



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**



**TESE**

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL PELO MODELO METRIC  
PARAMETRIZADO EM ÁREAS IRRIGADAS NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

**MAILSON ARAUJO CORDÃO**

**Orientador: PhD. Hugo Orlando Carvalho Guerra**

Campina Grande, PB

2023

**MAILSON ARAUJO CORDÃO**

**Engenheiro Agrônomo**

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL PELO MODELO METRIC  
PARAMETRIZADO EM ÁREAS IRRIGADAS NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

Trabalho de Tese apresentado ao programa de pós-graduação em engenharia Agrícola e recursos naturais da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola, na área de concentração em Irrigação e Drenagem.

Área de concentração: **Irrigação e Drenagem**

Linha de pesquisa: **Manejo de Solo, Água e Planta**

**Orientador:** PhD. Hugo Orlando Carvallo Guerra

Campina Grande, PB

2023

C794e Cordão, Mailson Araújo.  
Estimativa da evapotranspiração real pelo modelo METRIC parametrizado em áreas irrigadas no semiárido brasileiro / Mailson Araújo Cordão. - Campina Grande, 2023.  
90 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2023.  
"Orientação: Prof. Dr. Hugo Orlando Carvalho Guerra."  
Referências.

1. Evapotranspiração Real. 2. Fruticultura Irrigada. 3. Algoritmo. 4. Pixels Âncoras. I. Guerra, Hugo Orlando Carvalho. II. Título.

CDU 556.13(043)



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
POS-GRADUACAO EM ENGENHARIA AGRICOLA  
Rua Aprigio Veloso, 882, - Bairro Universitario, Campina Grande/PB, CEP 58429-900

### FOLHA DE ASSINATURA PARA TESES E DISSERTAÇÕES

MAILSON ARAÚJO CORDÃO

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL  
PELO MODELO METRIC PARAMETRIZADO EM  
ÁREAS IRRIGADAS NO SEMIÁRIDO  
BRASILEIRO

Tese apresentada ao Programa de Pós-  
Graduação em Engenharia Agrícola como  
pré-requisito para obtenção do título de  
Doutor em Engenharia Agrícola.

Aprovada em: 28/02/2023

Hugo Orlando Carvalho Guerra - Orientador(a) - PPGEA/CTRN/UFCG

Carlos Alberto Vieira de Azevedo - Examinador(a) Interno(a) - PPGEA/CTRN/UFCG

Lucia Helena Garofalo Chaves - Examinador(a) Interno(a) - PPGEA/CTRN/UFCG

Jorge Alves de Sousa - Examinador(a) Externo(a) - UFCG

Tainara Tâmara Santiago Silva - Examinador(a) Externo(a) - IFGO



Documento assinado eletronicamente por JORGE ALVES DE SOUSA, PROFESSOR 3 GRAU, em 02/03/2023, às 10:00, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por LUCIA HELENA GAROFALO CHAVES, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR, em 02/03/2023, às 13:23, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por CARLOS ALBERTO VIEIRA DE AZEVEDO, PROFESSOR 3 GRAU, em 03/03/2023, às 17:48, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).

*Aos meus pais, Iza Maura de Araujo Cordão e Antônio Pereira Cordão Sobrinho, aos meus irmãos Mauricio Araujo Cordão, Maíza Araújo Cordão e Monaíza Raquel araujo Cordão(in memorian) e a todos que direta ou indiretamente contribuíram para conclusão de mais esta etapa da minha vida.*

## **AGRADECIMENTOS**

Ao senhor Deus, por me agraciar com o dom da vida e que me presenteou com a existência de todas as pessoas que me apoiaram nas conquistas já obtidas na minha vida.

À Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Centro de Tecnologia e Recursos Naturais (CTRN) pela oportunidade de realização do curso.

Ao orientador, professor Hugo Orlando Carvalho Guerra, por compartilharem suas experiências acadêmicas e me orientar na realização desta tese.

A CAPES, que me concedeu bolsa de estudos para a pesquisa.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola pela dedicação e compromisso com a aprendizagem.

A meus familiares, sempre presentes no meu dia-a-dia minha Mãe, Iza Maura de Araújo Cordão, e meu pai, Antônio Pereira Cordão Sobrinho, que me guiaram em prol da conclusão deste trabalho, a meus irmãos, Maurício, Maiza e Monaiza que tanto me ajudaram na jornada do ensinar-aprender.

Aos membros da banca examinadora: Carlos Alberto Vieira de Azevedo, Lúcia Helena Garofalo Chave, Jorge Alves de Sousa e Tainara Tâmara Santiago Silva, pela disponibilidade para avaliação deste trabalho e pelas valiosas sugestões;

Aos companheiros que ajudaram na condução do projeto: Professor Carlos Wagner e Renata Diniz.

A todos da família pelo incentivo e apoio em todos os momentos.

Quero concluir agradecendo a todos que de forma direta ou indireta, contribuíram nesta conquista. Obrigado!

## Sumário

1.	INTRODUÇÃO	13
2.	OBJETIVOS	15
2.1	Objetivo geral	15
2.2	Objetivos específicos	15
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
3.1	Uso da Técnica de Sensoriamento Remoto	16
3.2	Estimativas dos parâmetros biofísicos e evapotranspiração por sensoriamento remoto no Brasil	19
4.	MATERIAL E MÉTODOS	29
4.1	Caracterizações das Áreas de Estudo	29
4.2	Aquisições das imagen	31
4.3	Software e pacotes de funções utilizados	32
4.4	Dados Meteorológicos Horários	32
4.5	Cálculos da evapotranspiração de referência	33
4.6	Estimativas dos parâmetros através do balanço de energia	34
4.7	Calibração do Algoritmo METRIC	35
5.	ANÁLISES ESTATÍSTICAS	51
6.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
6.1	Albedo de superfície	52
6.2	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)	54
6.3	Índice de área foliar (IAF)	55
6.4	Temperatura da superfície (Ts)	56
6.5	Saldo de radiação (Rn)	58
6.6	Fluxo de calor no solo (G)	59
6.7	Calor Sensível (H)	61
6.8	Evapotranspiração Real diária	62
6.9	Evapotranspiração inferida com o método de Penman-Monteith	63
6.10	Validação entre a evapotranspiração obtida com o algoritmo METRIC parametrizado e pelo método de Penman- Monteith	64
6.11	Albedo de superfície	65
6.12	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)	66
6.13	Índice de Área Foliar (IAF)	68
6.14	Temperatura de superfície (Ts)	69

6.15 Saldo de Radiação (Rn)	70
6.16 Fluxo de calor no solo (G)	72
6.17 Fluxo de Calor Sensível	74
6.18 Evapotranspiração diária Real	75
6.19 Evapotranspiração atual inferida através do método de Penman-Monteith	77
6.20 Validação entre a evapotranspiração obtida com o algoritmo METRIC parametrizado e pelo método de Penman- Monteith	77
7. CONCLUSÕES	79
8. REFERÊNCIAS	81



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da área experimental no município de Sousa-PB, destacando a parcela amostral com o cultivo de coqueiro (em amarelo). Fonte: Google Earth Pro, 2022.....	30
Figura 2- Localização da área experimental de Barbalha- CE, destacando a parcela amostral com o cultivo irrigado da banana nanica (em amarelo). Fonte: Google Earth Pro,2022.....	31
Figura 3- Fluxograma do processo de obtenção do saldo de radiação.....	35
Figura 4- Fluxograma do processo de obtenção do balanço de energia.....	43
Figura 5- Representação da seleção de pixels âncora e relação linear entre a temperatura da superfície (Ts) e a gradiente de temperatura próximo à superfície (dT).....	49
Figura 6- Carta temática do albedo da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	52
Figura 7- Carta temática do NDVI da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	54
Figura 8- Carta temática do IAF da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	56
Figura 9- Carta temática de temperatura de superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	57
Figura 10- Carta temática do Saldo de radiação da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	58
Figura 11- Cartas temáticas do fluxo de calor no solo da superfície no município de Sousa- -PB nos 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) de 2016.....	59
Figura 12- Cartas temáticas do fluxo de calor sensível no município de Sousa-PB para as datas: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.....	61
Figura 13- Cartas temáticas da evapotranspiração atual no Município de Sousa-PB para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) de 2016.....	62
Figura 14- Cartas temáticas do albedo de superfície, no município de Barbalha – CE nos dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	65
Figura 15- Cartas temáticas do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	66
Figura 16- Cartas temáticas do Índice de Área Foliar no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	68
Figura 17- Cartas temáticas da temperatura da superfície do solo no município de Barbalha – CE nos dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	69
Figura 18- Cartas temáticas do saldo de radiação da superfície (Rn) para o município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	71
Figura 19- Cartas temáticas do fluxo de calor no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	72
Figura 20- Cartas temáticas do fluxo de calor sensível no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	74
Figura 21- Cartas temáticas da evapotranspiração atual na cultura da banana no município de Barbalha – CE no 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.....	75

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Datas de captação das imagens utilizadas no processamento.....	32
Tabela 2- Dados horários da estação meteorológica no município de Sousa- PB.....	33
Tabela 3- Dados horários da estação meteorológica no município de Barbalha- CE....	33
Tabela 4- Evapotranspiração atual inferida através de Método de Penman-Monteith para o coqueiro.....	63
Tabela 5- Comparação entre a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman- Monteith e a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo METRIC Parametrizado, para a área de coqueiro em Sousa-PB.....	64
Tabela 6- Evapotranspiração de Penman-Monteith (referência) e a evapotranspiração atual inferida multiplicando a de referência está pelo Coeficiente de Cultura Kc da banana.....	77
Tabela 7- Comparação entre a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman- Monteith e a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo METRIC Parametrizado, para a área de bananeira em Barbalha- CE.....	77

## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

METRIC-	Mapping evapotranspiration at high resolution and with internalized calibration
FAO-	Food and Agriculture Organization
LANDSAT-	Land Remote Sensing Satellite
NOAA-	National Oceanic and Atmosphere Administration
AQUA-	Aqua Project Science
NASA-	National Aeronautics and Space Administration
OLI-	Operational Land Imager
TIRS-	Thermal Infrared Sensor
INMET-	Instituto Nacional de Meteorologia
USGS-	United States Geological Survey
TOA-	Topo da Atmosfera
TM-	Thematic Mapper
MODTRAN-	Moderate resolution atmospheric Transmission

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$ -	Albedo
Atoa-	Albedo planetário de cada pixel
Asup-	Albedo da superfície corrigido de cada pixel para os efeitos atmosféricos
$\Theta$ -	Ângulo zenital solar
E-	Ângulo de elevação do Sol
$Z_x$ -	Altura acima da superfície (m)
$Z_1$ e $Z_2$ -	Alturas em metros acima do dossel da vegetação ( $Z_1 = 0,1$ m e $Z_2 = 2,0$ m)
Z-	Altitude de cada pixel (m)
H-	Altura média da vegetação na estação meteorológica (m)
W-	Água precipitável (mm)
b (subscrito)-	Bandas do Landsat 5 TM e 8 OLI
$rb_{IV}$ e $rb_V$ -	Bandas refletivas 4 e 3 do Landsat 5 TM e bandas 5 e 4 do Landsat 8 OLI, respectivamente
$L_{b6}$ -	Banda termal do satélite Landsat 5 de sensor TM
$L_{b10}$ -	Banda termal do Landsat 8 de sensor TIRS
Cp-	Calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
$\Lambda$ -	Calor latente de evaporação da água, igual a $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ a $20^\circ \text{C}$
Kt-	Coeficiente de turbidez da atmosfera
Zom-	Coeficiente de rugosidade local ao transporte de momentum
“a” e “b”-	Constantes de calibração da diferença da temperatura ( $T_1 - T_2$ )
Lmonin-	Comprimento de Monin-Obukhov (m)
L-	Constante de ajuste do solo (SAVI)
$K_1$ e $K_2$ -	Constantes de calibração das bandas termais do Landsat 5 TM (banda termal 6, $L_{b6}$ ) e do Landsat 8 TIRS (banda termal 10, $L_{b10}$ ), extraídos dos metadados
$\Sigma$ -	Constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )
S-	Constante solar ( $1367, \text{ W m}^{-2}$ )
K-	Constante de Von Karman ( $k = 0,41$ )
$\Gamma$ -	Constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
$\psi_m(200\text{m})$ -	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m
$\psi_h(2\text{m})$ -	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 2 m
$\psi_h(0,1\text{m})$ -	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 0,1 m
DAS-	Dia sequencial do ano
dT-	Diferença de temperatura próxima à superfície ( $^\circ\text{C}$ )
Ea-	Emissividade atmosférica do ar
$\epsilon_{NB}$ -	Emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal
$\epsilon_o$ -	Emissividade de cada pixel no domínio da banda larga
$ET_{a24h}$ - (METRIC)-	Evapotranspiração real diária estimada pelo METRIC parametrizado utilizando-se imagens do sensor OLI/TIRS ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$ET_{o24h}$ -	Evapotranspiração de referência pelo modelo físico padrão de Penman Monteith da FAO-56 ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
FEinst-	Fração Evaporativa instantânea
$FE_{24h}$ -	Fração evaporativa diária
G-	Fluxo instantâneo de calor no solo ( $\text{W m}^{-2}$ )
$G_{\text{pixel quente}}$ -	Fluxo instantâneo de calor no solo no pixel quente ( $\text{W m}^{-2}$ )

