranspiração de referência na localidade de estudo.

Estudos devem ser realizados com o *dataset* FLDAS, porém maior atenção deve ser dada nos intervalos de confiança e nos tipos de análises a serem executadas. Como seus dados são disponibilizados em escala mensal, e sua base de dados é extensa e condizente com o intervalo mínimo de estudos com normais climatológicas (1982 - 2021), recomenda-se o uso deste satélite para estudos que envolvam balanço hídrico normal climatológico, comparação entre modelos de estimativa e representatividade de banco de dados.

2.4 CONCLUSÕES

Apresentamos neste trabalho um dos primeiros trabalhos de pesquisa para a localidade de estudo (Botucatu-SP, Brasil) que compara medidas realizadas *in-situ* de evapotranspiração de referência padrão grama obtidas pela técnica de lisimetria de pesagem com dados estimados deste mesmo parâmetro pelo uso de satélites.

A escala de análise é um fator que deve ser mais bem avaliada em estudos futuros, tendo em vista que uma base de dados relativamente pequena foi avaliada. Tanto na obtenção de medidas via lisimetria de pesagem como pelo uso de outros tipos de *datasets* provenientes da plataforma *Google Earth Engine* é possível de se trabalhar com dados em escala horária. Esses dados podem ser convertidos para escala diária, mensal e anual o que implicaria numa análise mais detalha sobre a evapotranspiração e outros aspectos da física da atmosfera.

Observamos que é possível utilizar dados do *dataset* MOD16A2.006 com elevado grau de confiabilidade, sendo que sua escala de obtenção de dados (octas) é condizente com diversos estudos na área de agronomia, principalmente em pesquisas na área de irrigação que exijam o uso de dados de evapotranspiração. Uma vez não sendo possível medir as variáveis necessárias para uso do modelo de Penman-Monteith e não havendo um lisímetro para medir a evapotranspiração de referência, recomenda-se fazer um levantamento de dados por base deste satélite.

REFERÊNCIAS

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration, METRIC—Model. **J. Irrig. Drain Eng.**, v.133., ed.4., p.380-394., Aug., 2007. Disponível em: <https://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9437%282007%29133%3A4%28380%29>. Acesso em: 24/01/2021

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300p. (**FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56**)

BRUNT, D. Physical and dynamical meteorology. Camb. Univ. Press., 454 p., 1934. Disponível em: <https://archive.org/details/in.ernet.dli.2015.215092/page/n87/mode/1up>. Acesso em: 24/01/2020

BYUN, K.; LIAQAT, U. W.; CHOI, M. Dual-model approaches for evapotranspiration analyses over homo- and heterogeneous land surface conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.197., p.169–187., Oct., 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.07.001>. Acesso em: 24/01/2021

DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, E.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. R.; CODATO, G. MEO shadowring method for measuring diffuse solar irradiance: Corrections based on sky cover. **Renewable Energy**, v.99, p.754-763, Dec., 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.renene.2016.07.026>. Acesso em: 24/01/2021

EKIZ, M.; GAMGAM, H. On The Comparison Of The Welch Test And The Single-Stage Test: A Simulation Study. **Commun. Fac. Sci. Univ. Ank. Series A1**, v. 56., n.2., p.51-61., Ago. (2007). Disponível em: <https://dergipark.org.tr/en/pub/cfsuasmas/issue/47350/597370>. Acesso em: 25/06/2021

HANUSZ, Z.; TARASIŃSKA, J. Normalization of the Kolmogorov–Smirnov and Shapiro–Wilk tests of normality. **Biometrical Letters**, v.52., n.2., p.85-93., 2015. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/287158164_Normalization_of_the_Kolmogorov-Smirnov_and_Shapiro-Wilk_tests_of_normality. Acesso em: 31/03/2021

<https://earthengine.google.com/>

KHAN, M. S.; LIAQAT, U. W.; BAIK, J.; CHOI, M. Stand-alone uncertainty characterization of GLEAM, GLDAS and MOD16 evapotranspiration products using an extended triple collocation approach. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.252., p.256–268., Apr., 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.01.022>. Acesso em: 24/01/2021

KOHFAHL, C.; MOLANO-LENO, L.; MARTÍNES, G.; VANDERLINDEN, K.; GUARDIOLA-ALBERT, C.; MORENO, L. Determining groundwater recharge and vapor flow in dune sediments using a weighable precision meteorological lysimeter. **Science of The Total Environment**., v.656., p.550-557., Mar, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.415>. Acesso em: 11/11/2020

