



ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>



Parametrização da Radiação de Onda Longa Atmosférica para Condições Variadas de Nebulosidade numa Área de Cana-de-Açúcar na região de Tabuleiro Costeiro de Alagoas-Brasil

José Marcelo Lopes Júnior¹, Rosiberto Salustiano da Silva Júnior², Pericles Vale Alves³, Carlos Alexandre Santos Querino⁴, Matheus de Melo Queiroz⁵, Nayara Barreto da Costa⁶, Marcos Antônio Lima Moura⁷

¹ Estudante de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Divisão de Satélites e Sistemas Meteorológicos, 12630-000, Cachoeira Paulista - SP, Brasil, josemarcelolopesjunior@hotmail.com. ² Professor Associado, Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Ciências Atmosféricas, 57072-900, Maceió-AL, Brasil, rosiberto@icat.ufal.br. ³ Estudante de Doutorado, Universidade Federal de São Carlos, Centro de Ciências Biológicas e da Saúde (CCBS), 13565-905, São Carlos-SP, Brasil, periclesmat@ufam.edu.br. ⁴ Professor Adjunto, Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Educação, Agricultura e Ambiente, 69800-000, Humaitá-AM, Brasil, carlosquerino@ufam.edu.br. ⁵ Estudante de Graduação, Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Ciências Atmosféricas, 57072-900, Maceió-AL, Brasil, matheus.queiroz@icat.ufal.br. ⁶ Estudante de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais Divisão de Impactos, Adaptação e Vulnerabilidades, 12227-010, São José dos Campos - SP, Brasil, nayara.costa@inpe.br. ⁷ Professor Titular, Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Ciências Atmosféricas, 57072-900, Maceió-AL, Brasil, malm@ccen.ufal.br.

Artigo recebido em 03/10/2024 e aceito em 03/03/2025

RESUMO

Estudos da radiação de onda longa atmosférica (R_a) são fundamentais para o desenvolvimento de métodos e modelos numéricos mais acurados, além disso, essa componente é a chave para compreender o impacto dos gases do efeito estufa na superfície terrestre. Assim, o objetivo deste estudo é avaliar o desempenho estatístico de modelos da R_a sob todas as condições de nebulosidade. O estudo foi realizado em uma área experimental de cana-de-açúcar, no município de Rio Largo, estado de Alagoas no período de 11/2017 a 11/2018. Os dados radiométricos foram medidos por um saldo radiômetro CNR1 da Kipp e Zonen (Delft, Holanda) a cada 20s com médias integradas a cada 10min. As demais variáveis foram coletadas em uma estação agrometeorológica distante 200m do local do plantio de cana. A radiação de ondas longas atmosféricas foi estimada por nove modelos diferentes e suas performances foram aferidas pelo MBE, RMSE e Coeficientes de Correlação (r) e de Willmot (d). As radiações de onda longa terrestre e atmosférica não apresentaram sazonalidade. Os modelos originais de Idso e Idso e Jackson apresentaram desempenho razoável e, os demais, desempenho ruim. Os modelos de Iziomon et al. e Konzelmann et al. tiveram melhor desempenho em praticamente todas as condições de nebulosidade após parametrizados. O padrão da variabilidade horária dos modelos ajustados, foi similar, mas apresentaram uma subestimação da R_a no período da madrugada e manhã e uma superestimativa nas demais horas do dia.

Palavras-chave: Parametrização; Modelagem Estatística; Radiação Atmosférica; Variáveis Climáticas.

Parameterization of Atmospheric Longwave Radiation for Varied Cloudiness Conditions in a Sugarcane Area in the Coastal Plateau Region of Alagoas, Brazil

ABSTRACT

Studies of atmospheric longwave radiation (R_a) are fundamental for developing more accurate methods and numerical models. Moreover, this component is key to understanding the impact of greenhouse gases on the Earth's surface. Thus, the aim of this study is to evaluate the statistical performance of R_a models under all sky conditions. The study was conducted in an experimental sugarcane area in Rio Largo, Alagoas state, from November 2017 to November 2018. The radiometric data were measured using a CNR1 net radiometer from Kipp and Zonen (Delft, Netherlands) every 20 seconds, with averages integrated every 10 minutes. The remaining variables were collected at an agrometeorological station located 200 meters from the sugarcane plantation site. Atmospheric longwave radiation was estimated using nine different models, and their performances were evaluated based on MBE, RMSE, and the Correlation Coefficients (r) and Willmott's index of agreement (d). Neither terrestrial nor atmospheric longwave radiation exhibited seasonality. The original models by Idso and Idso and Jackson showed reasonable performance, while the others performed poorly. The models by Iziomon et al. and Konzelmann et al. achieved the best performance under nearly all cloud cover conditions after parameterization. Although the adjusted models showed similar patterns of hourly variability, they tended to underestimate R_a during the early morning and overestimate it during the rest of the day.

Keywords: Parameterization; Statistical modelling; Atmospheric radiation; Climate variables.

Introdução

O estudo da distribuição e quantificação da radiação de onda longa atmosférica (*Ra*) é fundamental para o desenvolvimento de métodos e modelos numéricos mais acurados, principalmente aqueles que envolvem processos de aquecimento/resfriamento atmosférico ou superficial, uma vez que essa componente é a chave para compreender o impacto dos gases do efeito estufa na temperatura da terra (Wang et al., 2018). A *Ra* é controlada principalmente pela absorção da radiação de onda longa proveniente da superfície por gases e partículas atmosféricas, que ao absorverem essa radiação, também a emitem conforme a lei de Kirchhoff. Esse processo é indispensável para a vida na Terra, pois gera o efeito estufa natural, que mantém as temperaturas noturnas em níveis vitais e reduz a amplitude térmica durante o dia. Os principais gases atmosféricos responsáveis pela absorção da *Ra* incluem vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio, metano, óxido nítrico e alguns clorofluorcarbonetos (CFCs), além de alguns materiais particulados e aerossóis (Pashiardis e Kalogirou, 2021).

A *Ra* desempenha papel essencial como fluxo energético primário do efeito estufa e, consequentemente, indicador heurístico da presença de nuvens, pois a convecção profunda tende a aumentar os níveis de radiação atmosférica que chegam à superfície (Yu et al., 2018). Assim, a compreensão da dinâmica da *Ra* é primordial para a identificação de sistemas meteorológicos como monções, zonas de convergência intertropical, linhas de instabilidade, oscilação Madden-Julian, entre outros (Kiladis et al., 2005; Liang, 2018). Contudo, apesar desta variável não ser comumente mensurada em estações de superfície, ela pode ser estimada por alguns métodos.

Segundo Pashiardis e Kalogirou (2021), a *Ra* pode ser obtida através de quatro métodos diferentes, a saber: 1) medições diretas por pirômetros em estações meteorológicas; (2) estimativas a partir de modelos físicos ou empíricos simples, que são os mais populares e utilizam a temperatura do ar à 2 metros e, de forma indireta, a umidade relativa do ar por meio da pressão de vapor d'água atmosférico para determinar a emissividade atmosférica. Esses modelos são baseados na equação de Stefan-Boltzmann, com recalibração dos coeficientes para condições locais; (3) métodos de transferência radiativa, que exigem muitos dados, uma vez que, utilizam observações meteorológicas de perfis atmosféricos para determinar a emissividade e

transmitância atmosférica; e (4) através de observações de satélite, que geralmente estimam a *Ra* em condições de céu claro, utilizando variáveis obtidas por produtos dentro de métodos físicos e/ou estatísticos. Dados de medições da *Ra* em superfície são raros, uma vez que, estas não são comuns em comparação com medições de variáveis ambientais como a temperatura do ar. Isso ocorre porque a instalação de instrumentos necessários para medir essa componente exige investimentos de alto custo, o que torna mais simples e eficiente realizar sua estimativa.

A *Ra* é frequentemente estimada através de modelos estatísticos baseados em dados meteorológicos coletados rotineiramente. As variáveis mais utilizadas nesses modelos são a temperatura do ar, a umidade relativa e a pressão de vapor d'água atmosférica (Brunt, 1932; Brutsaert, 1975; Idso, 1981). Nas últimas décadas, muitos modelos estatísticos têm sido desenvolvidos para estimar a *Ra* em regiões sem medições disponíveis, baseando-se apenas em observações de superfície. Apesar de apresentarem boas estimativas, esses modelos, como os de Prata (1996) e Iziomon et al. (2003), ainda necessitam de correções e adaptações de suas constantes empíricas para melhoria de seus desempenhos sob circunstâncias e localidades diferentes daquelas aos quais foram desenvolvidos.

O desempenho dos modelos e sua aplicabilidade a outros locais está principalmente relacionado à variabilidade da condição meteorológica usada para determinar os coeficientes (Pace et al., 2024). Ainda assim, Guo et al. (2019) afirmam que não existe um método que possa ser aplicado com sucesso em todas as regiões. Portanto, a inclusão de uma parametrização nos modelos de estimativa da *Ra* é essencial, visto que, sem ela, muitos processos termodinâmicos diretos que ocorrem na atmosfera, além da influência das nuvens na absorção da radiação que atinge a superfície, não poderiam ser explicados adequadamente nas diferentes regiões em que esses modelos são aplicados (Yang et al., 2023).