H-	Fluxo instantâneo de calor sensível ( $W m^{-2}$ )
$H_{\text{quente}}$ -	Fluxo instantâneo de calor sensível no pixel quente ( $W m^{-2}$ )
LE-	Fluxo instantâneo de calor latente ( $W m^{-2}$ )
$LE_{24h}$ -	Fluxo de calor latente diário ( $W m^{-2}$ )
$LE_{\text{quente}}$ -	Fluxo instantâneo de calor latente no pixel quente ( $W m^{-2}$ )
$\Delta$ -	Declividade da curva de pressão de vapor na saturação ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ )
K-	Graus Kelvin
IAF-	Índice de área foliar ( $m^{-2} m^{-2}$ )
SAVI-	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo
$SAVI_{\text{pixel quente}}$ -	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo no pixel quente
NDVI-	Índice de vegetação da diferença normalizada
IV-	Infravermelho
Dr-	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
P-	Massa específica do ar ( $kg m^{-3}$ )
M-	Metro
$m s^{-1}$ -	Metro por segundo
$MJ m^{-2} dia^{-1}$ -	Mega Joule por metro quadrado dia
G-	Módulo do campo gravitacional terrestre ( $9,81 m s^{-2}$ )
$mm dia^{-1}$ -	Milímetro por dia
ND-	Número Digital (nível de cinza)
N-	Número de pares das variáveis
$pb_{\text{Land 8}}$ -	Pesos para cada banda do Landsat 8 OLI
$E_a$ -	Pressão real de vapor d'água atmosférico (kPa)
$E_s$ -	Pressão de saturação do vapor d'água (kPa)
$P_o$ -	Pressão atmosférica instantânea medida na estação meteorológica automática da área em estudo (kPa)
$kg m^{-2}$ -	Quilograma por metro quadrado
Km-	Quilômetro
$kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ -	Quilo Pascal por grau Celsius
$R_{\text{sol inc}}$ -	Radiação de onda curta incidente na superfície de cada pixel ( $W m^{-2}$ )
$R_{\text{ol atm}}$ -	Radiação de onda longa incidente pela atmosfera na direção da superfície de cada pixel ( $W m^{-2}$ )
$R_{\text{ol emi}}$ -	Radiação de onda longa emitida pela superfície de cada pixel ( $W m^{-2}$ )
$L_{\text{mín}}$ -	Radiância espectral mínima
$L_{\text{máx}}$ -	Radiância espectral máxima
$\alpha_{\text{atm}}$ -	Refletância da própria atmosfera
Rah-	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $m s^{-1}$ )
$rah_{\text{pixel quente}}$ -	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor no pixel quente ( $m s^{-1}$ )
Rn-	Saldo de radiação instantâneo à superfície no pixel quente ( $W m^{-2}$ )
Rn 24h-	Saldo de radiação diário à superfície ( $W m^{-2}$ )
$Add_{\text{rad e}}$	Termo aditivo do satélite Landsat 8 OLI para radiância e reflectância, respectivamente.
$Add_{\text{ref}}$ -	
$Mult_{\text{rad}}$ -e	Termo multiplicativo do satélite Landsat 8 OLI para radiância e reflectância, respectivamente.
$Mult_{\text{ref}}$ -	
Tar-	Temperatura do ar instantânea medida na estação meteorológica automática ( $^\circ C$ )
Ts-	Temperatura da superfície (graus Kelvin)
Tmed-	Temperatura média diária ( $^\circ C$ ), calculada a partir das temperaturas do ar

	máxima e mínima, medidas na estação meteorológica da área de estudo
$T_{s_{\text{pixel quente}}}$ -	Temperatura da superfície no pixel quente ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_{s_{\text{pixel frio}}}$ -	Temperatura da superfície no pixel frio ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_{sw}$ -	Transmissividade atmosférica instantânea no domínio da radiação solar para dias de céu claro
$\tau_{sw_{24h}}$ -	Transmissividade atmosférica média diária
$UR$ -	Umidade relativa do ar instantânea (%)
$u^*$ -	Velocidade de fricção na estação meteorológica ( $\text{m s}^{-1}$ )
$U_x$ -	Velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ )
$\text{W m}^{-2}$ -	Watts por metro quadrado

## RESUMO

A estimativa da evapotranspiração real é uma importante ferramenta na quantificação no manejo da irrigação, no intuito de maximizar o uso eficiente do recurso hídrico e energético. Os algoritmos vêm ganhando destaque na estimativa da evapotranspiração real, em virtude de maior precisão, rapidez e baixo custo. Nesse contexto, o objetivo do presente trabalho foi avaliar o modelo METRIC parametrizado na estimativa da evapotranspiração real utilizando dados espectrais de imagens de satélite do Landsat-8 e dados meteorológicos, e comparando com a evapotranspiração de referência padrão pelo método de Penman-Monteith, em duas áreas irrigadas no semiárido brasileiro. A ETa foi estimada a partir da densidade do fluxo de calor latente, obtida como resíduo do balanço de energia pelo modelo METRIC parametrizado, que inclui em sua implementação calibração radiométrica, cômputo da reflectância e de variáveis biofísicas, balanço de radiação, fluxo do calor no solo e processos iterativos parametrizados para obtenção do calor sensível. Considerando os resultados encontrados na presente pesquisa com o novo procedimento metodológico do algoritmo METRIC Parametrizado, pode-se concluir que o modelo constitui uma ferramenta promissória para obter a evapotranspiração atual das culturas numa escala regional, além de ser uma ferramenta prática, econômica e eficiente na geração de subsídios à adequada gestão e tomadas de decisões dos recursos hídricos, sempre e quando se obedecer às normas técnicas exigidas para utilização do modelo, principalmente no que se refere às características da área a ser estudada.

**Palavras-chave:** Algoritmo; pixels âncoras; evapotranspiração real; fruticultura irrigada.

## ABSTRACT

The estimate of real evapotranspiration is a valuable quantification in irrigation management, in order to maximize the efficient use of water and energy resources. Algorithms have been gaining prominence in estimating real evapotranspiration, due to greater accuracy, speed and low cost. In this context, the objective will be to evaluate the parameterization of the METRIC model in estimating real evapotranspiration using spectral data from Landsat-8 satellite images and meteorological data, and compare it with the standard reference method in two irrigated areas in the Brazilian semi-arid region. The ETa will be estimated from the latent heat flux density, obtained as energy balance residue by the parameterized METRIC model, which includes in its implementation radiometric calibration, computation of reflectance and biophysical variables, radiation balance, heat flux in the soil and parameterized iterative processes to obtain sensible heat. Considering the results found in the present research with the new methodological procedure of the Parameterized METRIC algorithm, it can be concluded that the model constitutes a promising tool to obtain the current evapotranspiration of crops on a regional scale, in addition to being a practical, economical and efficient tool in generation of subsidies for the proper management and decision-making of water resources, as long as the technical norms required for using the model are obeyed, mainly with regard to the characteristics of the area to be studied.

**Key words:** Algorithm; anchor pixels; real evapotranspiration; irrigated fruit growing



## 1. INTRODUÇÃO

Atualmente, há um número crescente de áreas irrigadas no Nordeste do Brasil, devido à problemática da escassez hídrica (LIMA et al., 2020). Essa região é uma das maiores produtoras de coco com 73,47% e de banana representando em torno de 34,46% da produção nacional (IBGE, 2020). No entanto, essas frutíferas são consideradas as culturas com elevados consumos de água e sensibilidade aos efeitos do déficit hídrico no solo (FREITAS; RAMOS & COSTA, 2008; MIRANDA et al., 2019). Portanto, o gerenciamento e planejamento da irrigação são de fundamental relevância nos aspectos da produção agrícola e socioeconômica da região.

Nessa perspectiva, a evapotranspiração real é uma quantificação necessária e oportuna para o gerenciamento do manejo da irrigação na agricultura, balanços hídricos, hidrológicos e regulação da água, planejamento de recursos hídricos e até segurança nacional, principalmente em locais dependentes economicamente da produção agrícola irrigada (ALLEN et al., (2007a); ZHAOA et al., (2020); SILVA; MAGNONI & MANZIONE, 2021).

A técnica de sensoriamento remoto propicia capacidade econômica e de tempo para determinar as taxas diárias da evapotranspiração real em grandes escalas (SABOORI et al., 2021), Possibilitando a reposição de uma quantidade de água mais próxima das necessidades reais, sendo um indicativo chave no manejo da irrigação (LIMA et al., 2020). A evapotranspiração determinada pelo balanço de energia apresenta grandes vantagens, não precisa conhecer o tipo de vegetação específico, pode detectar a evapotranspiração reduzida causada por escassez de água e salinidade, além de detectar a evaporação do solo em grandes áreas (ALLEN et al., 2013).

No entanto, os modelos de algoritmo como o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) desenvolvido por Bastiaanssen et al., (1998) e o METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration), um aperfeiçoamento do modelo SEBAL por Allen et al., (2007a), precisam de uma calibração interna para a escolha dos candidatos aos pixels extremos. Assim, precisa de um usuário treinado, requerendo algum investimento de tempo iterativo, pode resultar em uma variação nas estimativas da evapotranspiração entre os usuários e ser uma tarefa intimidante para usuários menos experientes (MORTON et al., 2013; ALLEN et al., 2013).

Dessa forma, o desenvolvimento do método que identifica automaticamente os pixels âncoras (pixel frio e quente) surge como oportunidade de tornar o algoritmo mais

operacional (EVANS, 2014) e de minimizar a subjetividade na escolha manual do pixel, estendendo assim a aplicabilidade dos modelos SEBAL e METRIC em escala de campo para escalas regionais e até globais (BHATTARAI et al., 2017). Entretanto, no Brasil há poucas informações do METRIC parametrizado nos campos agrícolas no semiárido brasileiro, em comparação ao método tradicional de pixels visuais, avaliado em diversos estudos (Arraes et al., 2012; Lins et al., 2017; Rodrigues et al., 2009; Silva et al., 2021; Diniz et al., 2021). Neste sentido, análise dos resultados da aplicação do algoritmo em escala regional é de relevância na sua aplicabilidade no manejo da irrigação.

## **2. OBJETIVOS**

### 2.1 Objetivo geral

Avaliar o modelo METRIC parametrizado na estimativa da evapotranspiração real utilizando dados espectrais de imagens de satélite do Landsat-8 e dados meteorológicos, em duas áreas irrigadas no semiárido brasileiro.

### 2.2 Objetivos específicos

1. Avaliar a dinâmica dos parâmetros biofísicos; albedo, índice de vegetação da diferença normalizada, índice de área foliar e temperatura da superfície das culturas com imagem do Landsat-8;
2. Determinar o balanço de energia nas culturas irrigadas; saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente;
3. Estimar a evapotranspiração real para duas áreas irrigadas no semiárido do Brasil, utilizando o modelo METRIC parametrizado;
4. Comparar a evapotranspiração das culturas determinada pelo modelo METRIC parametrizado com aquela calculada pelo método de Penman-Monteith.

### **3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1 Uso da Técnica de Sensoriamento Remoto**

O sensoriamento remoto pode ser aplicado para diversas finalidades, como por exemplo: no monitoramento ambiental, atmosférico (temperatura, precipitação, distribuição e tipos de nuvens, velocidade do vento, concentrações de gases), na superfície da terra (geologia, geografia, agronomia, florestas, cobertura e ocupação da terra) (LORENZZETTI, 2015).

O sensoriamento remoto está sendo aplicado efetivamente em busca de facilitar a mensuração rápida, de baixo custo e confiável da evapotranspiração real, principalmente em grandes áreas. Essa técnica oferece capacidade econômica e de tempo para investigar as taxas diárias de evapotranspiração real em grandes escalas (SABOORI et al., 2021). Assim, a estimativa da ET é importante para determinar o nível aceito de uso de água. Nos últimos anos, vários modelos de estimativa de ET baseados em sensoriamento remoto por satélite foram desenvolvidos (TASUMI, 2019).

O sensoriamento remoto orbital é a prática de obter informações sobre a superfície da terra por meio de imagens adquiridas do espaço, utilizando radiação eletromagnética refletida ou emitida, em uma ou mais regiões do espectro eletromagnético (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019). Para a grande maioria da aplicação de sensoriamento remoto, os dados são obtidos por meio de satélites orbitais, ou seja, sensores instalados a bordo de satélites (LORENZZETTI, 2015).

O caráter sinóptico e multitemporal das imagens torna o sensoriamento remoto capaz de fornecer informações fundamentais sobre os alvos, incluindo seu posicionamento de elevação, quantidade de biomassa, temperatura, umidade etc (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019).