KHOSA, F. V.; FEIG, G. T.; MERWE, M. R.; MATEYISI, M. J.; MUDAU, A. E.; SAVAGE, M. J. Evaluation of modeled actual evapotranspiration estimates from a land surface, empirical and satellite-based models using in situ observations from a South African semi-arid savanna ecosystem. **Agricultural and Forest Meteorology**., v.279., 107706, Dec., 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107706>. Acesso em: 24/01/2021

JUNIOR, D. G. G.; DAL PAI, A.; DAL PAI, E. Construção De Lisímetro De Pesagem De Seção Circular Para A Medição Da Evapotranspiração De Referência (ET₀): Sistema Com Três Células De Carga. **Irriga**, Botucatu, v. 24, n. 3, p. 486-499, julho-setembro, 2019. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.15809/irriga.2019v24n3p486-499>. Acesso em: 24/01/2021

LIMA, M. P. S.; PAULA, M. C.; FERREIRA, E. B.; NOGUEIRA, D. A. Implementação de testes para homocedasticidade no pacote ExpDes. **Revista da Estatística UFOP**., v.3., n.2., p.137-150., 2014. Disponível em: <https://periodicos.ufop.br:8082/pp/index.php/rest/article/view/3319>. Acesso em: 30/03/2021

MCNALLY, A.; ARSENAULT, K.; KUMAR, S.; SHUKLA, S.; PETERSON, P.; WANG, S.; FUNK, C.; PETERS-LIDARD, C. D.; VERDIN, J. P. A land data assimilation system for sub-Saharan Africa food and water security applications. **Sci Data**., v.4, n.170012., Feb., 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.12>. Acesso em: 25/01/2021

MCNALLY, A. NASA/GSFC/HSL, FLDAS Noah Land Surface Model L4 Global Monthly 0.1 x 0.1 degree (MERRA-2 and CHIRPS), Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Greenbelt, MD, USA, 2018. Disponível em: [doi:10.5067/5NHC22T9375G](https://doi.org/10.5067/5NHC22T9375G). Acesso em: 23/03/2020

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology**., 19., p. 205-234., 1965. Disponível em: <https://repository.rothamsted.ac.uk/item/8v5v7>. Acesso em: 24/01/2020

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W.; MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3) Collection 5. NASA Headquarters, 2013. Disponível em: https://lpdaac.usgs.gov/documents/93/MOD16_ATBD.pdf. Acesso: 25/01/2020

PENMAN, H. L; Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**., v. 193, n. 1032., p. 120-145., Apr 22, 1948. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/pdf/98151.pdf>. Acesso em: 24/01/2020

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., jan., 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.07.031>. Acesso em: 24/01/2021

PETERS, A.; GROH, J.; SCHRADER, F.; DURNER, W.; VEREECKEN, H.; PÜTZ, T.; Towards an unbiased filter routine to determine precipitation and evapotranspiration from high precision lysimeter measurements. **Journal of Hydrology.**, v.549., p.731-740., Jun., 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.015>. Acesso em: 25/01/2021

RAPHAEL, O. D.; OGEDENGBE, K.; FASINMIRIN, J. T.; OKUNADE, D.; AKANDE, I.; GBADAMOSI, A. Growth-stage-specific crop coefficient and consumptive use of Capsicum chinense using hydraulic weighing lysimeter. **Agricultural Water Management.**, v.203., p.179-185., Apr., 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.03.011>. Acesso em: 25/01/2021

RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy.**, v.13., n. 2-3, p.125–153., Jul., 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S1161-0301\(00\)00070-8](https://doi.org/10.1016/S1161-0301(00)00070-8). Acesso em: 23/11/2020

ROSSI, T. J.; ESCOBEDO, J. F.; SANTOS, C. M.; ROSSI, L. R.; SILVA, M. B. P.; DAL PAI, E. Global, Diffuse And Direct Solar Radiation Of The Infrared Spectrum In Botucatu / Sp / Brazil. **Renewable and Sustainable Energy Reviews.**, vol. 82., p.448–459., Fev., 2018. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2017.09.030>. Acesso em: 15/03/2021

RUNNING, S.; MU, Q.; ZHAO, M. MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006 [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2017. Disponível em: doi.org/10.5067/MODIS/MOD16A2.006. Acesso em: 23/03/2021