Estudos sobre a *Ra* em superfícies vegetadas ao redor do mundo têm crescido nos últimos anos, tanto em regiões de culturas agrícolas e pastagens (Carmona et al., 2013; Gharekhan et al., 2020) quanto em áreas de campinas e florestas (Lopes Júnior et al., 2019; Aimi et al., 2021; Yang et al., 2023). Entretanto, pesquisas recentes sobre *Ra* em culturas de cana-de-açúcar são praticamente inexistentes, uma vez que são poucos os países com

culturas agrícolas de cana-de-açúcar ao redor do mundo. Estudos neste tipo de cultura, são indispensáveis, especialmente para o Brasil, que é o país com maior produção de cana-de-açúcar do mundo (Voora et al., 2023), pois pode contribuir diretamente para a produtividade agrícola através da melhoria na previsão de modelos agrometeorológicos e hidrológicos, além de aumentar a precisão das previsões de tempo e clima, no tocante a esse tipo de cobertura vegetal. Geralmente, os parâmetros e o desempenho dos modelos estatísticos são significativamente influenciados pela localização geográfica e pelas condições atmosféricas locais, exigindo validação e parametrização específicas para cada local (Bernardino et al., 2024).

Yang et al (2023) desenvolveram um novo modelo para estimar a Ra na China através da parametrização e validação de modelos de estimativa tradicionais, Brunt (1932) e Weng et al. (1993). Para isso, os autores utilizaram um conjunto de dados horários de longo prazo (2011–2022) de Ra e elementos meteorológicos obtidos de sete estações da Rede de Radiação de Superfície de Referência da China. Os resultados mostraram uma

diminuição dos erros do modelo parametrizado com relação aos modelos originais aplicados pelo autor.

Querino et al. (2020) testaram e parametrizaram modelos existentes na literatura para estimar a radiação de onda longa atmosférica no estado de Mato Grosso, Centro-Oeste do Brasil. Foram aplicados os modelos de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Idso (1981), Prata (1996) e Duarte et al. (2006). O desempenho dos modelos foi avaliado com base no erro médio, raiz quadrada do erro médio quadrático, erro médio absoluto, coeficiente de Pearson e coeficiente de Willmott. Todos os modelos apresentaram altos erros e baixos coeficientes de Pearson e Willmott. Após a parametrização, houve redução dos erros e aumento dos coeficientes de Pearson e Willmott.

Com base nesse contexto, o principal objetivo deste trabalho foi avaliar e reparametrizar modelos de estimativa da radiação de onda longa atmosférica, aplicáveis em variadas condições de nebulosidade, para uma superfície de cana-de-açúcar na região dos Tabuleiros Costeiros de Alagoas.

Metodologia

O estudo foi desenvolvido numa área experimental do Centro de Ciências Agrárias (CECA) da Universidade Federal de Alagoas (UFAL). A Universidade está localizada no município de Rio Largo (AL), cujo relevo integra a

unidade dos Tabuleiros Costeiros, conforme o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (IBGE, 2013). O município de Rio Largo situa-se na região leste do Estado de Alagoas, integrando a microrregião do leste alagoano e pertencendo à região metropolitana de Maceió-AL, conforme mostrado na Figura 1.

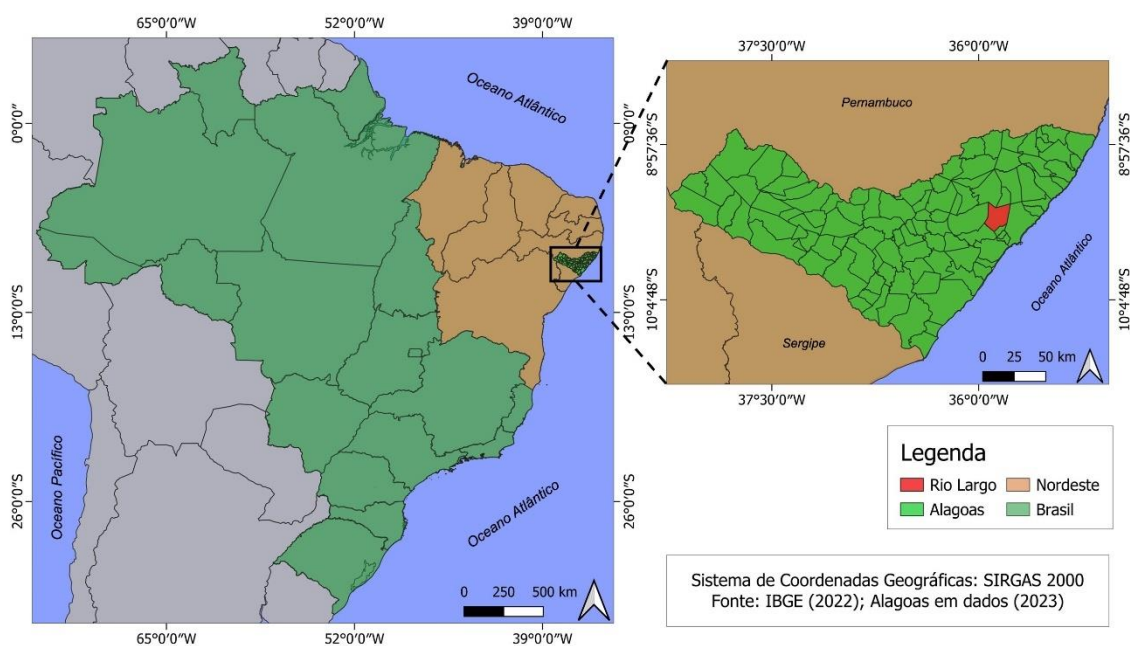


Figura 1 - Mapa de localização do estado de Alagoas e do município de Rio Largo.

De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é tropical chuvoso - *As*, caracterizado por três períodos sazonais bem definidos: chuvoso, entre os meses de abril e julho, seco, ao longo dos meses de novembro a fevereiro e período de transição que ocorrem nos meses entre agosto e outubro e em março. Cabe destacar que os meses de março e de agosto a outubro, são considerados períodos de transição entre as estações seca e chuvosa, como é destacado pelas normais climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (INMET, 2024). Ainda de acordo com o INMET, a região apresenta médias climatológicas anuais para a última normal (1991 - 2020) de precipitação pluvial de 1808 mm, temperatura média do ar de 25,3 °C e umidade relativa de 79,2% (INMET, 2024). Segundo Lopes Júnior et al. (2021), a região apresenta uma fração de nebulosidade média, avaliada em termos de transmitância atmosférica global, variando entre 0.53 a 0.58 dentre o período 2014 a 2017.

Os dados foram coletados no intervalo de novembro/2017 a novembro/2018 através de instrumentos instalados em um tripé micrometeorológico instalado na área de cultivo (09°28'03'' S, 35°49'49'' W). As medições foram registradas a cada 20 segundos e suas médias foram armazenadas a cada 10 minutos em dataloggers

(CR10X, Campbell Scientific). Durante o mesmo período de estudo, foram coletados dados de precipitação, temperatura do ar e umidade relativa do ar e nebulosidade pela estação agrometeorológica (9°28'29,1'' S, 35°49'43,6'' W, 127 m alt.) do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), a qual estava localizada a 200 m do tripé micrometeorológico.

As medições de radiação solar global (R_g), radiação solar refletida (R_r) radiação de onda longa terrestre (R_s) radiação de onda longa atmosférica (R_a) foram realizadas por um saldo radiômetro modelo CNR1 da Kipp e Zonen (Delft, Holanda). Subsequentemente, essas variáveis foram empregadas nos cálculos do Balanço de Radiação (R_n) e do Balanço de Ondas Longas (BOL), todas em $W\ m^{-2}$. Os dados coletados foram processados e agrupados em médias horárias, diárias e mensais, para todo o período. Foi aplicado um controle de qualidade aos dados das componentes radiométricas R_g , R_r , R_s e R_a , adaptado com base nos métodos de Long e Shi (2008) e Pashiardi et al. (2017) (Tabela 1).

Tabela 1 - Controle de qualidade dos dados radiométricos aplicados neste trabalho considerando os Limites Físicos Possíveis (LFP) e Limites Extremamente Raros (LER). S_o é a constante solar ajustada a distância Terra-Sol que equivale a $1361\ W\ m^{-2}$.

Amplitudes					
Limite		R_g ($W\ m^{-2}$)	R_r ($W\ m^{-2}$)	R_s ($W\ m^{-2}$)	R_a ($W\ m^{-2}$)
LFP	Mín.	0	0	40	40
	Máx.	S_o	$0,5 \cdot R_g$	900	700
LER	Mín.	0	0	60	60
	Máx.	S_o	$0,5 \cdot R_g$	700	500

Fonte: Adaptado de Long e Shi (2008) e Pashiardis e Kalogirou (2021).

O Índice de Transmitância Atmosférica Global diário (K_t) foi utilizado para classificar as condições de nebulosidade na avaliação do desempenho dos modelos, considerando condições de céu claro (CL), parcialmente nublado (PN) e nublado (NB). O K_t foi determinado de acordo com a metodologia descrita por Iqbal (1983) a qual foi adaptada para a região de estudo por Lopes Júnior et al. (2021), dado pela razão entre a radiação solar incidente à superfície (R_g ; $W\ m^{-2}$) e

a incidente no topo da atmosfera (R_o ; $W\ m^{-2}$). Quando $K_t \geq 0,6$ considera-se condição de céu claro. Para $0,4 \leq K_t < 0,6$, a condição é de céu parcialmente nublado, e quando $K_t < 0,4$, é condição de céu nublado.

Para estimar o fluxo de radiação de onda longa atmosférica e para realizar as reparametrizações sob diferentes condições de nebulosidade, foram utilizados os modelos analíticos e empíricos apresentados na Tabela 2.