##### **3.1.1 Radiação eletromagnética**

O sol, é uma fonte de radiação eletromagnética, emite luz não somente do comprimento de onda do visível, mas também de comprimento de ondas menores, como o ultravioleta, e maiores, como o infravermelho próximo e ondas curtas, a terra é uma fonte de radiação eletromagnética, que consegue emitir uma radiação infravermelha denominada termal, de comprimento de onda bem maior do que a luz solar (MENESES; ALMEIDA & BAPTISTA, 2019).

A interação entre a radiação eletromagnética e a vegetação faz recordar que os vegetais realizam fotossíntese, processo fundamentado na absorção da radiação eletromagnética por parte dos pigmentos; contudo, sabe-se que essa absorção não ocorre indistintamente ao longo de todos os espectros eletromagnéticos, mas especificamente na região do visível (0,4  $\mu\text{m}$  a 0,72  $\mu\text{m}$ ) (PONZONI; SHIMABUKURO & KUPLICH, 2012). O processo de absorção ocorre quando o pulso de radiação eletromagnética é completamente absorvido pelo alvo, convertendo-se em energia térmica (calor) (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019).

Da luz solar, é possível servir-se somente do intervalo de comprimento de onda de 450 nm a 2,500 nm, e da radiação da terra, apenas do intervalo de 8  $\mu\text{m}$  a 14  $\mu\text{m}$ , comumente utilizado em dados de sensoriamento remoto termal em plataformas aéreas. As trocas de energias eletromagnética e quântica resultarão em valores diferenciados de reflectância, absortância e transmitância por comprimento de onda caso a matéria exiba alguma transparência (MENESES; ALMEIDA & BAPTISTA, 2019).

Alguns fenômenos devem ser conceituados, como a reflexão, o espalhamento e o processo de transmissão. A reflexão ocorre quando um átomo do material recebe a radiação e fica num estado de excitado, apresentando pequenas oscilações de polarização, pois esse fenômeno acontece quando a energia da radiação é diferente dos valores descritos pelos intervalos atômicos de energia (NOVO, 2010; ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019).

O processo de transmissão da radiação através do material, também conhecido como refração, ocorre quando os subníveis de energia disponíveis nos átomos e moléculas que formam o material não apresentam valores compatíveis com a energia da radiação incidente. Assim, o material será transparente para essa radiação, que irá atravessá-lo de uma extremidade á outra (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019).

A radiância equivale á quantidade de energia eletromagnética que deixa um material na superfície da Terra em direção ao espaço, sendo fruto tanto da emissão dos alvos causada por sua temperatura quanto da reflexão da radiação solar incidente (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019).

As *bandas espectrais* são os segmentos do espectro eletromagnético para os quais os sensores a bordo dos satélites são projetados para adquirir imagens (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019). Quando a onda eletromagnética incide sobre a interface entre dois materiais, parte é refletida na direção especular, parte é

espalhada em todas as direções do meio incidente, e alguma é transmitida através da interface entre dois meios (NOVO, 2010).

Os sensores são os sistemas responsáveis pela conversão da energia proveniente dos objetos em um registro na forma de imagem ou gráfico que permitem associar a distribuição da radiação, emitância, ou retroespalhamento com suas propriedades físicas, químicas, biológicas ou geométricas (NOVO, 2010). Simplificadamente, as frações espectrais da radiação incidente que serão refletidas, transmitidas e absorvidas dependerão das características físico-químicas de um objeto (PONZONI; SHIMABUKURO & KUPLICH, 2012).

### **3.1.2 Sensores e Imagens Orbitais**

Os sistemas sensores podem ser classificados de diferentes maneiras, quanto à fonte de energia, os sistemas de sensores podem ser classificados em sensores passivos (são aqueles que detectam a radiação solar refletida (pelo sol), ou emitidos (pela Terra), pelos objetos da superfície (NOVO, 2010).

Cada pixel possui um valor de brilho associado, que, em geral pode ser relacionado ao nível de cinza (NC), valor de brilho (VB), número digital (ND) ou ainda contador digital (CD) (ZANOTTA; FERREIRA & ZORTEA, 2019).

A grande vantagem do uso do satélite orbital é a possibilidade de coleta de dados de grandes áreas em pouco tempo, com grande repetitividade e a um custo relativamente baixo para o usuário (LORENZZETTI, 2015). O DN de uma cela representa a intensidade da energia eletromagnética (refletida ou emitida) medida pelo sensor, para a área da superfície da Terra correspondente ao tamanho do pixel. Deve ser ressaltado que o DN de um pixel corresponde sempre à média da intensidade da energia refletida ou emitida pelos diferentes materiais presentes nesse pixel. Uma imagem digital pode então ser vista como uma matriz, de dimensões “x linhas” por “y colunas”, com cada elemento possuindo um atributo z (nível de cinza). No caso das imagens de sensoriamento remoto, essas matrizes possuem dimensões de até alguns milhares de linhas e de colunas (FLORENZANO, 2002).

Florenzano (2011) indica que a resolução espectral consegue medir as refletâncias de determinadas faixas, em certos comprimentos de ondas eletromagnéticas, com isso, esse tipo de sensor consegue distinguir e discriminar objetos em função de sua sensibilidade espectral.

De acordo com Gioingo (2008), os satélites possuem capacidade de gerar dados com alta resolução espacial, que podem proporcionar melhorias significativas nas técnicas do sensoriamento, para a aplicação em várias áreas do conhecimento. O Landsat 8 é composto de sensores OLI (Mapeador Operacional da Terra) e TIRS (Sensor Infravermelho Termal) é composto por 11 bandas multiespectrais entre os comprimentos de onda 0,43-12,51  $\mu\text{m}$ , dessa forma, a intensidade de cada pixel entre 0 a 65.535, o que permite assegurar mais detalhamento das informações a serem geradas (SILVA, 2016).

Os funcionamentos desses sensores baseiam-se na identificação da radiação refletida pela superfície em diferentes faixas espectrais, como o caso da luz visível, que captam a radiação da região do infravermelho (MENESES & ALMEIDA, 2012). Com a existência de nuvens ou nebulosidade, o imageamento fica impossibilitado, com isso, utilizam os sensores ativos, a exemplo, os radares que podem operar durante a noite, dias nublados, com chuva ou com fumaça, sendo uma das vantagens para os países que situa em zonas tropicais, como o Brasil, onde apresentam parte do tempo coberto por nuvens praticamente diariamente (FLORENZANO, 2011).

### **3.2 Estimativas dos parâmetros biofísicos e evapotranspiração por sensoriamento remoto no Brasil**

#### **3.2.1 Albedo**

O albedo expressa a quantidade de energia absorvida pela superfície da Terra (CAVALCANTE et al., 2016). Os valores de albedo temporal da superfície estão associados às mudanças climáticas (precipitação e estiagem prolongadas), à cobertura vegetal, o uso e ocupação do solo pela ação antrópica no manejo das áreas agrícolas (RODRIGUES et al., 2009); (SILVA, BRAGA & BRAGA 2011); (OLIVEIRA et al., 2012); (BEZERRA et al., 2014); (LINS et al., 2021) & (SILVA et al., 2021).

Martins & Galvani, (2020) avaliando o coeficiente de determinação do albedo, notaram que este tem participação em mais de 60% sobre algumas variáveis, com a temperatura de superfície, o saldo de radiação, o calor latente e a evapotranspiração, sendo um importante indicador de mudanças ambientais. O albedo apresenta grande concordância com o saldo de radiação (SILVA, BRAGA & BRAGA 2011). As imagens do albedo têm grande grau de detalhes para os diferentes tipos de uso e ocupação do solo, devido à sua alta resolução radiométrica (SILVA et al., 2016).

Pode enfatizar que o aumento do albedo e da temperatura da superfície, bem como a redução do índice de vegetação melhorado, observados por meio de sensoriamento remoto orbital, permite identificar alterações do uso, ocupação do solo e monitoramento de relatórios hídrico temporal (OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014). Em conjunto, mudanças nas variações do albedo são produzidas por atividades humanas, tais como desflorestamento, agricultura e urbanização (MARTINS et al., 2016). De tal modo, que o albedo de superfície tem uma forte correlação com a cobertura do solo, sendo esse um importante parâmetro em estudos ambientais (CUNHA et al., 2012). Os menores valores de albedo nos mapas observam-se onde ocorre vegetação densa (LINS et al., 2021).

A irrigação, e/ou período de chuva promove melhor desenvolvimento vegetal em áreas agrícolas, e conseqüentemente redução no albedo. Os albedos das áreas irrigadas são mais claramente diferentes de áreas de vegetação nativa em meses mais distantes da estação chuvosa (SILVA et al., 2016).

No semiárido se verifica o efeito severo da época de seca na região, com valores mais altos do albedo entre 0,22 e 0,20. Enquanto, a redução no albedo está correlacionada com eventos de chuvas, registrando valores no intervalo de =16,1% a 18,1%, em áreas de caatinga (SILVA et al., 2021; OLIVEIRA et al., 2012). Em áreas irrigadas apresentam albedo no intervalo entre  $\alpha=16$  a 18%. Entretanto, em pomares recém-plantados (baixo índice de vegetação), há maior exposição do solo causando um aumento no albedo (SILVA et al., 2016). Em geral, os valores dos albedos em áreas agrícolas correspondem a uma variação entre 15 a 20% (SILVA et al., 2016).

Na cultura do coqueiro, o albedo estimado por Silva et al., (2012) utilizando modelo SEBAL e imagens Landsat 5, estimaram uma variação do albedo em duas áreas entre 14, 2 a 17,7%. Semelhantes resultados foram registrados por Silva, Braga & Braga (2011), em pomares irrigados de coqueiros no semiárido nordestino, com médias entre 15% e 18,3%. Pode-se observar que quando se avalia o albedo temporalmente, à medida que vai se distanciando do período chuvoso, há um aumento até mesmo em áreas irrigadas. Essa avaliação serve de investigação para a ocorrência de déficit hídrico em culturas, portanto, manejo na irrigação deficiente, se não houver outro fator, como característica da espécie cultivada, espaçamento utilizado na implantação e época de estabelecimento que afeta a cobertura do solo.

Em áreas de superfície pouco vegetada pode apresentar valores altos do albedo 0,31, e como valores superiores a 0,36 em solos expostos (SILVA et al., (2012); LINS



et al., 2021). As áreas urbanas, em geral, e áreas de solo desprovidos de cobertura, apresentaram albedo superior a 25%, (SILVA, BRAGA & BRAGA 2011); (SILVA et al., 2016). Porém, em grande heterogeneidade das áreas, a diferenciação entre lavouras irrigadas e Caatinga, ou solo com grande exposição, não fica muito clara, principalmente na imagem de junho, com armazenamento de umidade no solo, por ser próximo ao período chuvoso (SILVA et al., 2016). Nas áreas irrigadas há maior estabilidade do albedo, resultante das culturas perenes que predominam na área, principalmente coqueiro e bananeira (SILVA, BRAGA & BRAGA, 2011).

### **3.2.2 Índice de vegetação (NDVI e IAF)**

Os índices de vegetação NDVI e IAF são utilizados para demonstrar o comportamento das mudanças temporal e espacial da vegetação (CUNHA et al, 2012). Os fatores ligados à vegetação têm grande influência no processo do balanço de radiação à superfície, bem como na evapotranspiração (PEREIRA et al., 2002; SILVA et al., 2005a). O índice de vegetação NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), é utilizado para auxiliar estudos que tratem da temática da desertificação, além de avaliar a dinâmica espacial de corpos hídricos (BEZERRA et al., 2014).

O NDVI varia entre -1 e 1, sendo os valores negativos são diante da presença de corpos hídricos, enquanto os valores próximos de zero e/ou zero indicaram áreas com pouca vegetação e/ou solo exposto e os altos valores são presença das áreas bem vegetadas e/ou áreas irrigadas (SILVA, et al., 2019).

Como foi visto a interferência das condições climáticas no albedo, a precipitação é uma das variáveis mais relevantes que influenciam no índice de vegetação. Bezerra et al., (2014), no período seco encontraram NDVI da ordem de 0,10 a 0,26, enquanto no período chuvoso se registraram de 0,66 a 0,79. O desenvolvimento da vegetação, por sua vez, depende da umidade disponível no solo (OLIVEIRA et al., 2012). Devido à distribuição irregular das chuvas no semiárido, é notável a diferença do NDVI no bioma da caatinga. Bezerra et al., (2014) encontraram valores de NDVI (0,7-0,8) foram detectados nos dias em que ocorreram eventos chuvosos que possibilitaram condições favoráveis à resiliência e ao desenvolvimento de biomassa da caatinga e presença acentuada de áreas agrícolas irrigadas.

Rodrigues et al., (2009), observaram que é possível identificar algumas espécies nativas adaptadas por pontos isolados com NDVI próximos a 0,8 na vegetação e alta densidade foliar até mesmo em período de estiagem prorrogado. Quando a variação do

NDVI em áreas irrigadas não é expressiva isto pode ser justificado pela manutenção do teor de água no solo independente do período chuvoso (ARRAES et al., 2012). As áreas com maior densidade de vegetação, ou seja, com alta atividade fotossintética, estão diretamente relacionadas à manutenção da umidade do solo (LINS et al., 2021).