SCHRADER, F.; DURNER, W.; FANK, J.; GEBLER, S.; PÜTZ, T.; HANNES, M.; WOLLSCHLÄGER, U. Estimating Precipitation and Actual Evapotranspiration from Precision Lysimeter Measurements. **Procedia Environmental Sciences.**, v.19., p.543-552., 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.061>. Acesso em: 11/11/2020

SELLERS, W. D. A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System. **Journal Of Applied Meteorology.**, v.8., p.392-400., Jun., 1969. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2). Acesso em: 24/01/2021

SILVA, H. J. F.; LUCIO, P. S.; BROWN, I. F. Análise mensal, sazonal e interanual da evapotranspiração de referência para o sudoeste da Amazônia, Acre, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física.**, v.08., n.6., p.1711-1729., Jan., 2015. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/304218231_Monthly_analysis_seasonal_and_interannual_the_reference_evapotranspiration_for_the_southwestern_Amazon_Acre_Brazil. Acesso em: 30/03/2021

SILVA, M. B. P.; ESCOBEDO, J. F.; ROSSI, T. J.; SANTOS, C. M.; SILVA, S. H. M. G. Performance of the Angstrom-Prescott Model (A-P) and SVM and ANN techniques to estimate daily global solar irradiation in Botucatu/SP/Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.**, v.160., p.11–23., Jul., 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2017.04.001>. Acesso em: 24/01/2021

TORMAN, V. B. L.; COSTER, R.; RIBOLDI, J. Normalidade de variáveis : métodos de verificação e comparação de alguns testes não-paramétricos por simulação. **Revista HCPA.**, Porto Alegre., v. 32., n.2., p.227-234., 2012. Disponível em: <http://hdl.handle.net/10183/158102>. Acesso em: 30/03/2021

VÉLEZ, J. I.; MORALES, J. C. C. Gráfico Q-Q modificado para grandes tamaños de muestra. **Comunicaciones em Estadística.**, v.08., n.2., p.163-172., Dec., 2015. Disponível em: <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=7396805>. Acesso em: 31/03/2021

WALTER, I. A.; ALLEN, R. G.; ELLIOTT, R.; JENSEN, M. E.; ITENFISU, D.; MECHAM, B.; HOWELL, T. A.; SNYDER, R.; BROWN, P.; ECHINGS, S.; SPOFFORD, T.; HATTENDORF, M.; CUENCA, R. H.; WRIGHT, J. L.; MARTIN, D. ASCE's Standardized Reference Evapotranspiration Equation. **Watershed Management and Operations Management.**, p. 1-11., 2000. Disponível em: <https://ascelibrary.org/doi/pdf/10.1061/40499%282000%29126>. Acesso em: 24/01/2021

WELCH, B. L. On the Comparison of Several Mean Values: An Alternative Approach. **Biometrika.**, v.38., n.3-4., p.330-336., Dez., 1951. Disponível em: <https://doi.org/10.2307/2332579>. Acesso em: 25/06/2021

YİĞİT, E.; GÖKPINAR, F. A simulation study on tests for one-way anova under the unequal variance assumption. **Commun. Fac. Sci. Univ. Ank. Series A1.**, v.59., n.2., p.15-34, Ago., 2010. Disponível em: <https://dergipark.org.tr/en/pub/cfsuasmas/issue/47383/597844>. Acesso em: 25/06/2021

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar de dúvidas e incertezas serem levantadas por alguns pesquisadores a respeito da técnica da lisimetria de pesagem, mostramos nestes dois trabalhos a importância do uso deste tipo de equipamento. Vê-se que é possível fazer análises experimentais com grande representatividade pelo intermédio de comparação entre a medida lisimétrica, considerada aqui como a representação verdadeira da evapotranspiração, e a estimativa pelo uso de dados agrometeorológicos aplicados no modelo de Penman-Monteith.

Definitivamente o modelo de Penman-Monteith, considerado como um modelo misto, é o melhor modelo de estimativa disponível na atualidade. Atenção deve ser dada na utilização do balanço de energia e na representatividade do saldo de ondas longas. Esses dois parâmetros, subentendidos pela radiação líquida, são os principais responsáveis pela qualidade e precisão da estimativa de λET proveniente do modelo; já que a radiação líquida, prediz por mais de 60% do valor final representativo de λET sendo o restante dependente dos aspectos aerodinâmicos inseridos no modelo.