Esses métodos foram escolhidos por se basearem apenas medidas facilmente mensuráveis e amplamente utilizados na literatura que são a

temperatura (T_a) e umidade relativa do ar (UR), sendo que esta última é utilizada para o cálculo da pressão de vapor atmosférica (e_a).

Tabela 2 - Modelos originais de estimativa da radiação de onda longa atmosférica.

Autores	Equação
Brunt (1932)	$Ra = (0,52 + 0,065 \sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$Ra = [1,24 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,14}] \sigma T_a^4$
Idso (1981)	$Ra = [0,7 + 5,95 \times 10^{-5} e_a \exp(1500/T_a)] \sigma T_a^4$
Idso e Jackson (1969)	$Ra = \{1 - 0,261 \exp[-7,77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2]\} \sigma T_a^4$
Iziomon et al. (2003)	$Ra = \left[1 - 0,35 \exp\left(\frac{-10e_a}{T_a}\right) (1 - 0,0035 n^2)\right] \sigma T_a^4$
Konzelmann et al. (1994)	$Ra = \left[\left([0,23 + 0,484 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,125}]\right) ([1 - n^4] + 0,952 n^4)\right] \sigma T_a^4$
Prata (1996)	$Ra = [1 - (1 + w) \exp\{-(1,2 + 3,0w)^{0,5}\}] \sigma T_a^4$
Satterlund (1979)	$Ra = 1,08 [1 - \exp\left(-e_a^{\frac{T_a}{2016}}\right)] \sigma T_a^4$
Swinbank (1963)	$Ra = 9,365 \times 10^{-6} \sigma T_a^6$

A reparametrização dos modelos para a região de estudo foi realizada através do método dos mínimos quadrados, fazendo com que os coeficientes das equações sejam definidos sempre quando o menor valor do RMSE for encontrado. O uso deste método se justifica pela sua simplicidade em reparametrizar os modelos com melhores

aproximações das estimativas com relação aos dados reais da Ra . O desempenho das estimativas foi avaliado pelo Erro Médio Quadrático (MBE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Coeficiente de Correlação de Pearson (r), Índice de concordância de Willmott (d) os quais são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 - Indicadores estatísticos e suas respectivas equações. E_i refere-se aos dados estimados, M_i aos dados medidos e n ao número total de dados. Barra acima da letra representa sua média aritmética simples.

Indicador estatístico	Equação
MBE	$\frac{\sum_{i=1,n} (E_i - M_i)}{n}$
RMSE	$\sqrt{\frac{\sum_{i=1,n} (E_i - M_i)^2}{n}}$
r	$\frac{n \sum M_i E_i - (\sum M_i)(\sum E_i)}{\sqrt{[n \sum M_i^2 - (\sum M_i)^2][n \sum E_i^2 - (\sum E_i)^2]}}$
d	$1 - \frac{\sum_{i=1,n}^n (E_i - M_i)^2}{\sum_{i=1,n}^n (E_i - \bar{M} + M_i - \bar{M})^2}$

Fonte: Correa (2003); Willmott (1981).

Resultados e discussão

Análise das variáveis climáticas

A quantidade total de chuva registrada durante o experimento foi de 1.287,03 mm, ou seja, aproximadamente 29% menor que a normal climatológica do Inmet (2024) que foi 1808 mm (Figura 2a). Essa variabilidade mensal da precipitação provavelmente está associada à convergência dos alísios com a brisa terrestre e, possivelmente ocorreu devido ao aumento da

atuação do sistema de alta pressão semipermanente do Atlântico Sul (ASAS), que se intensificou na costa leste do Brasil impedindo o avanço da propagação normal das ondas de leste e frentes frias ocasionais que chegam à região durante o período chuvoso (CPTEC, 2019). Essa condição diminuiu a quantidade total de chuva em 64,7% no período chuvoso, especialmente nos meses de maio a julho. Em contrapartida, a precipitação no verão aumentou em 23,3%, mas não o suficiente para suprir o déficit no período chuvoso.

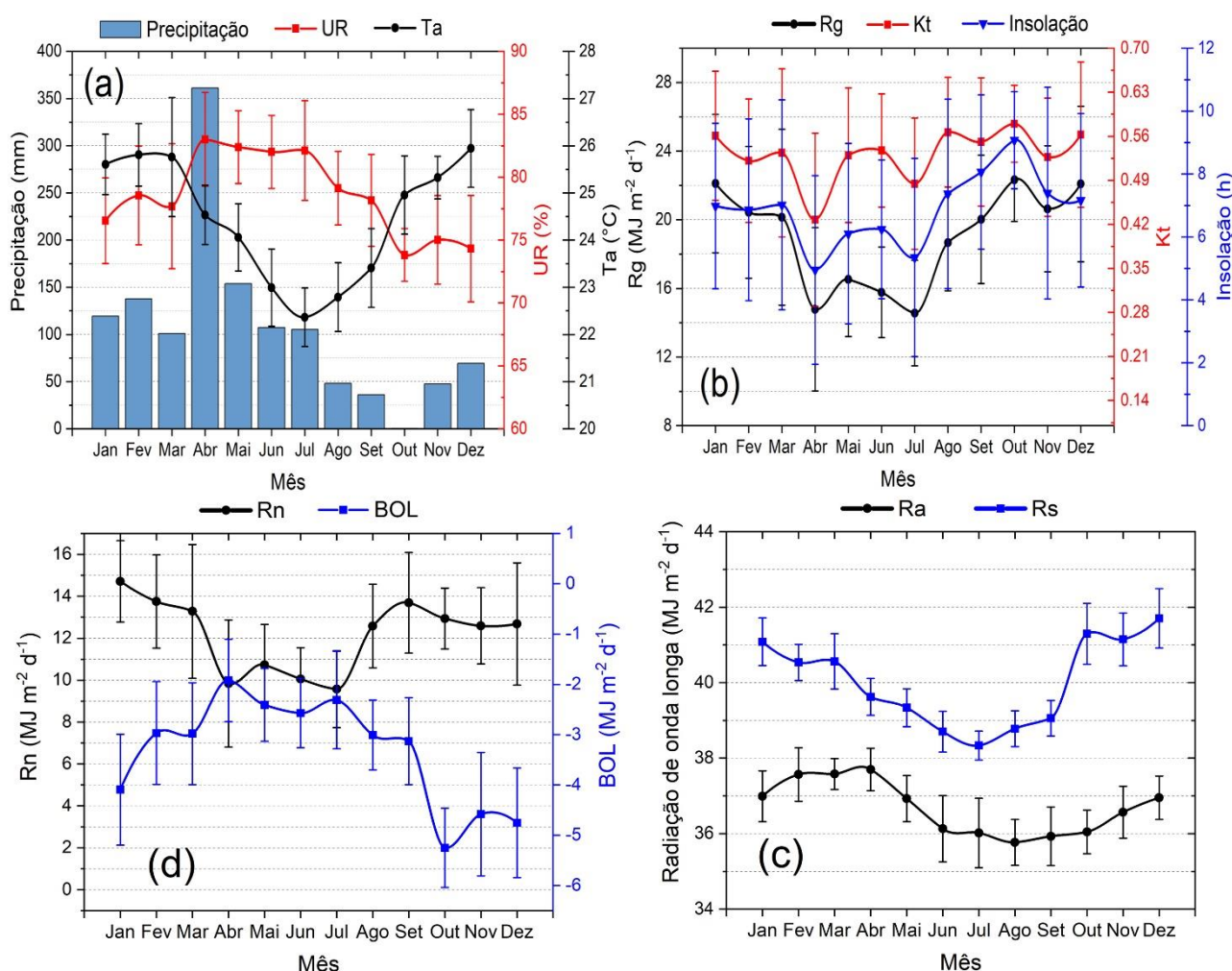


Figura 2 - Comportamento médio mensal da (a) Precipitação (mm), Umidade Relativa do Ar (UR) (%) e Temperatura do Ar (Ta) ($^{\circ}C$); (b) Radiação solar global (R_g) ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$), Transmittância Atmosférica (K_t) (adimensional) e Insolação (horas); (c) Radiação de onda longa atmosférica (R_a) ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$) e Radiação de onda longa de superfície (R_s) ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$); (d) Balanço de Ondas Longas (BOL) ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$) e saldo de radiação (R_n) ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$).

A Ta e UR mensais (Figura 2a), apresentaram, na maior parte do ano, comportamento inverso. A Ta teve valores mais

altos no período seco, com um máximo médio de $25,9\ ^{\circ}C$ no mês de dezembro e mínimo médio no mês de julho ($22,4\ ^{\circ}C$) além de uma média anual de

24,5 °C. O período que apresentou os mínimos de UR foi a estação seca com ~ 76 % e durante a estação chuvosa foram registradas máximas de 81% com média anual de 78,5%. Lyra et al. (2020), ao analisar uma série de dados históricos na Zona da Mata de Alagoas, encontraram médias anuais de Ta de 26°C e 83% de UR, ou seja, aproximadamente 1,5 °C e dois pontos percentuais a mais do que as médias encontradas neste estudo.

Analisando a transmitância atmosférica global (Kt) (Figura 2b), nota-se que 13,48% dos dias foram de céu nublado, 54,70% de parcialmente nublado e 31,80% de céu claro, apesar da distribuição irregular da precipitação. Isso se deve ao fato de que a nebulosidade nem sempre está relacionada à ocorrência de precipitação à superfície (Santos et al., 2020). Em média, o Kt anual foi de 0,53, com uma média de 0,55 no período seco, 0,51 no período chuvoso e 0,54 no período de transição sazonal. Esses resultados mostram que o céu pode ser caracterizado, em média, como parcialmente nublado durante período analisado, o que é coerente com as observações feitas por Lopes Júnior et al. (2021).