Cavalcante et al., (2016) trabalhando no perímetro irrigado de Petrolina-PE/Juazeiro-BA com o modelo SEBAL, obtiveram valores de NDVI superiores a 0,48 nas áreas de agricultura irrigada, áreas estão com maiores verdes vegetativos. Da mesma forma que o NDVI, o albedo da superfície quando avaliado sazonalmente e em longo prazo, pode ser um importante indicador de desertificação e de redução de fitomassa da caatinga (RODRIGUES et al., 2009; BEZERRA et al., 2014).

O IAF, que varia de 0 a  $>1 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ , os valores menores sobre áreas com pouca ou nenhuma vegetação, ou seja, valores próximos de zero, confirmando junto aos índices NDVI o significativo aumento de áreas de solo exposto na região, sendo possivelmente áreas degradadas, já os maiores valores do IAF foram representados principalmente sobre as áreas com vegetação de Caatinga densa (SILVA, et al., 2019).

Deste modo, o entendimento na variação do IAF indica assim como o NDVI a dinâmica espaço-temporal para os diferentes usos do solo (LINS et al., 2017). E também de acordo com Bezerra et al., (2014), está relacionado com a transição da estação chuvosa para seca em áreas do semiárido, registrado um maior coeficiente de variação .

### **3.2.3 Temperatura de superfície (Ts)**

A temperatura de superfície (Ts) atua como indicador de áreas propícias à ocorrência de incêndios, cujas condições de estresse hídrico (baixa umidade e elevada insolação), favorecem o agravamento do processo de desertificação, além de dispor de informações ao manejo adequado do solo e planta (BEZERRA et al., 2014). Portanto, há correlações significativas da temperatura de superfície com a maioria das variáveis, indicando ser o principal parâmetro biofísico na determinação do saldo de radiação e dos fluxos de calor e evapotranspiração (MARTINS & GALVANI, 2020).

A presença das áreas irrigadas contribui substancialmente para reduzir a temperatura da superfície e, conseqüentemente, contribui para diminuir a temperatura do ar, afetando o clima local (SILVA et al., 2011). A maior densidade da vegetação favorece substancialmente para a diminuição da temperatura da superfície na região, devido à capacidade do dossel em absorver radiação e impedir que essa mesma radiação

chegue ao solo e se transforme em ondas curtas, aquecendo substancialmente a superfície da área (SILVA et al., 2021).

Conseqüentemente, resultados de Bezerra et al., (2014) detectaram as Ts com menores temperaturas correspondentes ao período de ocorrência de eventos chuvosos, relevo de maiores altitudes, e cobertura vegetal mais densa, enquanto maiores Ts em períodos de estiagem, superfícies de solo exposto, além de baixos valores de NDVI e elevados valores de albedo. Resultados similares de Arraes et al., (2012) relataram que a redução da Ts com suprimento hídrico e Lins et al., (2017) confirmam a elevação da Ts em solos expostos.

Aplicando o sensoriamento remoto no cerrado brasileiro Martins & Galvani, (2020), observaram que a Ts é diretamente proporcional ao albedo, fluxo de calor no solo e fluxo de calor sensível, sendo um importante indicativo das mudanças das categorias de uso e cobertura da terra. Autores indicam que a Ts é inversamente proporcional ao saldo de radiação, calor latente e evapotranspiração.

Bezerra et al., (2014) observaram que a cobertura vegetal com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar, aumentando sua reflectância na faixa espectral do visível (albedo elevado) e a absorver mais na faixa espectral do infravermelho ocasionando menores valores de NDVI e maiores valores de temperatura de superfície.

#### **3.2.4 Saldo de radiação (Rn)**

O saldo de radiação sintetiza a contabilidade dos fluxos radiativos descendentes e ascendentes, ou seja, a energia disponível que constitui a diferença entre os fluxos totais de onda curta e onda longa, especificamente a radiação incidente, refletida e emitida que interagem com a superfície terrestre (CUNHA et al., 2012; SILVA et al., 2011).

O Rn é representativo de condições específicas de cada cultura e quando há interesse na sua determinação em áreas heterogêneas, pode-se recorrer ao sensoriamento remoto (SILVA et al., 2011). Martins & Galvani, (2020) no modelo SEBAL, verificaram que o saldo de radiação em superfície, apresenta correlação significativa com coeficiente de determinação acima de 80% com temperatura de superfície e fluxo de calor sensível, e acima de 96% com calor latente e evapotranspiração, mas não notam correlação com o NDVI e fluxo de calor no solo.

Nos estudos de Silva et al., (2021) e Arraes et al., (2012) as maiores médias do  $R_n$  são encontradas na área de vegetação densa, com menores valores de albedo e temperatura de superfície. As áreas que possuem vegetação mais densa, com baixo déficit hídrico, uma repartição de energia equilibradamente na região (SILVA et al., 2021).

A radiação de onda curta refletida pela superfície depende da cobertura da superfície, e assim regiões com solo exposto vão refletir mais do que áreas vegetadas (albedo da superfície), enquanto, a radiação de onda longa está à mercê, prioritariamente, da temperatura da superfície e do ar, visto que a maior emissão de radiação de onda longa ocorre nas áreas com maior temperatura de superfície (CUNHA et al., 2012).

No estudo de Lins et al., (2017) observaram-se variações nos valores de  $R_n$  de 11 a  $694 \text{ W m}^{-2}$ , com resultados mais elevados em áreas densamente vegetadas. Enquanto, Silva; Silva & Silva, (2015) verificaram que a presença de vegetação de maior porte, obtiveram maior  $R_n$  médio  $618,94 \text{ W m}^{-2}$ . Santos et al., (2015) avaliando o desempenho de diferentes metodologias utilizadas na estimativa do saldo de radiação instantâneo, obtiveram o  $R_n$  no cerrado sempre maior que o da cana-de-açúcar evidenciando que, nessas áreas nativas, há, portanto, uma maior quantidade de energia a ser convertida em calor sensível e latente. Os mesmos autores afirmam que as metodologias empregadas se mostraram bastante satisfatórias, havendo um melhor desempenho da metodologia METRIC. Comparação feita por Lima et al., (2020) modelos METRIC e STSEB com cultura do sorgo em na região de Apodi, RN, observaram valores de  $R_n$  do erro quadrado médio de (RMSE) de  $60 \text{ W m}^{-2}$  (METRIC) e  $40 \text{ W m}^{-2}$  (STSEB), explicando que provavelmente, a melhor concordância dos valores de  $R_n$  com STSEB vem do uso de valores medidos no solo de  $R_n$ , enquanto o METRIC utiliza uma estimativa.

Arraes et al., (2012) observaram constataram influência das épocas de estudo, sendo os valores médios do saldo de radiação ligeiramente superiores nas imagens geradas no mês de agosto. Os autores justificam esses resultados devido à radiação de ondas curtas incidentes, maiores no mês de agosto em virtude dos menores valores do ângulo zenital (Z).

De acordo com Santos et al., (2015), a utilização das metodologias empregadas, para condições de céu claro, na detecção de alterações microclimáticas decorrentes das mudanças no uso do solo, foi considerada satisfatória, visto que os resultados do albedo

e Rn foram nitidamente diferenciados para cada ecossistema em estudo. Silva et al., (2021) observaram sensibilidade no saldo de radiação nos diferentes usos do solo, se destacando principalmente nas áreas irrigadas e de vegetação densa, quando houve maior energia disponível a ser repartida pelos processos do balanço de energia à superfície e evapotranspiração.

Importante ressaltar a técnica de sensoriamento remoto para a determinação do Rn, pois, o Rn não é usualmente medido em estações meteorológicas, uma vez que depende muito da natureza da superfície, portanto, sofre grande influência do albedo e temperatura da superfície (SILVA et al., 2011).

### **3.2.5 Fluxo de calor no solo (G)**

O fluxo de calor do solo é a taxa de armazenamento de calor no solo e na vegetação devido à condução. Aplicações gerais do METRIC calculam fluxo de calor no solo como uma razão  $G / R_n$  usando uma equação empírica de Bastiaanssen 2000 (ALLEN et al., 2007b). Portanto, de acordo com Arraes et al., (2012), mitigaram que o G em áreas irrigadas foi em torno de  $55,0 \text{ W m}^{-2}$ , e que apresentou menores mudanças nas médias nas épocas de avaliação, acreditando que esta baixa variabilidade esteja relacionada com o maior teor de umidade no solo e maior cobertura vegetal, que devido ao alto calor específico.

As maiores médias de fluxo de calor no solo podem ser explicadas pelo decréscimo do NDVI e acréscimos do albedo, influenciando na equação da estimativa do G (ARRAES et al., 2012). Os autores notaram que as maiores variações intra-anual dos valores de G foram observadas na área com vegetação nativa densa, provavelmente como resultado da rápida resposta da vegetação as precipitações que ocorrem no semiárido nordestino, resultando em redução no fluxo de calor no solo, nas áreas com maior densidade de cobertura vegetal.

Martins & Galvani, (2020), observaram que o fluxo de calor do solo tem correlação forte apenas com a temperatura de superfície, moderado para os demais, apesar de envolver as variáveis de albedo, NDVI e saldo de radiação em seu cálculo, sendo assim, o coeficiente de determinação foi inferior a 60% para todas as variáveis, o que estatisticamente é um indicativo de que essa etapa do modelo necessita de adaptações para chegar a valores mais exatos, apontando como alternativa o uso de instrumentos para calibração dos valores em campo. A razão do  $G / R_n$  aumenta com o incremento nos valores do albedo, indicativo de solos expostos que frequentemente têm

alta reflexão e diminui com o aumento da vegetação devido ao sombreamento pelo dossel (ALLEN et al., 2007a).

### **3.2.6 Fluxo de calor sensível (H)**

Os maiores resultados de H são consequência da ausência da cobertura vegetal que faz com que grande parte do  $R_n$  seja empregado no aquecimento do ar e do solo, motivado principalmente pela redução do processo de evapotranspiração (ARRAES et al., 2012). Martins & Galvani, (2020) relataram que o fluxo de calor sensível considerando a etapa mais complexa de implementação do SEBAL, tem correlação forte positiva com a temperatura de superfície e muito forte negativa com saldo de radiação, calor latente e evapotranspiração, com coeficientes de determinação superiores a 80% para estas variáveis.

Embora variações temporais de H em áreas irrigadas não sejam significativas (ARRAES et al., 2012), estes valores indicam o acerto de estimativa da variável, apesar de sua complexidade; valores mais elevados de fluxo de calor sensível indicam menores volumes de evapotranspiração, servindo como indicativo dos efeitos das mudanças ambientais sobre o ciclo da água no ambiente (MARTINS & GALVANI, 2020). Santos et al., (2009), afirmam que a maior parte da radiação líquida é transformada em fluxo de calor latente durante as condições de seca em um pomar de bananeira irrigado, independentemente do estágio de cultivo.

A diminuição da temperatura da superfície pode ser decorrente dos fatores de alteração da velocidade do vento, a rugosidade da vegetação, o direcionamento das folhas no sentido do fluxo do ar (SILVA; SILVA & SILVA, 2015). Durante o dia, em um pomar de bananeira irrigado, os fluxos de calor sensível e latente são semelhantes na estação seca, enquanto o fluxo de calor latente é geralmente maior do que o fluxo de calor sensível durante a estação chuvosa (SANTOS et al., 2009).

### **3.2.7 Evapotranspiração (ET)**

No Brasil há muitos estudos analisando a aplicação dos algoritmos na estimativa da evapotranspiração real diária. Os modelos de balanço de energia de superfície terrestre de fonte única são frequentemente usados (JAAFAR & AHMAD, 2020). O mapeamento da evapotranspiração em alta resolução com calibração internalizada (METRIC) que é uma variante do SEBAL, um modelo de balanço de energia desenvolvido na Holanda, utilizado por meio da integração com evapotranspiração de

referência, usando dados meteorológicos (LIOU & KAR, 2014). O modelo METRIC transforma a ET de alta resolução espacial simulada por modelos hidrológicos e imagens de sensoriamento remoto em alta resolução espaço-temporal, que desempenha um papel importante no estudo preciso da agricultura e dos recursos hídricos (JINFENG ZHAO et al., 2020).

O modelo METRIC é projetado como uma abordagem operacional de engenharia para a recuperação de imagens ET e sendo desenvolvido principalmente para aplicação com imagens LANDSAT para atingir alta resolução de produto ET (30 m), útil para monitorar o consumo de água em escalas de campo (ALLEN et al., 2013).

Atualmente, os usuários treinados devem calibrar o modelo METRIC para cada imagem LANDSAT, onde as calibrações entre os usuários são independentes e não idênticas (MORTON et al., 2013). A calibração internalizada, os dois pontos finais (pixels quente e frio) representam as extremidades seca e úmida do espectro ET. Geralmente, a intervenção e a seleção do usuário são necessárias para selecionar estes pixels que representam essas condições e para atribuir estimativas da ET (ALLEN et al., 2007b; ALLEN et al., 2011).