Vê-se que os lisímetros de pesagem são os principais equipamentos utilizados na calibração de satélites. Um contraponto da utilização deste equipamento está atribuído às questões de manejo e viabilidade econômica, o que o torna um equipamento exclusivo para o ambiente de pesquisa. Como os satélites possuem representatividade em macro escala, apresentamos pelo estudo desenvolvido aqui a grande utilidade do uso de dados provenientes da lisimetria de pesagem no que diz respeito à sua credibilidade e confiabilidade, apresentando-se como um equipamento extremamente útil nas comparações entre os dados destes sensores, haja vista que diversos centros de pesquisa no país não são detentores desta tecnologia.

Agradecemos mais uma vez à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – pelo apoio financeiro e institucional.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration, METRIC—Model. **J. Irrig. Drain Eng.**, 133(4), 380-394., 2007. Disponível em: [10.1061/ ASCE 0733-9437 2007 133:4 380](https://doi.org/10.1061/ASCE0733-9437(2007)133:4(380)). Acesso em: 09/11/2020
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300p. (**FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56**)
- ALADOS-ARBOLEDAS, L.; OLMO, F. J.; ALADOS, I.; PÉREZ, M. Parametric models to estimate photosynthetically active radiation in Spain. **Agricultural and Forest Meteorology**, 101, 187-201, 2000. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00163-X](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00163-X). Acesso em: 09/11/2020
- ANAPALLI, S. S.; GREEN, T. R.; REDDY, K. N.; GOWDA, P. H.; SUI, R.; FISHER, D. K.; MOORHEAD, J. E.; MAREK, G. W. Application of an energy balance method for estimating evapotranspiration in cropping systems. **Agricultural Water Management**, 204, 107-117, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.04.005>. Acesso em: 09/11/2020
- BRUNT, D. Physical and dynamical meteorology. Camb. **Univ. Press.**, 454 p., 1934. Disponível em: <https://archive.org/details/in.ernet.dli.2015.215092/page/n87/mode/1up>. Acesso em: 09/11/2020
- ESCOBEDO, J. F.; GOMES, E. N.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. **Applied Energy**, vol. 86, pp. 299-309, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2008.04.013>. Acesso em: 09/11/2020
- ESCOBEDO, J. F.; GOMES, E. N.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Ratios of UV, PAR and NIR components to global solar radiation measured at Botucatu site in Brazil. **Renewable Energy**, vol. 36, pp. 169-178, 2011. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.renene.2010.06.018>. Acesso em: 09/11/2020
- <https://earthengine.google.com/>
- MCCABE, G. J.; HAY, L. E.; BOCK, A.; MARKSTROM, S. L.; ATKINSON, R. D. Inter-annual and spatial variability of Hamon potential evapotranspiration model coefficients. **Journal of Hydrology**, vol. 521., p. 389–394, Feb., 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.006>. Acesso em: 17/06/2021
- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology.**, 19., p. 205-234., 1965. Disponível em: <https://repository.rothamsted.ac.uk/item/8v5v7>. Acesso em: 08/11/2020

PENMAN, H. L.; Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences.**, v. 193, n. 1032., p. 120-145., Apr 22, 1948. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/pdf/98151.pdf>. Acesso em: 08/11/2020

SHUKLA, A.; DAL PAI, A.; SKIFIC, A.; Angstrom-Prescott model based Regression Coefficient Calculation for the Region of Botucatu, Brazil. **International Journal of Engineering Research & Technology (IJERT)**., v. 9., n.4., April., 2020. Disponível em: IJERTV9IS040331. Acesso em: 12/11/2020

SILVA, M. B. P.; ESCOBEDO, J. F.; ROSSI, T. J.; SANTOS, C. M.; SILVA, S. H. M. G. Performance of the Angstrom-Prescott Model (A-P) and SVM and ANN techniques to estimate daily global solar irradiation in Botucatu/SP/Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.**, 160., p.11–23., Jul., 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2017.04.001>. Acesso em: 09/11/2020

SOUZA, A. P.; CARVALHO, D. F.; SILVA, L. B. D.; ALMEIDA, F. T.; ROCHA, H. S. Estimativas da evapotranspiração de referência em diferentes condições de nebulosidade. **Pesq. agropec. bras.**, Brasília, v.46, n.3, p.219-228, 2011. Disponível em: <https://seer.sct.embrapa.br/index.php/pab/article/download/9469/6256>. Acesso em: 09/11/2020

WANG, S.; IBROM, A.; BAUER-GOTTWEIN, P.; GARCIA, M. Incorporating diffuse radiation into a light use efficiency and evapotranspiration model: An 11-year study in a high latitude deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 248, 479-493, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.10.023>. Acesso em: 09/11/2020