Na Figura 2b, as variáveis apresentadas possuem padrões de comportamento semelhantes, fortemente correlacionadas entre elas (0,74 entre Rg e Kt ; 0,82 entre Rg e insolação; 0,83 entre Kt e insolação). Além disso, constata-se que as oscilações estão também associadas à precipitação, com correlações de -0,59 (precipitação vs Rg), -0,86 (precipitação vs Kt) e -0,80 (precipitação vs insolação); isso mostra que a variação diária e sazonal da Rg depende mais diretamente da cobertura de nuvens do que do regime de precipitação. Durante o período chuvoso (abril a julho), a intensidade de Rg é menor, com média de 16,76 MJ m⁻² d⁻¹. Esse menor valor para este período está relacionado com a nebulosidade, pois também foram observados os menores valores médios mensais de Kt e, consequentemente, de insolação. Na estação seca a média da Rg foi 21,3% maior que na chuvosa (21,32 MJ m⁻² d⁻¹).

Outros autores encontraram diferenças ainda maiores na mesma área de estudo: Lopes Júnior et al. (2021) observaram uma diferença de 28% entre as estações, e Ferreira Junior et al. (2015) identificaram uma diferença de 33,1%, porém, em anos sem anomalias pluviométricas ou fenômenos climáticos em evidência. Especificamente, o mês de outubro foi extremamente seco, sem registro de chuvas e, consequentemente, com pouca cobertura de nuvens e maior insolação, o que contribuiu para uma maior incidência média de Rg .

A distribuição mensal da insolação, como mostrado anteriormente, é similar à variação da radiação solar global, do índice de transmitância atmosférica, da precipitação e nebulosidade. Além disso, as variações mensais na insolação dependem das mudanças na duração astronômica do dia. Embora o experimento esteja localizado próximo ao equador, a insolação diária é sempre menor que a duração do dia ou fotoperíodo, com média anual de 6,89 horas, e média máxima na estação seca (7,59 horas) e mínima na estação chuvosa (6,18 horas).

As médias da Ra anual, dos períodos seco e chuvoso foram de 36,66, 36,63 e 39,69 MJ m⁻² d⁻¹, respectivamente (Figura 2c). Em princípio, a emissão de radiação de ondas longas ao longo do ano é justificada pelos efeitos da variação sazonal de vapor d'água, temperatura do ar e nebulosidade na região. Diante disso, a radiação de onda longa atmosférica é mais expressiva nos meses com maiores índices de nebulosidade e temperatura do ar, ou seja, entre a estação seca e início da estação chuvosa, mais especificamente no mês de abril quando ocorreu o máximo de Ra . A radiação de onda longa superficial (Rs) foi maior no período seco, com uma média de 40,80 MJ m⁻² d⁻¹ e menor no chuvoso (39,22 MJ m⁻² d⁻¹) com uma média anual de 39,97 MJ m⁻² d⁻¹. A Rs está claramente associada à temperatura da superfície, que por sua vez é influenciada pela nebulosidade e precipitação, visto que a ocorrência de nuvens e chuva tende a diminuir os níveis de radiação solar que incidem sobre a superfície.

De uma maneira geral, as flutuações no saldo de radiação (Rn) são influenciadas pelas estações do ano e períodos sazonais (Figura 2d). A chegada dos meses de outono, associada à diminuição dos níveis de radiação solar, juntamente com os meses da estação chuvosa na região (abril a julho), resultou em menores níveis de Rn , com média de 11,02 MJ m⁻² d⁻¹. Nos meses do período seco, o Rn foi maior, com média de 13,28 MJ m⁻² d⁻¹, um acréscimo de 17% em relação à estação chuvosa. Essa variação no Rn está associada principalmente à Rg , como observado na Figura 2b.

O Balanço de Ondas Longas (BOL) contribuiu para uma redução dos níveis do Rn , pois é negativo em todos os meses. O BOL é influenciado principalmente pelas concentrações de vapor de água e dióxido de carbono na atmosfera, cobertura de nuvens e temperaturas do ar e do solo. Valores negativos de BOL indicam que a superfície está emitindo mais radiação do que a atmosfera, devido principalmente à sua temperatura ser mais elevada do que a temperatura

atmosférica. Observa-se que o *BOL* aumentou juntamente com a cobertura de nuvens e as precipitações durante o período chuvoso. Em média, o *BOL* variou de $-4,16 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ na estação seca para $-2,54 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ na estação chuvosa, com uma média geral de $-3,31 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Estimativa da radiação de onda longa atmosférica por diferentes modelos

Ao comparar os índices estatísticos na Tabela 4 para a estimativa da *Ra* em todas as condições de nebulosidade, observa-se que os coeficientes ajustados apresentam desempenho superior aos originais. Com a parametrização original, o modelo de Idso (1981) apresentou o melhor desempenho, embora tenha sido classificado como “médio” pelo índice Willmott ($d = 0,68$). Por outro lado, o modelo de Konzelmann et al. (1994), apresentou o pior desempenho, com MBE e RMSE em torno de 180 W m^{-2} . Após a

reparametrização, alguns índices, em todas as equações consideradas, foram significativamente melhorados (e.g.: Konzelmann et al. (1994)).

As análises dos índices estatísticos revelaram que Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969) tiveram pior desempenho, enquanto o Iziomon et al. (2003) e Konzelmann et al. (1994) apresentaram os melhores desempenhos, resultando em menores MBE e RMSE e maiores de r e d . Isto ocorre porque esses modelos incluem parâmetros para correção da nebulosidade em suas equações, ao contrário dos demais, que são modelos de céu claro. Andrade et al. (2021) destacaram que os modelos tendem a apresentar bons desempenhos após a reparametrização (novos coeficientes apresentados na Tabela 5), independentemente das condições meteorológicas de cada região. Carmona et al. (2013) afirmaram que equações calibradas localmente fornecem resultados melhores do que aquelas com coeficientes originais.

Tabela 4 - Modelos de estimativa da *Ra* não reparametrizados e reparametrizados munidos de seus parâmetros estatísticos de desempenho: Erro padrão médio (MBE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para condição de dados gerais.

Modelos	Não reparametrizados (Geral)				Reparametrizados (Geral)			
	MBE (W m^{-2})	RMSE (W m^{-2})	r	d	MBE (W m^{-2})	RMSE (W m^{-2})	r	d
Brunt (1932)	-52,3	55,0	0,70	0,42	-0,1	17,1	0,70	0,57
Brutsaert (1975)	-40,2	43,6	0,70	0,49	-0,1	20,6	0,68	0,56
Idso (1981)	-16,0	23,8	0,67	0,68	0,2	17,2	0,69	0,56
Idso e Jackson (1969)	20,4	27,0	0,68	0,66	-0,01	17,5	0,68	0,54
Iziomon et al. (2003)	-49,9	52,7	0,70	0,42	-0,07	15,7	0,75	0,64
Konzelmann et al. (1994)	-179,4	180,4	0,66	0,10	-0,01	15,8	0,75	0,63
Prata (1996)	-42,3	45,6	0,70	0,47	-0,1	17,1	0,70	0,57
Satterlund (1979)	-40,9	44,6	0,70	0,52	-0,1	17,3	0,70	0,57
Swinbank (1963)	-55,0	58,2	0,68	0,48	-0,9	20,6	0,68	0,56

Tabela 5 - Modelos de estimativa da *Ra* e suas respectivas equações reparametrizadas para condição de dados gerais.

Modelos	Equações Reparametrizadas (Geral)
Brunt (1932)	$Ra = (0,78 + 0,04\sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$Ra = [1,23 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,1}] \sigma T_a^4$

Idso (1981)	$Ra = [0,91 + 1,10 \times 10^{-5} e_a \exp(1500/T_a)] \sigma T_a^4$
Idso e Jackson (1969)	$Ra = \{1 - 13,25 \exp[1 \times 10^{-3} (273 - T_a)^2]\} \sigma T_a^4$
Iziomon et al. (2003)	$Ra = \left[1 - 0,16 \exp\left(\frac{-9e_a}{T_a}\right) (1 - 1,53 n^2)\right] \sigma T_a^4$
Konzelmann et al. (1994)	$Ra = \left[\left([0,45 + 0,65 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,11}]\right) ([1 - n^4] + 1,14 n^4)\right] \sigma T_a^4$
Prata (1996)	$Ra = [1 - (1 + w) \exp\{-(0,5 + 3,0w)^{0,6}\}] \sigma T_a^4$
Satterlund (1979)	$Ra = 0,97 [1 - \exp\left(-e_a^{\frac{T_a}{1726}}\right)] \sigma T_a^4$
Swinbank (1963)	$Ra = 1,074 \times 10^{-5} \sigma T_a^6$

As estatísticas comparativas dos modelos considerados para estimativa de Ra em condições de céu claro (CL) com e sem reparametrização são mostradas na Tabela 6, enquanto as equações reparametrizadas são mostradas na Tabela 7. Sem reparametrização, o melhor resultado foi obtido pelo modelo de Idso (1981), e o pior, pelo modelo de Konzelmann et al. (1994). De modo geral, nota-se que, após a reparametrização, os índices de desempenho são praticamente equivalentes em termos de grandezas para todos os modelos, com exceção de Swinbank (1963), que apresentou

discrepâncias nos valores de MBE e RMSE, possivelmente associado ao fato de não considerar na sua estimativa a pressão de vapor de saturação (umidade presente na atmosfera).