Os métodos de calibração parametrizados permitem a seleção automática destes pixels (MORTON et al., 2013). Após o processamento automatizado, o usuário deve revisar cuidadosamente os possíveis candidatos a pixel de calibração. A verificação visual é necessária para impedir a seleção de pixels localizados em inclusões não agrícolas, como confinamentos, zonas de construção (ALLEN et al., 2013).

Lima et al., (2020) avaliando os modelos METRIC e STSEB com cultura do sorgo em na região de Apodi, RN na determinação e comparando a ET medida no lisímetro com os valores estimados pelo METRIC e STSEB, observaram que ambos os modelos subestimam apenas 5%, com média de 5,4 mm d<sup>-1</sup> em ambos os casos. Os autores analisaram um satisfatório estimativo erro quadrático médio (RMSE) de 0,8 mm d<sup>-1</sup> com METRIC e 0,7 mm d<sup>-1</sup> com STSEB.

Silva et al., (2021) obtiveram resultados coerentes utilizando o algoritmo SEBAL para determinar a ETr diária com aqueles inferidos pelo método de Penman-Monteith; os erros absolutos variaram de 0,26 a 0,44 mm d<sup>-1</sup> e os relativos de 5,24 a 8,96% na cultura da banana. Resultados satisfatórios encontrados por Silva et al., (2019) na cultura da cana-de-açúcar irrigada, aplicando o modelo METRIC mostrou-se eficaz na estimativa da ETa, porém os autores afirmam que existe a necessidade de melhorar o

processo de calibração do modelo para que se obtenha resultados mais coerentes. Isso se relaciona diretamente à escolha dos pixels âncoras, propondo então a automatização.

De acordo com Diniz et al., (2021) determinando a evapotranspiração real diária com o algoritmo METRIC em área cultivada com bananeira irrigada na região do Ceará, observaram resultados em consonância aos encontrados na bibliografia, e que também foram e semelhantes aos valores empiricamente determinados pelo método de Penmann- Monteith, considerado método padrão pela FAO. As diferenças entre os métodos encontrados foram relativamente baixas, inferiores a 7,5%, enquadrando-a em um nível de precisão satisfatório e aceitável.



## **4. MATERIAL E MÉTODOS**

### **4.1 Caracterizações das Áreas de Estudo**

#### **a) Município de Sousa**

A área fica localizada no Município de Sousa, Paraíba, cultivada com coqueiro-anão com as seguintes coordenadas 6°49'57.77"S 38°18'16.67"O, a uma altitude de 234 m sobre o nível do mar (Figura 1). Situada na microrregião homônima e na mesorregião do Sertão Paraibano, no oeste do Estado da Paraíba, distante 438 km de João Pessoa, capital do Estado. O município encontra-se com toda sua área territorial inserida na sub-bacia do Rio do Peixe, pertencente à bacia hidrográfica do Rio Piranhas-Açu, cujos rios principais cortam a zona urbana do município. O principal açude é o São Gonçalo, situada no distrito homônimo, com capacidade para 44,6 milhões de metros cúbicos de água.

Segundo a classificação de Koppen-Geiger, o clima do município de Sousa é tropical semiárido (do tipo Bsh), com temperatura média 26,7 °C, e precipitação média de 872 mm anuais, concentrados entre janeiro e abril, sendo março o mês de maior precipitação (227 mm). Enquanto, a evaporação anual chega a ultrapassar os 3.000 mm. As temperaturas predominantes são altas e em média variam, com mínimas de 22 °C e máximas de 38 °C. O clima tropical semiárido é caracterizado pela escassez e irregularidade de chuvas, assim como a forte evaporação por conta das altas temperaturas. A umidade relativa do ar compensada é de 61%, sendo mais elevada nos meses mais chuvosos, podendo chegar a níveis críticos nos meses mais secos (INMET, 2016).

Os solos predominantes na área são o Argissolo Vermelho e o Vertissolo Háplico. A vegetação natural é classificada como Caatinga hiperxerófila, sem folhas na estação seca, com abundância de cactáceas e plantas de pequeno porte (IBGE, 2023).

**Figura 1-** Localização da área experimental no município de Sousa-PB, destacando a parcela amostral com o cultivo de coqueiro (em amarelo).



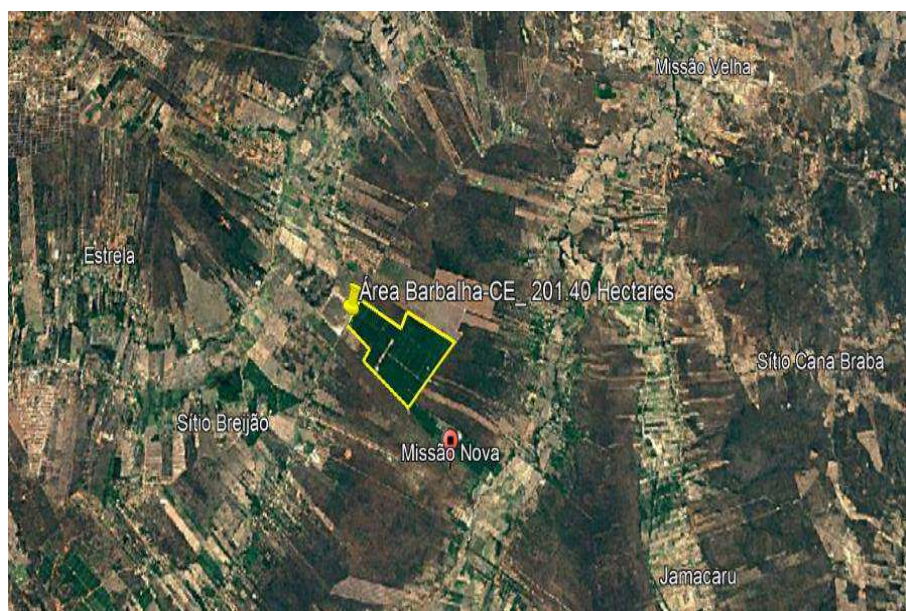
Fonte: Google Earth Pro, 2022.

#### **b) Município de Barbalha**

A área utilizada na pesquisa fica localizada na divisa dos municípios de Barbalha e Missão Nova (Figura 2), região sul do Estado do Ceará, com as seguintes coordenadas geográficas: 07° 17' 07.91" de latitude Sul, 39° 12' 58" de longitude Oeste e elevação de 398 metros em relação ao nível do mar (GOOGLE EARTH PRO, 2020).

O solo local é constituído por uma associação de Latossolos Vermelho - Distróficos (ARAÚJO et al., 2013). Segundo classificação de Koppen-Geiger, o clima da localidade é do tipo quente e úmido (Aw), com regime de chuvas tropical austral (w) dividido em dois períodos, sendo o primeiro com chuvas concentradas no período de janeiro a abril, e o segundo iniciando em maio e perdurando até dezembro, totalizando 1.075,8 mm de precipitação média anual. A temperatura média anual é de 24,9 °C, umidade relativa do ar superior a 80%, taxa de insolação de 2.848 horas anual e velocidade média do vento próximo a 1,90 m s<sup>-1</sup>, entretanto, a taxa evaporativa supera 2000 mm/ano, reforçando a importância da suplementação hídrica via irrigação (MEDEIROS et al., 2013).

**Figura 2-** Localização da área experimental de Barbalha- CE, destacando a parcela amostral com o cultivo irrigado da banana nanica (em amarelo).



Fonte: Google Earth Pro, 2022.

Os municípios de Barbalha e Missão Velha são os maiores produtores de banana da região, haja vista que apresentam microclima ideal ao seu desenvolvimento. Considerando que a precipitação da região é inferior ao requerimento hídrico da banana ( $1200 \text{ mm ano}^{-1}$ ), necessita-se de complementação pelo uso da irrigação (MEDEIROS et al., 2013).

#### 4.2 Aquisições das imagens

Foram utilizadas três imagens de cada área de estudo, geradas pelo *Operational Land Imager - OLI* e *Thermal Infrared Sensor - TIRS* do satélite Landsat 8 aproximadamente às 09 hrs 45 min (hora local), da órbita 216 e ponto 65 para o município de Sousa- PB e órbita 217 e ponto 65 para o município de Barbalha-CE adquiridas junto ao United States Geological Survey-USGS (Serviço Geológico dos Estados Unidos). As imagens têm resolução espacial de 30 m e resolução espectral disponíveis em 16 bits, o que significa uma intensidade em cada pixel entre 0 e 65.535 níveis de cinza, garantindo maior detalhamento das informações geradas.

As escolhas das imagens foram selecionadas utilizando dias com baixa cobertura de nuvens para obter uma melhor qualidade de processamento, e atendendo os requisitos da pesquisa e as datas com a representação das condições de cobertura do solo em período chuvoso e seco, respectivamente (Tabela 1).

**Tabela 1-** Datas de captação das imagens utilizadas no processamento

Áreas	Datas- 2016		
Sousa	15 de maio	16 de junho	06 de outubro
Barbalha	22 de maio	10 de agosto	29 de outubro

#### 4.3 Software e pacotes de funções utilizados

As imagens OLI utilizadas são compostas de sete bandas espectrais (bandas 2 a 7, e a banda 10 a termal). Essas imagens correspondem à passagem do Landsat 8 às 9:00 hrs (tempo local) no ano de 2016. Os processamentos foram realizados com o software ERDAS IMAGINE: empilhamento das bandas, recorte das imagens empilhadas na ferramenta RASTER no ícone Spectral que é um modelo que permite graficamente criar um fluxograma de trabalho e executar este a partir de dados de entrada, que produz uma saída, geralmente uma imagem do tipo Raster, a partir de um ou mais dados de entrada.

As operações matemáticas para cada etapa atribuída ao estudo foram feitas através da ferramenta Model Maker, encontrada no ícone Toolbox, sendo uma ferramenta indispensável para o processamento das imagens e na obtenção das estimativas dos balanços de radiação e energia.

Com os dados das imagens e os dados meteorológicos, citados a continuação, foi possível iniciar o processamento e a calibração do algoritmo no software ERDAS IMAGINE- 2014.

#### 4.4 Dados Meteorológicos Horários

Para realização da pesquisa dados climáticos foram adquiridos junto ao Instituto Nacional de Meteorologia-INMET, nas estações meteorológicas automáticas localizadas em São Gonçalo e Barbalha (INMET, 2016) (Tabela 2 e 3). A estação de São Gonçalo/PB (Código Estação: A333) referente aos dados da área de Sousa, está localizada na Latitude: -6.835777, Longitude: -38.311583 e Altitude: 237,04. A estação de Barbalha/CE (Código Estação: A315) encontra-se na Latitude: -7.30083333, Longitude: -39.27111111 e Altitude: 409,41.

**Tabela 2-** Dados horários da estação meteorológica no município de Sousa- PB

Datas	Temp Max °C	Temp Min °C	Umidade relativa (%)	Vento (m/s)	Insolação (horas)	Rad MJ/m <sup>2</sup> /dia	ET0 (mm dia <sup>-1</sup> )
15/05/2016	34,8	21,2	88	1,1	10,6	22,7	5,30
16/06/2016	34,0	20,0	81	2,5	10,5	21,5	5,36
06/10/2016	37,2	24,0	63	2,4	11,0	26,9	6,02

Fonte: INMET, (2016)

**Tabela 3-** Dados horários da estação meteorológica no município de Barbalha- CE

Datas	Temp Max °C	Temp Min °C	Umidade relativa (%)	Vento (m/s)	Insolação (horas)	Rad MJ/m <sup>2</sup> /dia	ET0 (mm dia <sup>-1</sup> )
22/05/2016	35,1	21,9	74	2,8	9,6	21,2	3,84
10/08/2016	35,3	19,0	66	1,1	9,6	22,2	4,89
29/10/2016	38,0	19,2	53	0,6	10,7	26,4	4,59

Fonte: INMET, (2016)

#### 4.5 Cálculos da evapotranspiração de referência

Com base nos dados obtidos das estações meteorológicas foram determinadas as Evapotranspiração de Referência (ET<sub>0</sub>) para ambas as áreas por meio da Equação 1, que remete a uma etapa fundamental para determinar a evapotranspiração utilizando algoritmo METRIC.

$$ET_{\theta} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \left( \frac{900}{T_{ar} + 273} \right) \cdot U_2}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \cdot (e_s - e_a) \quad (1)$$

Em que  $ET_{\theta}$  é a evapotranspiração de referência (mm.dia<sup>-1</sup>);  $R_n$  é o saldo de radiação (MJ.m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>);  $G$  o fluxo de calor no solo (MJ.m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>), considerado de valor insignificante quando se utiliza de cálculos diários;  $T$  a temperatura média diária do ar (°C);  $U_2$  é a velocidade do vento média diária a 2 m de altura (m.s<sup>-1</sup>);  $e_s$  a pressão de vapor na saturação (kPa);  $e_a$  é a pressão atual de vapor média diária (kPa);  $\Delta$  é a declividade da curva de pressão de vapor (kPa/°C);  $\gamma$  o coeficiente psicrométrico (kPa/°C) é considerado constante,  $\gamma = 0,0622$  kPa °C<sup>-1</sup>, pois ele é uma função da pressão atmosférica, a qual varia muito pouco ao longo do ano (95,03 kPa), e também do calor latente de evaporação da água, que é pouco afetado pela temperatura, sendo recomendado um valor médio igual a 2,45 MJ kg<sup>-1</sup>.

A Equação 2 é utilizada para determinação da declividade da curva de pressão de vapor.

$$\Delta = \frac{4098 \cdot \left[ 0,6108 \cdot e^{\left( \frac{17,27 \cdot T}{T+237,3} \right)} \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (2)$$

O método FAO-PM 56 permite ainda calcular a evapotranspiração real da cultura ( $ET_c$ ) multiplicando a ( $ET_0$ ), determinada pelo método de Penman-Monteith, pelo Coeficiente de Cultura ( $K_c$ ), segundo recomendações de Allen et al., (1998) Equação 3.

$$ET_c = ET_0 \cdot K_c \quad (3)$$

Essa relação é um indicador da umidade na zona radicular da cultura, podendo, portanto, ser utilizada para o gerenciamento da irrigação (TEIXEIRA et al., 2016). Os valores de  $K_c$  variam em função dos estágios das culturas analisadas.

Para a área cultivada com coqueiro irrigado, foi utilizado um coeficiente de cultura médio  $K_c$  de 1,00, valor recomendado por Allen et al. (1998) e utilizado por Miranda et al., (2007) para coqueiros em estado intermediário de crescimento, após o quinto ano no semiárido brasileiro. Para a área cultivada com banana irrigada, foi aplicado um coeficiente de cultura médio ( $K_c$ ) de 1,20 de acordo com Silva et al., (2012) e Costa, (2009).

#### 4.6 Estimativas dos parâmetros através do balanço de energia

O balanço de energia de superfície é conduzido utilizando a equação do balanço de energia na superfície (Equação 4), onde a evapotranspiração real ( $ET$ ) é calculada como o resíduo de diferença entre a radiação líquida para a superfície e as perdas devido ao fluxo de calor sensível (energia usada para aquecer o ar) e fluxo de calor do solo (energia armazenada no solo e na vegetação).

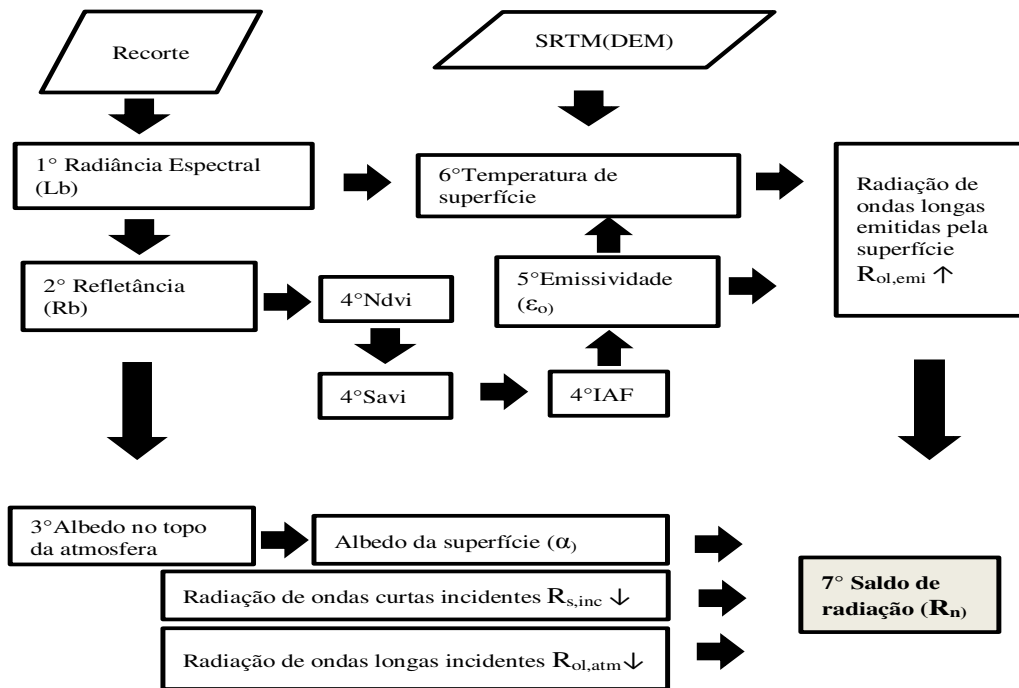
$$LE = R_n - G - H \quad (4)$$

Sendo  $LE$  = Fluxo de calor latente ( $W / m^2$ );  $R_n$  = radiação líquida na superfície ( $W / m^2$ );  $G$  = Fluxo de calor do solo ( $W / m^2$ ) e  $H$  = Fluxo de calor sensível ( $W / m^2$ ).

As estimativas de cada um dos termos da equação acima são obtidas a partir de imagens de sensoriamento remoto.

Em resumo, para a obtenção da radiação líquida na superfície, também chamada de saldo de radiação, necessita-se de dados da radiação de entrada e saída, do albedo de superfície associado e frações de emissividade para as bandas de ondas curtas e longas.

**Figura 3-** Fluxograma do processo de obtenção do saldo de radiação



Fonte: Autor

## 4.7 Calibração do Algoritmo METRIC

### 1ª Etapa: Radiância espectral ou Calibração Radiométrica (L<sub>b</sub>)

A primeira etapa corresponde à energia solar refletida por cada pixel por unidade de área, de tempo, ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite Landsat-8 OLI para as bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 e a banda 10 da termal. A radiância espectral foi determinada com base nos termos aditivo e multiplicativo, necessários para converter os valores quantizados e calibrados do nível de cinza de cada banda em radiância espectral. Foram utilizados coeficientes radiométricos referentes à radiância, disponibilizados nos arquivos de metadados das imagens. Para a determinação da radiância espectral em cada banda se utilizou a Equação 5 (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., (2016).

$$L_b = Add_{rad,b} + Mult_{rad,b} \cdot ND_b \quad (5)$$

Em que,  $Add_{rad,b}$  é o termo aditivo e  $Mult_{rad,b}$  o multiplicativo, relativos à radiância (extraídos do metadados de cada imagem do OLI) e  $ND_b$  é a intensidade de cada pixel e a banda (valores entre 0 e 65.365), observados a partir das imagens.

## 2ª Etapa: Reflectância Monocromática Planetária ( $r_b$ )

Foi necessário, novamente, converter os valores quantizados e calibrados do nível de cinza de cada banda do OLI, dessa vez para a refletância monocromática planetária. Para isto, foram utilizados os coeficientes radiométricos referentes à refletância, disponibilizados nos metadados das imagens (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016). A refletância monocromática de cada pixel-  $r_b$  ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ), determinada pela Equação 6:

$$r_b = \frac{(Add_{ref,b} + Mult_{ref,b} \cdot ND_b)}{\cos Z \cdot d_r} \quad (6)$$

Em que,  $Add_{ref,b}$  o termo aditivo e  $Mult_{ref,b}$  o multiplicativo, relativos à refletância e  $ND_b$  a intensidade de cada pixel. Que foram extraídos dos metadados de cada imagem e  $d_r$  obtido conforme a Equação 7:

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{DSA \cdot 2 \cdot \pi}{365}\right) \quad (7)$$

Em que,  $d_r$  é a distância relativa Terra-Sol; DSA é o dia sequencial do ano e o argumento da função  $\cos$  está em radianos. O valor médio anual de  $d_r$  é igual a 1,00 (variando de 0,97 a 1,03). O cosseno do ângulo zenital solar ( $Z$ , adimensional) é obtido a partir do ângulo de elevação do Sol ( $E$ , graus), disponibilizado nos metadados das imagens, de acordo com a Equação 8:

$$\cos Z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad (8)$$

Para os cálculos dos pesos foram determinados os coeficientes de cada banda das imagens, seguindo a metodologia (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016), utilizando-se a Equação 9:

$$k_b = \frac{\pi \cdot L_b}{r_b \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (9)$$

Em que,  $k_b$  ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ) foi calculada a irradiância solar espectral de cada uma das bandas refletivas do Landsat 8 OLI no Topo da Atmosfera (TOA). Em seguida, foram calculados os pesos ( $\rho_b$ , adimensional) para cada banda do OLI, onde o valor do  $\rho_b$  de cada banda espectral, foram obtidos através da razão entre o  $k_b$  daquela banda e o



somatório de todos os  $k_b$  do Landsat 8 OLI (STARKS et al., 1991; CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2005b; SILVA et al., 2016), a partir da Equação 10.

$$\rho_b = \frac{k_b}{\sum k_b} \quad (10)$$

Os pesos calculados foram empregados no cômputo do albedo planetário na etapa seguinte.

### 3ª Etapa: Albedo da superfície ( $\alpha_s$ )

O albedo da superfície é dado pela razão entre a radiação solar refletida pela radiação solar global incidente à superfície em todo o domínio da radiação de onda curta à superfície (0,3 a 3,2  $\mu\text{m}$ ) (ALLEN et al., 2007a). No METRIC o cômputo do  $\alpha_s$  é obtido através da Equação 11 com a combinação linear das reflectâncias monocromáticas de cada banda:

$$\alpha_s = \sum_{b=1}^n (\rho_{s,b} \cdot \omega_b) \quad (11)$$

Em que  $\omega_b$  expressa o peso de cada banda,  $\rho_{s,b}$  a reflectância de cada banda do TM, sendo que a reflectância de cada banda corrigido os efeitos atmosféricos é dada pela razão entre a radiação solar refletida-  $R_{out\ s,b}$  por cada banda e a radiação incidente-  $R_{in\ s,b}$  (Equação 12), ambas à superfície, o que pode ser feito segundo expressão (ALLEN et al., 2007a):

$$\rho_{s,b} = \frac{R_{out\ s,b}}{R_{in\ s,b}} = \frac{\rho_{t,b} - \rho_{a,b}}{\tau_{in,b} \cdot \tau_{out,b}} \quad (12)$$

Em que:  $\rho_{s,b}$  é a refletividade do pixel à superfície,  $\rho_{t,b}$  é a refletividade da banda b no topo da atmosfera,  $\rho_{a,b}$  é a refletância atmosférica,  $\tau_{in,b}$  é a transmissividade atmosférica para a radiação solar incidente e  $\tau_{out,b}$  é a transmissividade para a radiação solar refletida pela superfície. Segundo Allen et al., (2007a)  $\tau_{in,b}$  e  $\tau_{out,b}$  são responsáveis pela atenuação de ambos os feixes de radiação difusa.

A refletividade da banda b no topo da atmosfera é estimada de acordo com a Equação 13 (ALLEN et al., 2007a):

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi L_{t,b} d^2}{ESUN_b \cos \theta_{rel}} \quad (13)$$

Em que:  $L_{t,b}$  = energia refletida na banda b do satélite ( $Wm^{-2}ster^{-1}\mu^m^{-1}$ ),  $dr$  = distância Terra-Sol em astronômico unidades,  $ESUN_b$  é a média solar radiação exoatmosférica sobre a banda b ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ );  $\cos \theta_{rel}$  é o cosseno do ângulo solar de incidência (ou ângulo do zênite solar) em relação ao normal para a inclinação da superfície da terra e pode ser determinado por meio da Equação 14 (ALLEN et al., 2007a).

$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(S) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(S) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(S) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(S) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\gamma) \sin(S) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (14)$$

Em que  $\delta$  é a declinação do sol,  $\phi$  é a latitude central da cena,  $s$  é a inclinação do pixel ( $s = 0$  para horizontal e  $s = \frac{\pi}{2}$  para declividade vertical);  $\omega$  é o ângulo horário em radiano ( $\omega = 0$  ao meio-dia, negativo de manhã e positivo à tarde);  $\gamma$  é o ângulo azimutal da superfície ( $\gamma = 0$  para declividades orientadas para o sul,  $\gamma = -\frac{\pi}{2}$  para declividades orientadas a leste,  $\gamma = +\frac{\pi}{2}$  para declividades a oeste e  $\gamma = \pm \pi$  para declividades orientadas ao norte). A reflectância atmosférica-  $\rho_{a,b}$ , é dada pela Equação 15 (ALLEN et al., 2007a):

$$\rho_{a,b} = C_b(1 - \tau_{in,b}) \quad (15)$$

Em que  $C_b$  é o coeficiente derivado de modelo de transferência radiativa. Os valores das transmitâncias são obtidos segundo Allen et al. (2007a) pelas equações 16 e 17:

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 P}{K_1 \cos \theta_{hor}} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_{hor}} \right] + C_5 \quad (16)$$

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[ \frac{C_2 P}{K_1 \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (17)$$

Em que  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ,  $C_4$  e  $C_5$  são os coeficientes derivados do modelo de transferência radiativa, utilizados os indicados segundo Allen et al. (2007a),  $P$  é a pressão atmosférica (kPa),  $W$  é a água precipitável (mm),  $K_1$  é o coeficiente de turbidez atmosférica (valor padrão = 1,0),  $\theta_{hor}$  é o ângulo zenital solar,  $\eta$  é o ângulo de visão do sensor relativo a perpendicular de uma superfície plana e horizontal. No caso do Landsat, o  $\cos \eta = 1$ . O valor do  $\theta_{hor}$  é obtido pela redução da Equação 16, dando origem a Equação 17.