Querino et al. (2020) também identificaram um desempenho inferior para o modelo de Swinbank (1963) em todos os cenários analisados em um estudo realizado no norte do Mato Grosso. De qualquer forma, os modelos de Iziomon et al. (2003) e Konzelmann et al. (1994) demonstraram os melhores desempenhos.

Tabela 6 - Modelos de estimativa da Ra não reparametrizados e reparametrizados munidos de seus parâmetros estatísticos de desempenho não reparametrizados e parametrizados: Erro padrão médio (MBE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (r) e índice de concordância de Willmott (d) para a condição de dados de céu claro (CL).

Modelos	Não reparametrizado (CL)				Reparametrizado (CL)			
	MBE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	r	d	MBE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	r	d
Brunt (1932)	-46,8	49,9	0,71	0,49	-0,05	16,5	0,74	0,85
Brutsaert (1975)	-34,4	38,3	0,73	0,57	-0,05	16,5	0,74	0,85
Idso (1981)	-11,5	21,6	0,67	0,73	-0,05	16,7	0,74	0,85
Idso e Jackson (1969)	27,88	32,5	0,74	0,64	0,00	16,7	0,75	0,86
Iziomon et al. (2003)	-44,1	47,2	0,72	0,50	-0,05	16,4	0,75	0,85
Konzelmann et al. (1994)	-172,5	173,4	0,74	0,12	-0,05	16,4	0,75	0,85
Prata (1996)	-36,3	40,0	0,73	0,56	-0,04	16,5	0,74	0,85
Satterlund (1979)	-47,2	50,5	0,73	0,51	-0,07	16,4	0,74	0,85
Swinbank (1963)	-47,0	50,4	0,75	0,57	-1,4	20,2	0,75	0,85

Tabela 7 - Modelos de estimativa da *Ra* suas respectivas equações parametrizadas para condição de céu claro (CL).

Modelos	Equações Parametrizadas (CL)
Brunt (1932)	$Ra = (0,98 - 0,01\sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$Ra = [0,88 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{-0,03}] \sigma T_a^4$
Idso (1981)	$Ra = [0,98 - 1,2 \times 10^{-5} e_a \exp(1500/T_a)] \sigma T_a^4$
Idso e Jackson (1969)	$Ra = \{1 - 28,92 \exp[-4,88 \times 10^{-5} (273 - T_a)^2]\} \sigma T_a^4$
Iziomon et al. (2003)	$Ra = \left[1 - 0,06 \exp\left(\frac{5,87 e_a}{T_a}\right) (1 - 2,28 n^2)\right] \sigma T_a^4$
Konzelmann et al. (1994)	$Ra = \left[\left([0,375 + 0,49 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{-0,05}]\right) ([1 - n^4] + 1,87 n^4)\right] \sigma T_a^4$
Prata (1996)	$Ra = [1 - (1 + w) \exp\{-(15,8 + 0,8w)^{0,5}\}] \sigma T_a^4$
Satterlund (1979)	$Ra = 0,97 [1 - \exp\left(-e_a^{\frac{T_a}{462}}\right)] \sigma T_a^4$
Swinbank (1963)	$Ra = 0,94 \times 10^{-5} \sigma T_a^6$

Na Tabela 8, são apresentados os resultados estatísticos das equações de estimativa da *Ra* para a condição de céu parcialmente nublado (PN), enquanto a Tabela 9 mostra as respectivas reparametrizações. Sem a reparametrização, os modelos que apresentaram melhor desempenho foram os de Idso (1981) e Idso e Jackson (1969), com erros variando entre -17 e 22 W m⁻². O coeficiente de correlação e o índice *d* de Willmott foram iguais, com valor de 0,69.

De forma geral, a situação se repetiu com desempenho próximo entre os modelos com

equações reparametrizadas. Observa-se que, após a reparametrização, os modelos de Konzelmann et al. (1994) e Iziomon et al. (2003) novamente apresentaram os melhores indicadores de desempenho. O modelo de Swinbank (1963) exibiu o maior RMSE para os coeficientes calibrados, enquanto o modelo de Idso e Jackson (1969) apresentou o maior erro médio e menores índices *r* e *d*. Portanto, esses dois modelos tiveram o pior desempenho para a condição de céu parcialmente nublado.

Tabela 8 - Modelos de *Ra* não reparametrizados e reparametrizados munidos de seus parâmetros estatísticos de desempenho não reparametrizados e reparametrizados: Erro padrão médio (MBE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), coeficiente de correlação de Pearson (*r*) e índice de concordância de Willmott (*d*) para a condição de dados de céu parcialmente nublado (PN).

Modelos	Não reparametrizado (PN)				Reparametrizado (PN)			
	MBE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	<i>r</i>	<i>d</i>	MBE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	<i>r</i>	<i>d</i>
Brunt (1932)	-52,5	55,0	0,72	0,42	-0,06	16,3	0,73	0,84
Brutsaert (1975)	-40,4	43,6	0,73	0,49	-0,05	16,3	0,73	0,84
Idso (1981)	-16,2	23,6	0,69	0,69	0,1	16,3	0,73	0,83
Idso e Jackson (1969)	20,1	26,0	0,72	0,68	3,3	16,9	0,72	0,82
Iziomon et al. (2003)	-50,1	52,7	0,72	0,50	-0,04	15,6	0,75	0,85

Konzelmann et al. (1994)	-179,7	180,3	0,73	0,10	-0,03	15,6	0,75	0,85
Prata (1996)	-42,5	45,5	0,73	0,47	-0,05	16,3	0,73	0,84
Satterlund (1979)	-40,8	44,2	0,73	0,52	-0,07	16,3	0,73	0,84
Swinbank (1963)	-55,3	58,0	0,72	0,48	-0,8	19,0	0,72	0,84

Tabela 9 - Modelos de R_a e suas respectivas equações reparametrizadas para condição de parcialmente nublado (PN).

Modelos	Equações reparametrizadas (PN)
Brunt (1932)	$R_a = (0,82 + 0,03 \sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$R_a = [1,15 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,08}] \sigma T_a^4$
Idso (1981)	$R_a = [0,9 + 2 \times 10^{-5} e_a \exp(1500/T_a)] \sigma T_a^4$
Idso e Jackson (1969)	$R_a = \{1 - 14,01 \exp[3 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2]\} \sigma T_a^4$
Iziomon et al. (2003)	$R_a = \left[1 - 0,24 \exp\left(\frac{-12e_a}{T_a}\right) (1 - 2,22 n^2)\right] \sigma T_a^4$
Konzelmann et al. (1994)	$R_a = \left[\left(0,45 + 0,624 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,1}\right) ([1 - n^4] + 1,44 n^4)\right] \sigma T_a^4$
Prata (1996)	$R_a = [1 - (1 + w) \exp\{-(1,65 + 3,6w)^{0,57}\}] \sigma T_a^4$
Satterlund (1979)	$R_a = 0,967 [1 - \exp\left(-\frac{T_a}{e_a^{1600}}\right)] \sigma T_a^4$
Swinbank (1963)	$R_a = 1,07 \times 10^{-5} \sigma T_a^6$

A presença de nuvens modifica substancialmente o fluxo de radiação atmosférica recebido na superfície, pois a radiação emitida pelos componentes da baixa atmosfera é complementada pela emissão das nuvens. A Tabela 10 apresenta os resultados do desempenho dos modelos, com e sem reparametrização, para a condição de nublado (NB), e a Tabela 11 mostra as equações reparametrizadas correspondentes. Antes da reparametrização, o modelo de Idso e Jackson (1969) apresentou o melhor desempenho estatístico em comparação com os demais modelos.

Após a reparametrização, embora o modelo de Idso e Jackson (1969) tenha apresentado o menor MBE, também exibiu os menores valores de r e d e o segundo maior RMSE. Isso indica que, apesar de o modelo não apresentar tendência de superestimação ou subestimação dos resultados, os

erros, em média, apresentam uma certa variabilidade, tanto para valores abaixo quanto acima do esperado. Os demais modelos, com exceção do modelo de Swinbank (1963), apresentaram desempenho muito semelhante.

Comparando os resultados obtidos com outros estudos, observa-se que as condições climáticas regionais podem ser um fator determinante no desempenho dos modelos. Os resultados encontrados para o modelo Konzmann et al. (1994), por exemplo, foram superiores aos obtidos por Duarte et al. (2006) na região de Ponta Grossa-PR, onde o modelo foi classificado com um dos piores entre os estudados. Após a reparametrização, os modelos apresentaram resultados semelhantes, com médias de 9,8 (MBE) e 12,9 (RMSE), 0,72 (r) e 0,83 (d).

Tabela 10 - Modelos de estimativa da Ra não reparametrizados e reparametrizados munidos de seus parâmetros estatísticos de desempenho não reparametrizados e reparametrizados: Erro padrão médio (MBE), Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Coeficiente de correlação de Pearson (r) e Índice de concordância de Willmott (d) para a condição de dados de céu nublado (NB).