#### 4ª Etapa: Índice de vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

O Normalized Difference Vegetation Index (*NDVI*), é alcançado através da razão entre a diferença das refletâncias do infravermelho próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_V$ ), pela soma das mesmas, de acordo com os pesquisadores (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009; ARRAES et al., 2012; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; SOUZA, 2014), segundo a Equação 18. As bandas correspondentes, no caso do Landsat 8, são as bandas 4 e 5.

$$NDVI = \frac{(\rho_{IV} - \rho_V)}{(\rho_{IV} + \rho_V)} \quad (18)$$

Dentre os índices de vegetação é o mais difundido. O NDVI normaliza a razão simples para o intervalo de -1 a +1. Onde as áreas de vegetação mais intensa aproximam-se dos patamares superiores, e áreas inundadas do limite inferior. Constitui-se em um dos índices de vegetação de maior difusão, com larga aplicabilidade em estudos de culturas agrícolas, florestais e climáticos (LI et al., 2014; KE et al., 2015).

Em 1988, Huete desenvolveu o índice de vegetação ajustado ao solo, Soil Adjusted Vegetation Index (*SAVI*), que é uma melhoria do NDVI. O SAVI é obtido a partir da aplicação da constante L, minimizando os efeitos da cor do solo nos seus resultados. A constante L varia entre 0 e 1, de acordo com a densidade da vegetação, sendo o valor 1 adotado para áreas com pouca cobertura vegetal, já para áreas com cobertura intermediária é representada por L=0,5, para áreas muito densas, geralmente adota-se a constante L= 0.25. Quando o L é igual a 0, o SAVI é idêntico ao NDVI (HUETE 1988; QI et al., 1994).

O SAVI é determinado pela equação 19 (ALLEN et al., 2002; OLIVEIRA, 2012; SOUZA, 2014).

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{L + (\rho_{IV} + \rho_V)} \quad (19)$$

Onde, L é a constante de ajuste ao solo, que depende do tipo de solo, o valor mais utilizado pelos pesquisadores é 0,5 (ALLEN et al., 2002; ACCIOLY et al., 2002; BOEGH et al., 2002; BRAZ et al., 2015). Utilizou-se nessa pesquisa 0,1 conforme estudos mais recentes (ALLEN et al., 2007a; SOUZA, 2014).

O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação e é tido como um indicador da biomassa de cada pixel da imagem (ALLEN et al., 2002). Tem por base em sua

equação o cálculo envolvendo o SAVI, utilizando a Equação 20, recomendada por Allen et al. (2002):

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (20)$$

### 5ª Etapa: Emissividades

Como cada pixel por si só não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, existe a necessidade de acrescentar à emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal –  $\epsilon_{NB}$  (10,4 – 12,5  $\mu\text{m}$ ). Dessa forma, para o cálculo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, considera-se a emissividade no domínio da banda larga –  $\epsilon_0$  (5 – 100  $\mu\text{m}$ ).

Segundo ALLEN et al., (2007a), as  $\epsilon_{NB}$  e  $\epsilon_0$  podem ser obtidas e validadas, para  $NDVI > 0$  (indicando vegetação) e para  $IAF \leq 3$ , onde se aplica as conforme as Equações 21 e 22, abaixo:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot IAF \quad (21)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF \quad (22)$$

Ainda utilizando as condições sugeridas por ALLEN et al., (2007a) para pixels com valores de  $IAF > 3$ , se considerou  $\epsilon_0 = \epsilon_{NB} = 0,98$ . Quando  $NDVI \leq 0$  (indicando água) considerar  $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,985$ .

### 6ª Etapa: Temperatura da Superfície ( $T_s$ )

O cálculo da temperatura de superfície ( $T_s$ ) obtém-se em kelvin, utilizando a equação 23 (ALLEN et al., 2002; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2011; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; SOUZA et al., 2016).

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{b,10}} + 1\right)} \quad (23)$$

Sendo  $L_{b,10}$  a radiância espectral da banda termal do Landsat 8 do sensor TIRS;  $\epsilon_{NB}$  a emissividade obtida anteriormente, e  $K_1$  e  $K_2$  que são constantes de calibração da banda termal 10 do Landsat 8 TIRS ( $K_1 = 774,89$  e  $K_2 = 1321,08 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ), extraídos dos metadados das imagens processadas.

### 7ª Etapa: Saldo de radiação- $R_n$ ( $\text{W m}^{-2}$ )

O saldo de radiação de uma superfície representa a quantidade de energia na forma de ondas eletromagnéticas disponíveis para repartir entre os fluxos de energia necessários aos processos de evapotranspiração, aquecimento do ar, aquecimento do solo e fotossíntese (MACHADO et al., 2014). Este índice representa uma importante variável no estudo do potencial dos alvos quanto à sua absorção e reflexão de energias de ondas curtas e longas, e é fundamental fator nos processos de troca de calor e massa entre a superfície e a atmosfera, (SILVA et al., 2005).

Calculado a partir da equação 24.

$$R_n = R_{s,inc} \cdot (1 - \alpha_s) - R_{ol,emi} + R_{ol,atm} - (1 - \varepsilon_0) \cdot R_{ol,atm} \quad (24)$$

Onde,  $R_{s,inc}$  é a radiação de onda curta incidente;  $\alpha_s$  o albedo corrigido ou albedo superficial de cada pixel;  $R_{ol,emi}$  a radiação de onda longa emitida por cada pixel;  $R_{ol,atm}$  a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel e  $\varepsilon_0$  a emissividade de cada pixel.

Na determinação do saldo de radiação diária à superfície ( $R_{n24h}$ ,  $W m^{-2}$ ), mediante modelo calibrado para condições verificadas no semiárido brasileiro (SILVA et al., 2011; SILVA et al., 2012), utilizou-se a Equação 25.

$$R_{n24h} = R_{s24h} (1 - \alpha_s) - 123 \cdot \tau_{sw24} \quad (25)$$

Em que  $R_{s24h}$  é a radiação solar global diária ( $W m^{-2}$ );  $\alpha_s$  é o albedo superficial;  $\tau_{sw24}$  é a transmissividade média diária utilizada para converter o saldo diário em  $MJ m^{-2}$ . O fator 0,0864 é multiplicado por  $R_{n24h}$ , conforme já usado em várias aplicações por diversos pesquisadores.

### **Radiação de Onda Longa Emitida ( $R_{ol,emi}$ )**

Para o cálculo de radiação de onda longa emitida por cada pixel foi utilizado a Equação 26 de Stefan-Boltzman, segundo ALLEN et al. (2002):

$$R_{ol,emi} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (26)$$

Onde,  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel (Equação 22);  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ ) e  $T_s$  a temperatura da superfície em Kelvin (Equação 23).

No cálculo da  $R_{ol,emi}$ , o METRIC recomenda que se faça uma correção atmosférica ( $L_{b,10c}$ ) na radiância espectral da banda termal do Landsat 8 do sensor TIRS, o que deve ser feito por meio da Equação 27 (ALLEN et al., 2007a):

$$L_{b,10c} = \left( \frac{L_{b,10} - R_p}{\tau_{NB}} \right) - (1 - \varepsilon_{NB}) \cdot R_{sky} \quad (27)$$

Em que  $L_{b,10c}$  é a radiância da banda termal corrigida ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{um}^{-1}$ ),  $L_{b,10}$  é a radiância da banda termal obtida ao nível orbital ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{um}^{-1}$ ),  $R_p$  é a radiância de trajetória na faixa espectral da banda 6 ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{um}^{-1}$ ),  $\tau_{NB}$  é a transmitância atmosférica da banda termal,  $\varepsilon_{NB}$  é a emissividade de cada pixel (Equação 22) e  $R_{sky}$  é a radiância de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície para céu limpo. Os valores para  $R_p$  e  $\tau_{NB}$  requerem o uso de uma radiação atmosférica modelo de simulação de transferência, como MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Transmission). Na falta de um modelo de correção atmosférica, correções no cálculo de  $L_{b,10c}$  são ignorados definindo  $R_p = 0$ ,  $\tau_{NB} = 1$  e  $R_{sky} = 0$  (ALLEN et al., 2007a).

### **Radiação de Onda Curta Incidente ( $R_{s,inc}$ )**

A radiação solar de onda curta incidente é o fluxo de radiação solar direta mais a difusa que atinge a superfície terrestre, em condições de céu claro (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011) é dada pela seguinte Equação (28):

$$R_{s,inc} = S \cdot \cos \theta \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (28)$$

Onde:  $S$  é a constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ ),  $d_r$  o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (Equação 7),  $\cos \theta$  é o cosseno do ângulo zenital solar (Equação 14),  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica (Equação 16). É empregado o  $\cos \theta$  (BASTIAANSEN, 2000; ALLEN et al., 2002; SILVA & BEZERRA, 2008).

A radiação de onda curta de banda larga que chega como direta e difusa na superfície da Terra  $\text{W m}^{-2}$  representa a principal fonte de energia para ET (Allen et al., 2007a).

### **Radiação de Onda Longa Incidente ( $R_{ol,atm}$ )**

A radiação de onda longa incidente pela atmosfera na direção da superfície, também computada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade atmosférica do ar, segundo a Equação 29 (BASTIAANSEN, 1995; ALLEN et al., 2002; BASTIAANSEN et al., 2005).

$$R_{ol,atm} = \varepsilon_{atm} \cdot \sigma \cdot T_{ar}^4 \quad (29)$$

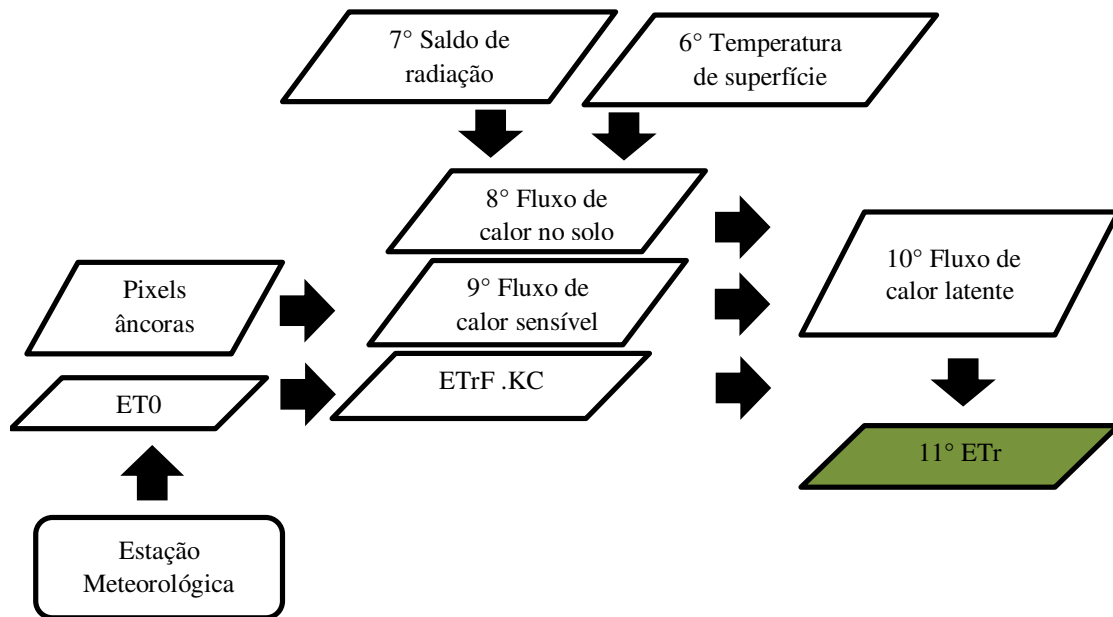
Onde,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ );  $T_{ar}$  a temperatura do ar instantânea na estação meteorológica (K) e  $\varepsilon_{atm}$  a emissividade

atmosférica do ar em função da transmissividade atmosférica instantânea ( $\tau_{sw}$ ) alcançada através da Equação 30.

$$\epsilon_{atm} = 0,85 \cdot (-\tau_{sw})^{0,09} \quad (30)$$

Após obtenção do saldo de radiação, há continuidade para a estimativa dos demais integrantes do balanço de energia, fluxo de calor no solo (G), calor sensível (H) e calor latente (LE), para mensurar a evapotranspiração real da cultura (Figura 4).

**Figura 4-** Fluxograma do processo de obtenção do balanço de energia



Fonte: Autor

### 8ª Etapa: Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo é a taxa de calor armazenada pelo solo e pela vegetação, foi obtido através da Equação 31, desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos à passagem do satélite.

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha_s} \cdot (0,0038 \cdot \alpha_s + 0,0074 \cdot \alpha_s^2) \cdot (1 - 0,98 \cdot NDVI^4) \right] \cdot R_n \quad (31)$$

Onde  $T_s$  é a temperatura da superfície (Equação 23),  $\alpha_s$  é o albedo superficial (Equação 11). Para efeito de correção dos valores de fluxo de calor no solo para corpos de água, onde o  $NDVI < 0$  poderá utilizar a seguinte expressão:  $G = 0,5 \cdot R_n$ , segundo Allen et al., (2002).