Modelos	Não reparametrizado (NB)				Reparametrizado (NB)			
	MBE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	r	d	MBE (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	r	d
Brunt (1932)	-63,7	61,9	0,73	0,30	-0,05	12,8	0,73	0,84
Brutsaert (1975)	-52,1	53,6	0,73	0,34	-0,04	12,7	0,73	0,84
Idso (1981)	-25,3	28,3	0,73	0,55	0,05	12,6	0,73	0,83
Idso e Jackson (1969)	5,4	14,4	0,69	0,77	0,00	13,4	0,69	0,80
Iziomon et al. (2003)	-61,7	63,0	0,73	0,29	-0,2	12,6	0,74	0,84
Konzelmann et al. (1994)	-192,8	193,3	0,69	0,07	-0,03	12,5	0,74	0,85
Prata (1996)	-54,4	55,9	0,73	0,32	-0,4	12,8	0,73	0,83
Satterlund (1979)	-27,5	30,4	0,73	0,55	-0,06	12,8	0,73	0,84
Swinbank (1963)	-71,5	72,8	0,69	0,29	-0,2	14,4	0,69	0,83

Tabela 11 - Modelos de estimativa da Ra e suas respectivas equações reparametrizadas para condição de céu nublado.

Modelos	Equações reparametrizadas (NB)
Brunt (1932)	$Ra = (0,74 + 0,05\sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$Ra = [1,38 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,13}] \sigma T_a^4$
Idso (1981)	$Ra = [0,84 + 4 \times 10^{-5} e_a \exp(1500/T_a)] \sigma T_a^4$
Idso e Jackson (1969)	$Ra = \{1 - 10,32 \exp[-1,11 \times 10^{-3} (273 - T_a)^2]\} \sigma T_a^4$
Iziomon et al. (2003)	$Ra = \left[1 - 18,16 \exp\left(\frac{-73e_a}{T_a}\right) (1 - 1,56 n^2)\right] \sigma T_a^4$
Konzelmann et al. (1994)	$Ra = \left[\left([0,59 + 0,8 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,294}]\right) ([1 - n^4] + 1,05 n^4)\right] \sigma T_a^4$
Prata (1996)	$Ra = [1 - (1 + w) \exp\{-(-4,6 + 3,2w)^{0,9}\}] \sigma T_a^4$
Satterlund (1979)	$Ra = 1,02 [1 - \exp\left(-\frac{T_a}{e_a^{2049}}\right)] \sigma T_a^4$
Swinbank (1963)	$Ra = 1,12 \times \sigma T_a^6$

No contexto geral, entre todos os modelos, Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969) apresentaram os piores desempenho após a

reparametrização para todas as condições de nebulosidade testadas. Isso pode acontecer porque esses modelos são os únicos que utilizam apenas a

T_a como variável de entrada, o que limita a precisão na observação da quantidade de radiação absorvida na atmosfera devido ao vapor d'água. Além disso, esses modelos foram desenvolvidos para regiões com condições atmosféricas e climáticas muito diferentes das deste estudo. Aguiar et al. (2011), Carmona et al. (2013) e Guo et al. (2019) também relataram que os piores resultados em suas pesquisas foram obtidos por equações que consideraram apenas a T_a em suas parametrizações. Os modelos que utilizam tanto a T_a quanto e_a como variáveis de entrada apresentaram um desempenho intermediário.

Os modelos de Iziomon (2003) e Konzelmann (1994) apresentaram os melhores desempenhos sob condições de céu nublado, com menores valores de MBE e RMSE e maiores r e d . Ceballos et al. (2025) apontaram que valores de RMSE de até 20 W m^{-2} são aceitáveis para estimativas R_a . No entanto, acredita-se que o uso do K_t diário pode não ser o mais indicado, já que as condições de nebulosidade tendem a variar consideravelmente ao longo do dia, dependendo do local e época do ano. Isso pode resultar em índices de claridade mais baixos/altos, afetando a classificação média diária da cobertura do céu.

Como mencionado anteriormente, alguns modelos originais (não reparametrizados) apresentaram um desempenho estatístico insatisfatório em todas as condições de nebulosidade analisadas. Por esse motivo, na

Figura 3 são apresentadas apenas as comparações entre a R_a medida e estimada pelos três melhores modelos após a reparametrização, já que foram os que obtiveram o melhor desempenho em relação aos índices estatísticos para diferentes classificações de nebulosidade.

Em princípio, observa-se que o erro médio (MBE) para todas condições de nebulosidade possui desvios negativos/positivos em torno de zero, não indicando a presença de um erro sistemático, pois os resultados tendem, a se alinhar à diagonal principal. Além disso, os modelos apresentam um comportamento similar quanto à dispersão dos dados para todas as condições de nebulosidade consideradas. Entretanto, nas condições de céu parcialmente nublado e nublado, nota-se a presença de alguns pontos mais afastados da diagonal principal, especialmente para valores menores de R_a . Isso pode ocorrer devido a irregularidade das condições de nebulosidade, em que alguns períodos do dia podem ter apresentado condições de céu claro. Carmona et al. (2013) destacam outro fator que pode explicar sub ou superestimativas nos dados, relacionado à inadequada contabilização dos efeitos das nuvens nas equações. Por outro lado, Duarte et al. (2006) afirmaram que os modelos que utilizam a cobertura de nuvens como variável tendem a apresentar piores resultados e uma forte tendência a subestimar R_a .

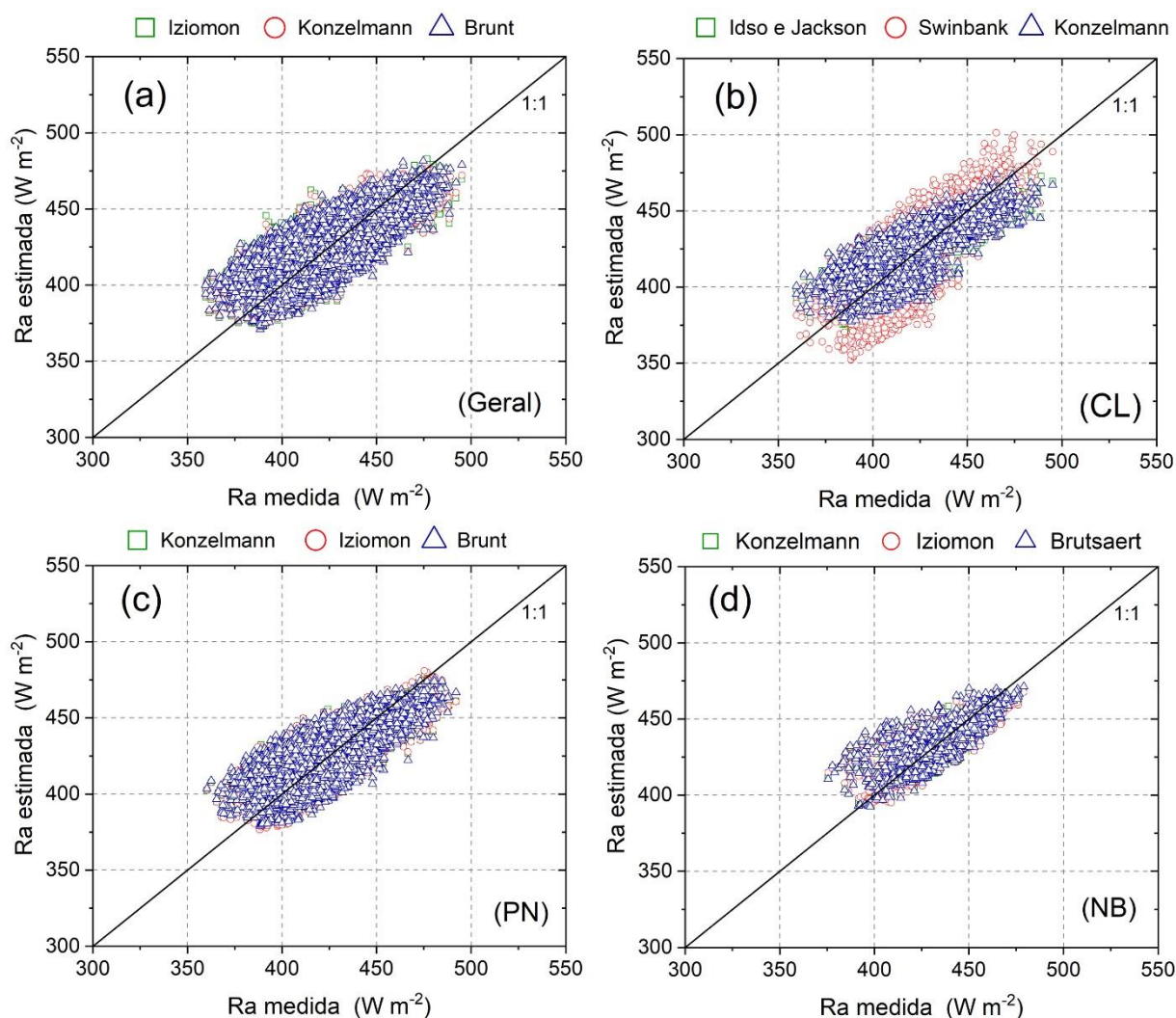


Figura 3 - Relação linear entre a radiação de onda longa atmosférica medida e estimada pelos três modelos parametrizados com melhor desempenho de acordo com seus respectivos índices estatísticos para as condições (a) Geral, (b) céu claro (CL), (c) parcialmente nublado (PN), (d) nublado (NB).

Variação média horária da radiação de onda longa atmosférica medida e estimada

A Figura 4 apresenta as variações médias horárias (ciclo diário) entre a Ra medida e estimada pelos modelos. Após a reparametrização, nas condições atmosféricas consideradas, nota-se uma

otimização significativa no desempenho dos modelos em acompanhar o padrão da Ra medida. Notavelmente, todos os modelos, em geral, exibem um padrão de subestimação das 00h às 13h e um padrão de superestimação das 14h às 23h, para todas as condições consideradas.

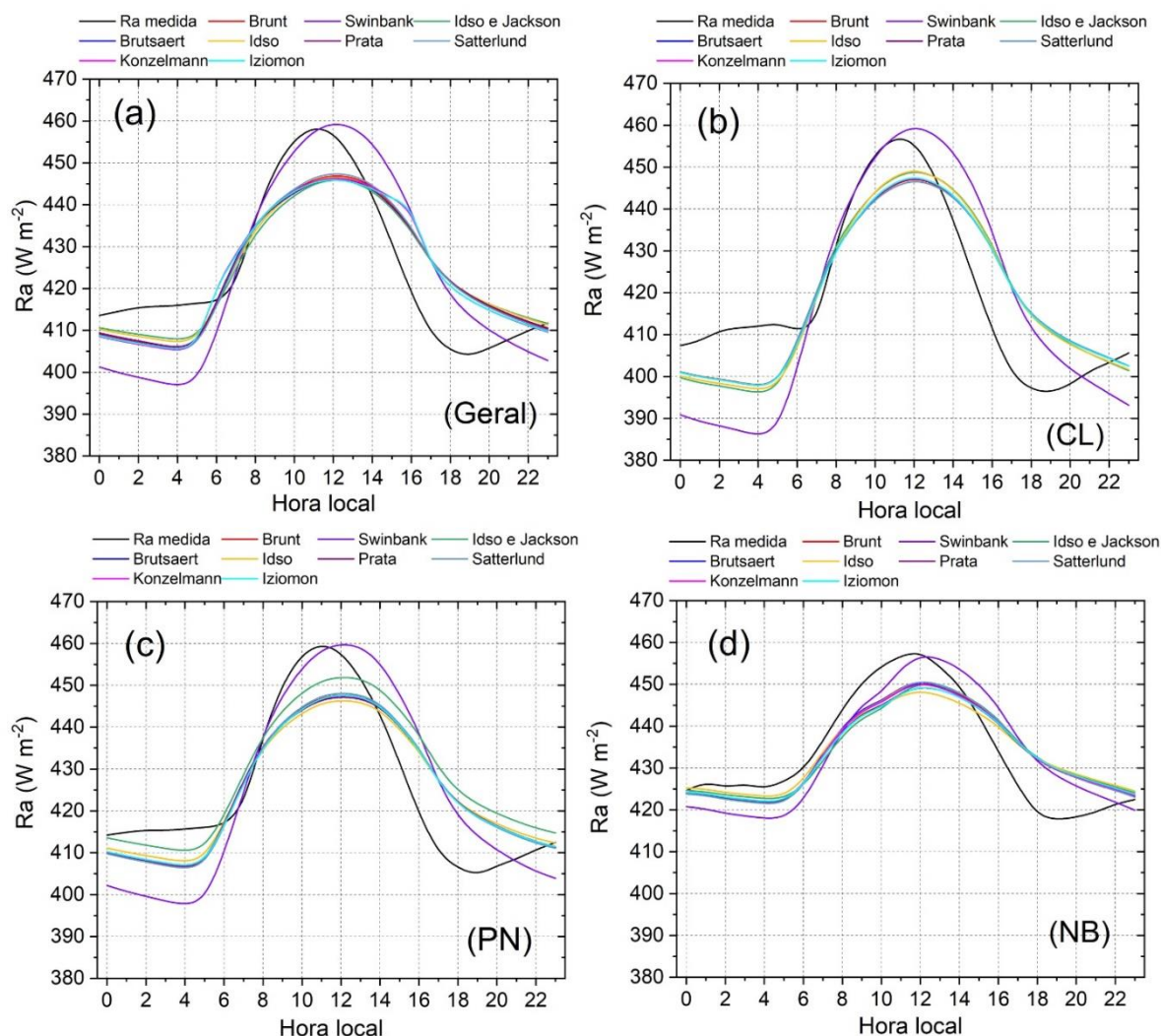


Figura 4 - Variação média horária da radiação de onda longa atmosférica medida e estimada pelos modelos reparametrizados considerando os dados gerais (a), condição de céu limpo (CL) (b), condição de céu parcialmente nublado (PN) (c) e condição de céu nublado (NB) (d) para o local de estudo.

De modo geral, três pontos se destacam: primeiro, todos os modelos, exceto o Swinbank (1963), apresentam um padrão semelhante, com suas curvas se sobrepondo em quase todos os momentos do dia. Em segundo lugar, a forma da curva entre R_a medida e estimada depende inteiramente da hora do dia. Tanto no início da manhã quanto no final da tarde, o formato das curvas estimadas, exceto para condição de céu nublado, difere completamente da curva medida, indicando uma dificuldade dos modelos em estimar a R_a nesses períodos. Por fim, visualmente, os modelos tiveram desempenhos semelhantes nas condições consideradas, com exceção dos modelos de Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969), conforme os índices estatísticos apresentados.

Com relação ao segundo ponto, acredita-se que as sub e superestimativas podem estar

ocorrendo devido: i) no período noturno e manhã, a superfície é influenciada diretamente pelo resfriamento radiativo, especialmente em condições de CL, processo que é perceptível próximo da superfície, mas não em camadas mais elevadas, podendo levar às subestimativas observadas nas curvas da Figura 4; ii) no período da tarde, a superfície e o ar aquecem mais rapidamente do que a atmosfera total, aumentando o aquecimento de baixo para cima ao ponto em que a camada limite planetária cresce, contribuindo para as superestimativas ou defasagem dos fluxos estimados; iii) os algoritmos dos modelos estimam a quantidade de vapor de água na atmosfera através de aproximações da temperatura do ar e umidade relativa próximo da superfície, o que pode contribuir para essas sub e superestimativas, uma vez que o vapor de água é constituinte crucial para quantificação da R_a .

Além disso, segundo Lopes Júnior (2019), os modelos apresentam estimativas menos precisas durante o período diurno, possivelmente devido à maior instabilidade atmosférica nesse período em comparação com o noturno. Além disso, a formação de nuvens, especialmente nuvens cúmulos, ocorre predominantemente durante o dia, efetivamente pela manhã. Esse fenômeno é

Conclusão

Nove modelos de Ra foram avaliados com a finalidade de testar seus desempenhos sob diferentes condições de nebulosidade (Geral, CL, PN e NB). Os resultados mostraram que, dos modelos originais, apenas os de Idso e Idso e Jackson apresentaram desempenho razoável; os demais tiveram um desempenho estatístico ruim, indicando que estes possuem uma dependência maior em relação as condições locais para as quais os modelos foram desenvolvidos. Diante disso, foi necessário a otimização dos modelos através da reparametrização para as condições atmosféricas do local de estudo com base no conjunto de dados utilizado.

As reparametrizações produziram uma melhora significativa traduzida pelos índices estatísticos. Os modelos de Iziomon et al. e Konzelmann et al. apresentaram o melhor desempenho em praticamente todas as condições de nebulosidade após reparametrizados, indicando que ambos podem ser utilizados para estimativa de Ra localmente desde que sejam aplicados os novos coeficientes obtidos. Esses dois modelos são os únicos que usam índices de cobertura de nuvens em suas equações e, possivelmente, isso foi um fator decisivo para qualidade dos resultados obtidos.

Em relação à variação horária da Ra , os modelos ajustados exibem um padrão similar, com

influenciado pela circulação local dos ventos, em particular pela brisa marítima, que gera uma área de convergência (frente de brisa) próxima ao litoral, promovendo a formação de nuvens cúmulos até aproximadamente às 13h no horário local. Após esse horário, ocorre a formação de uma área de supressão de cúmulos, associada ao deslocamento das zonas de subsidência e convergência da brisa.

exceção do modelo de Swinbank que não considera a presença de vapor de água em seu algoritmo. Todos os modelos apresentaram uma subestimação da Ra por volta de 10 W m^{-2} no período da madrugada e manhã e uma superestimação durante o período vespertino por volta de 10 a 15 W m^{-2} . Isso pode estar associado a fatores como: resfriamento radiativo durante a madrugada, aquecimento rápido do ar durante o período vespertino e incapacidade dos modelos de determinar com precisão os níveis corretos de vapor de água na atmosfera, uma vez que são utilizadas aproximações com base na temperatura e umidade relativa próximas da superfície.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Finance Code 001; À Universidade Federal de Alagoas – Instituto de Ciências Atmosféricas; Ao professor Dr. Ricardo Araujo Ferreira Junior – Centro de Ciências Agrárias (UFAL) pela disponibilidade de dados. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas – FAPEAM pelo apoio concedido por meio do incentivo à qualificação via Edital n.º 012/2021 — POSGFE, que concedeu uma bolsa de doutorado ao terceiro autor deste estudo.

Referências

- Aguiar, L. J. G., da Costa, J. M. N., Fischer, G. R., Aguiar, R. G., da Costa, A. C. L., & Ferreira, W. P. M. (2011). Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online] 26. Disponível: <https://doi.org/10.1590/s0102-77862011000200006>. Acesso: 12 mai. 2024.
- Aimi, D., Zimmer, T., Buligon, L., de Arruda Souza, V., Hernandez, R., Romio, L., Rubert, G. C., Diaz, M. B., Maldaner, S., Veeck, G. P., Bremm, T., Herdies, D. L., & Roberti, D. R. (2020). Evaluation of atmospheric downward longwave radiation in the brazilian Pampa region. *Atmosphere* [online] 12. Disponível: <https://doi.org/10.3390/atmos12010028>. Acesso: 23 jul. 2024.
- Bernardino, T., Oliveira, M. A., Silva, J. N. (2024). Using remotely sensed data for air pollution assessment. *arXiv* [online] 1. Disponível: <https://arxiv.org/abs/2402.06653>. Acesso: 27 fev. 2025
- Brutsaert, W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research* [online] 11. Disponível: <https://doi.org/10.1029/wr011i005p00742>.

Acesso: 21 jul. 2024.

- Carmona, F., Rivas, R., & Caselles, V. (2013). Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. *Theoretical and Applied Climatology* [online] 115. Disponível: <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0891-3>. Acesso: 21 jul. 2024.
- Ceballos, J. C., Enoré, D. P., Souza, J. M. de, & Mesquita, F. L. L. de. (2025). Model OLD0: A Physical Parameterization for Clear-Sky Downward Longwave Radiation. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online] 40. Disponível: <https://doi.org/10.1590/0102-77864010033b>. Acesso: 27 fev. 2025.
- Choi, M. (2013). Parameterizing daytime downward longwave radiation in two Korean regional flux monitoring network sites. *Journal of Hydrology* [online] 476. Disponível: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.041>. Acesso: 22 jul. 2024.
- CPTEC. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. (2019). Infoclima. Inpe.br. <http://infoclima1.cptec.inpe.br>
- de Andrade, A. M. D., da Silva, V. de P. R., de Brito, J. I. B., Braga, C. C., da Silva, B. B., de Araújo, L. E., de Holanda, R. M., & Carneiro, R. G. (2021). Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in central Amazonia. *Revista Brasileira de Climatologia* [online] 28. Disponível: <https://doi.org/10.5380/rbclima.v28i0.65725>. Acesso: 5 mai. 2024.
- Duarte, H. F., Dias, N. L., & Maggiotto, S. R. (2006). Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology* [online] 139. Disponível: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.06.008>. Acesso: 23 abr. 2024.
- Ferreira Junior, R. A., de Souza, J. L., Lyra, G. B., Escobedo, J. F., & Santos, M. V. C. (2015). Energy conversion efficiency in sugarcane under two row spacings in northeast of Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* [online] 19. Disponível: <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n8p741-747>. Acesso: 23 abr. 2024.
- Gharekhan, D., Bhattacharya, B. K., Nigam, R., Desai, D., & Patel, P. R. (2020). Modelling of Incoming Longwave Radiation Under Foggy Sky over Multiple Agro-Climate Settings of India. *IEEE Xplore, I(1)*, 1–6.
- Guo, Y., Cheng, J., & Liang, S. (2019). Comprehensive assessment of parameterization methods for estimating clear-sky surface downward longwave radiation. *Theoretical and Applied Climatology* [online] 135. Disponível: <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2423-7>. Acesso: 25 abr. 2024.
- Idso, S. B. (1981). A set of equations for full spectrum and 8- to 14- μ m and 10.5- to 12.5- μ m thermal radiation from cloudless skies. *Water Resources Research* [online] 17. Disponível: <https://doi.org/10.1029/wr017i002p00295>. Acesso: 10 abr. 2024.
- Idso, S. B., & Jackson, R. D. (1969). Thermal radiation from the atmosphere. *Journal of Geophysical Research* [online] 74. Disponível: <https://doi.org/10.1029/jc074i023p05397>.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2013). Manual técnico de uso da terra. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Acesso: 10 abr. 2024.
- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. (2024). INMET: Clima. [inmet.gov.br](https://clima.inmet.gov.br/GraficosClimatologicos/AL/82994). <https://clima.inmet.gov.br/GraficosClimatologicos/AL/82994>
- Iziomon, M. G., Mayer, H., & Matzarakis, A. (2003). Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* [online] 65. Disponível: <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2003.07.007>. Acesso: 10 abr. 2024.
- Kiladis, G. N., Straub, K. H., & Haertel, P. T. (2005). Zonal and Vertical Structure of the Madden–Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* [online] 62. Disponível: <https://doi.org/10.1175/jas3520.1>. Acesso: 12 jul. 2024.
- Konzelmann, T., Van Der Wal, R. S. W., Greuell, W., Bintanja, R., Henneken, E. A. C., & Abe-Ouchi, A. (1994). Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet. *Global and Planetary Change* [online] 9. Disponível: [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(94\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0921-8181(94)90013-2). Acesso: 11 abr. 2024.
- Liang, S. (2018). Volume 5 overview: Recent progress in remote sensing of earth's energy budget. *Comprehensive Remote Sensing*, 5, 1–31.
- Lyra, G. B., Souza, J. L. de, Santos, E. A. dos, & Lyra, G. B. (2020). Caracterização bioclimática de microrregiões do Estado de Alagoas para o cultivo do mamoeiro. *Agrometeoros* [online] 28. Disponível: <https://doi.org/10.31062/agrom.v28.e026699>. Acesso: 27 fev. 2025.

- Long, C. N., & Shi, Y. (2008). An Automated Quality Assessment and Control Algorithm for Surface Radiation Measurements. *The Open Atmospheric Science Journal* [online] 2, Disponível: <https://doi.org/10.2174/1874282300802010023>. Acesso: 9 mai. 2024.
- Lopes Júnior, J. M. (2019). Parametrização de modelos de radiação de onda longa atmosférica e balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas [Dissertação].
- Lopes Júnior, J. M., Moura, M. A. L., da Costa, N. B., Ferreira Júnior, R. A., de Carvalho, A. L., & Querino, C. A. S. (2021). Frequência e probabilidade de ocorrência de transmitância atmosférica global para a região de Maceió-Alagoas. *Brazilian Journal of Development* [online] 7. Disponível: <https://doi.org/10.34117/bjdv7n2-204>. Acesso: 12 abr. 2024.
- Lopes Júnior, J. M., Moura, M. A. L., Santos Querino, C. A., dos Santos, M. F., & de Carvalho, A. L. (2019). Estimativa do balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas. *Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais* [online] 10. Disponível: <https://doi.org/10.6008/cbpc2179-6858.2019.002.0014>. Acesso: 22 abr. 2024.
- Marthews, T. R., Malhi, Y., & Iwata, H. (2011). Calculating downward longwave radiation under clear and cloudy conditions over a tropical lowland forest site: An evaluation of model schemes for hourly data. *Theoretical and Applied Climatology* [online] 107. Disponível: <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0486-9>. Acesso: 15 abr. 2024.
- Pace, G., di Sarra, A., Quaglia, F. C., Ciardini, V., Di Iorio, T., Laccarino, A., Meloni, D., Muscari, G., & Scarchilli, C. (2024). Verification of parameterizations for clear sky downwelling longwave irradiance in the Arctic. *Atmospheric Measurement Techniques* [online] 17. Disponível: <https://doi.org/10.5194/amt-17-1617-2024>. Acesso: 15 abr. 2024.
- Pashiardis, S., & Kalogirou, S. A. (2021). Characteristics of downward and upward longwave radiation at Athalassa, an Inland location of the Island of Cyprus. *Applied Sciences* [online] 11. Disponível: <https://doi.org/10.3390/app11020719>. Acesso: 6 mai. 2024.
- Prata, A. J. (1996). A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [online] 122. Disponível: <https://doi.org/10.1002/qj.49712253306>. Acesso: 15 abr. 2024.
- Querino, C. A. S., Biudes, M. S., Machado, N. G., Querino, J. K. A. da S., Moura, M. A. L., & Alves, P. V. (2020). Modelling parametrization to estimate atmospheric long wave radiation in the Northern Mato Grosso, Brazil. *Ciência E Natura* [online] 42. Disponível: <https://doi.org/10.5902/2179460x41205>. Acesso: 16 abr. 2024.
- Satterlund, D. R. (1979). An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research* [online] 15. <https://doi.org/10.1029/wr015i006p01649>. Acesso: 7 abr. 2024.
- Swinbank, W. C. (1963). Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [online] 89. Disponível: <https://doi.org/10.1002/qj.49708938105>. Acesso: 7 abr. 2024.
- Voora, V., Bermúdez, S., Le, H., Larrea, C., & Luna, E. (2023). Global Market Report: Sugar cane prices and sustainability. *International Institute for Sustainable Development*. Acesso: 15 jul. 2024.
- Wang, T., Shi, J., Yu, Y., Letu, H., Gao, B., Zhou, W., Ji, D., Zhao, T., Xiong, C., & Chen, L. (2018). Cloudy-sky land surface longwave downward radiation (LWDR) estimation by integrating MODIS and AIRS/AMSU measurements. *Remote Sensing of Environment* [online] 205. Disponível: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.11.011>. Acesso: 15 jul. 2024.
- Weng, D. M., Sun, Z. A., and Wen, Z. Z. (1993). Climatological study on downward atmospheric radiation in China, *Nanjing Meteorological Institute Journal*, 16. Disponível: <https://doi.org/10.13878/j.cnki.dqkxxb.1993.01.001>. Acesso: 01 mar. 2025.
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography* [online] 2. Disponível: <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>. Acesso: 10 mai. 2024.
- Yang, J., Hu, J., Chen, Q., & Quan, W. (2023). Parameterization of downward long-wave radiation based on long-term baseline surface radiation measurements in China. *Atmospheric Chemistry and Physics* [online] 23. Disponível: <https://doi.org/10.5194/acp-23-4419-2023>. Acesso: 15 jul. 2024.
- Yu, S., Xin, X., Liu, Q., Zhang, H., & Li, L. (2018). Comparison of cloudy-sky downward longwave radiation algorithms using synthetic

data, ground-based data, and satellite data.
Journal of Geophysical Research: Atmospheres
[online] 123. Disponível:

<https://doi.org/10.1029/2017jd028234>. Acesso:
15 jul. 2024.