## 9ª Etapa: Fluxo de calor sensível (H)

O fluxo de calor sensível é a perda de calor por convecção da superfície para o ar criada por um gradiente de temperatura próximo à superfície (ALLEN et al., 2013). Para se determinar o fluxo de calor sensível (H) é necessário se escolher dois pixels, chamados de pixels âncoras (quente e frio), e assim determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ) em todos os pixels da área de estudo.

Existem duas formas de selecionar estes pixels, visualmente e de forma automática (estatística). A intervenção humana (procedimento visual) no processo de escolha manual dos pixels produz bons resultados só quando a seleção é feita por operadores com experiência. Ainda, o processo de selecionar visualmente estes na imagem pode demorar muito, geralmente precisando de um processo iterativo. Assim, o processo de seleção dos pixels dessa forma apresenta uma dependência humana e qualquer erro é incorporado na determinação final da evapotranspiração.

No presente estudo foi utilizada a seleção automática dos pixels para prover uma calibração mais consistente reduzindo a dependência do observador na calibração, aumentando a exatidão e rapidez do processo e provendo um processo automático e consistentemente exato. A escolha automática dos pixels frio e quente foi realizada utilizando o algoritmo de Allen et al., (2013).

O fluxo de calor sensível H em cada pixel foi estimado com base na velocidade do vento e na temperatura do solo usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície dT entre dois níveis da superfície:

$$H = \rho c_p \frac{(a+bTs)}{r_{ah}} \quad (32)$$

Onde:  $\rho$  é a massa específica do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar, a e b são constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis  $Z_1$  e  $Z_2$ , Ts a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) e  $r_{ah}$  a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{s m}^{-1}$ ). A temperatura da superfície do solo é fornecida pelo satélite.

O cálculo de  $r_{ah}$  ( $\text{s m}^{-1}$ ) utiliza a velocidade do vento extrapolada para 200 m acima da superfície. Como  $r_{ah}$  e H são desconhecidos para cada pixel na imagem realiza-se um processo iterativo. Para isto,  $r_{ah}$  é estimado assumindo-se uma condição de estabilidade neutra da atmosfera, dada pela Equação 33:



$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (33)$$

Sendo  $Z_1$  e  $Z_2$  as alturas acima da superfície (0,1 e 2,0 m);  $u_*$  é a velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ ) e  $k$ , a constante de Von Karman (0,41). Para a Equação 33 e as seguintes os dados de velocidade do vento ( $u_*$ ) e da altura média da vegetação ( $h$ ) foram utilizados dados da estação meteorológica.

A velocidade de fricção foi calculada usando o perfil logarítmico do vento, por meio da Equação 34 para condição de estabilidade neutra.

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)} \quad (34)$$

Onde:  $u_*$  é a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) na altura  $Z_x$  (m) e  $Z_{om}$  o coeficiente de rugosidade dado é obtido pela Equação 35 em função da altura média da vegetação na estação, segundo Brutsaert (1982), considerando um raio igual à metade da resolução espacial do Landsat 8 OLI/TIRS e a altura de obtenção da velocidade do vento.

$$Z_{om} = 0,12 \cdot h \quad (35)$$

Assumindo que a atmosfera esteja em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento ao nível de  $Z_x = 200$  m [ $u_{200}$  ( $\text{m s}^{-1}$ )] pela equação 36. Esta situação chamada de “*blending height*”, admite que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, e assim, a velocidade do vento ao nível de 200 m é espacialmente constante.

$$u_{200} = \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{k} \quad (36)$$

Ainda considerando  $u_{200}$  constante em toda a área estudada, se obteve à velocidade de fricção ( $u_*$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ), através da Equação 37:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \quad (37)$$

Quando existir água ou presença de nuvens nas imagens, utiliza-se  $Z_{om} = 0,005$ . O  $Z_{om}$  (m) obtido pixel a pixel em função do SAVI e, utilizando a velocidade do vento a 200 m ( $u_{200}$ ) e  $Z_x = 200$ , segundo Bastiaanssen (2000), é obtido através da Equação 38:

$$Z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 \times SAVI) \quad (38)$$

É necessário se identificar a condição de estabilidade atmosférica, já que os valores de H obtidos não representam adequadamente o fluxo de calor sensível de cada pixel. A teoria da similaridade de Monin-Obukhov é utilizada para identificar a condição de estabilidade atmosférica de cada pixel e se efetivar a correção da estabilidade para o transporte de momento e calor sensível. Utilizou-se para identificar as condições de estabilidade da atmosfera o comprimento de Monin-Obukhov-  $L_{monin}$  (m), seu cálculo foi em função dos fluxos de calor e de momentum, dado pela Equação 39.

$$L_{monin} = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (39)$$

Em que, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ); H o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ), obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade e  $\rho$  a massa específica do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ ), calculada conforme Equação 40.

$$\rho = 3,486 \cdot \frac{P_o}{T_s \cdot \left(1 - 0,378 \cdot \frac{e_a}{P_o}\right)} \quad (40)$$

Em que  $e_a$  é a pressão real de vapor d'água atmosférico (kPa), de acordo com Allen et al. (1998).

Os valores de  $L_{monin}$  definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se  $L_{monin} < 0$ , a atmosfera é considerada instável; se  $L_{monin} > 0$ , a atmosfera é considerada estável e se  $L_{monin} = 0$ , a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum ( $\psi_m$ ) e de calor ( $\psi_h$ ) devem ser considerados. Para isto, foram utilizadas as formulações de Paulson (1970) e Webb (1970), Equações 41 e 44b.

i) Condição de instabilidade I (se for  $L_{monin} < 0$ ):

$$\psi_{m(100m)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5 \cdot \pi \quad (41)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \cdot \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (42a)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \cdot \ln \left( \frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (42b)$$

Em que:

$$x_{(200m)} = \left( 1 - 16 \frac{200}{L_{monin}} \right)^{0,25} \quad (43a)$$

$$x_{(2m)} = \left( 1 - 16 \frac{2}{L_{monin}} \right)^{0,25} \quad (43b)$$

$$x_{(0,1m)} = \left( 1 - 16 \frac{0,1}{L_{monin}} \right)^{0,25} \quad (43c)$$

ii) Condição de estabilidade II (se for  $L_{monin} > 0$ ):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \cdot \left( \frac{2}{L_{monin}} \right) \quad (44)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \cdot \left( \frac{2}{L_{monin}} \right) \quad (45a)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \cdot \left( \frac{0,1}{L_{monin}} \right) \quad (45b)$$

iii) Condição de neutralidade (se for  $L_{monin} = 0$ ):  $\Psi_m = 0$  e  $\Psi_h = 0$ .

O valor corrigido para a velocidade de fricção ( $u_*$ ,  $m s^{-1}$ ) é dado pela Equação 46.

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln \left( \frac{200}{Z_{om}} \right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (46)$$

Em que,  $k$  a constante de Von Karman (0,41),  $u_{200}$  é a velocidade do vento a 200 m ( $m s^{-1}$ );  $Z_{om}$  é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e  $\Psi_{m(200m)}$  é a correção da estabilidade para o transporte de *momentum* a 200 m.

Quando se obtiver o  $u_*$  corrigido terá o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ,  $s m^{-1}$ ) a partir da Equação 47.

$$r_{ah} = \frac{\ln \left( \frac{Z_2}{Z_1} \right) - \Psi_{h(Z_2)} + \Psi_{h(Z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (47)$$

Sendo  $Z_2 = 2,0$  m,  $Z_1 = 0,1$  m e  $\Psi_{h(Z_2)} = 2,0$  m e  $\Psi_{h(Z_1)} = 0,1$  m.

Corrigidos os valores de  $u_*$  e  $r_{ah}$  retorna-se à determinação da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente, em que foi ganho, conseqüentemente, a estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ).

A diferença de temperatura do ar próxima à superfície do solo,  $dT$ , foi calculada admitindo-se que essa diferença pode ser obtida em função da temperatura radiométrica de cada pixel, de acordo com a Equação 48:

$$dT = a + b \cdot T_{ar} \quad (48)$$

Onde  $a$  e  $b$  são coeficientes obtidos com base nas condições verificadas nos pixels âncoras (quente e frio) e  $T_{ar}$  é a temperatura de cada pixel ( $^{\circ}\text{C}$ ). Os coeficientes  $a$  e  $b$  são determinados utilizando dois pares de valores para  $dT$  e  $T_s$ , pelas Equações 49 e 50:

$$a = \frac{dT_q - dT_f}{T_{S_q} - T_{S_f}} \quad (49)$$

$$b = \frac{dT_q - a}{T_{S_q}} \quad (50)$$

Onde  $T_{S_q}$  e  $T_{S_f}$  são as temperaturas da superfície nos pixels quente e frio ajustados ao dado de elevação para cada pixel na imagem usando o modelo digital de elevação.

As diferenças de temperatura nos pixels quentes  $dT_q$  são obtidas pela equação 51.

$$dT_q = \frac{H_q \cdot r_{ahq}}{\rho_q \cdot c_p} \quad (51)$$

No pixel quente, o  $H$  é calculado pela equação 52.

$$H_q = R_{nq} - G_q - 0,10 \cdot \lambda \cdot ET_0 \quad (52)$$

Onde,  $\rho$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) é a massa específica do ar,  $c_p$  o calor específico do ar a pressão constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) e  $T_{sup}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $R_n$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) e  $G$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) foram obtidos exatamente na coordenada do pixel quente da imagem.

As diferenças de temperatura nos pixels frios  $dT_f$  são obtidas pela equação 53.

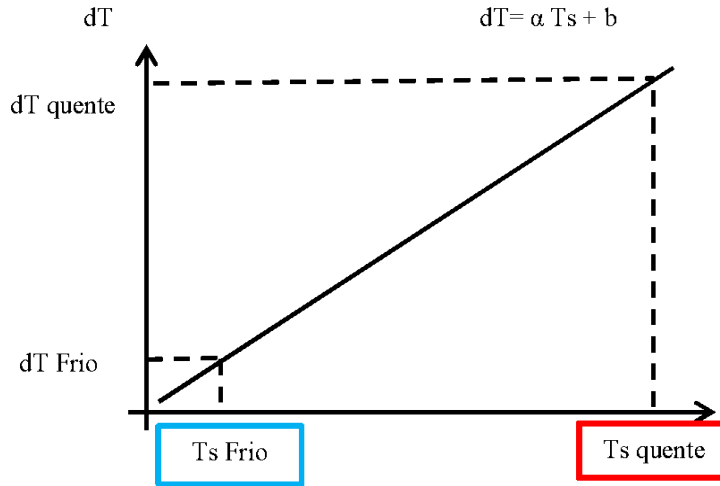
$$dT_f = \frac{H_f \cdot r_{ahf}}{\rho_f \cdot C_p} \quad (53)$$

Onde  $r_{ah_f}$  é estimado para as condições de estabilidade e para a rugosidade da superfície do pixel frio;  $\rho_f$  é a densidade do ar calculado para o pixel frio,  $C_p$  o calor específico do ar, a pressão constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ).

O valor de H no pixel frio é calculado pela equação 54.

$$H_f = R_{nf} - Gf - 1,05 \cdot \lambda \cdot ET0 \quad (54)$$

**Figura 5-** Representação da seleção de pixels âncora e relação linear entre a temperatura da superfície (Ts) e a gradiente de temperatura próximo à superfície (dT).



Fonte: Autor

Nessa etapa o algoritmo seleciona os candidatos a pixel quente e a pixel frio, que são combinados em pares e aplicados na função que obtém os coeficientes a e b para aplicação na Equação 48, que determina o gradiente de temperatura dT e utilizado no cálculo de H (Equação 32).

O pixel frio foi selecionado dos 20% pontos mais frios e mais vegetado das imagens, selecionando os 5% das áreas mais frias e mais vegetadas das imagens, que compreende um 1% dos pixels mais frios da área irrigada. Tem um valor de ETrF de 1,05 quando totalmente vegetado.

O pixel quente foi selecionado dos 2% da área mais quente e menos vegetados da imagem, identificando os 20% mais quentes dos 10% dos menores valores de vegetados e ainda ter uma Fração da Evapotranspiração de Referência ETrF<sub>quente</sub> (coeficiente cultura) associado com o ETrF de um solo nu ETrF<sub>nu</sub>.

Posteriormente, a Fração da Evapotranspiração de Referência (ETrF) do pixel frio e quente, é calculada:

$$ETrF_{frio} = 1,54 \text{ NDVI} - 0,10 \quad (55)$$

$$ETrF_{quente} = [(fc \text{ ETrF}_{frio} + (1 - fc) \text{ ETrF}_{nu}] \quad (56)$$

Onde:  $fc = (\text{NDVI}_{quente} - \text{NDVI}_{nu}) / (\text{NDVI}_{total} - \text{NDVI}_{nu})$ ,

$$ETrF_{nu} = 0,10$$

Frequentemente, durante a calibração do METRIC usa-se um valor  $ET_{rF_{quente}}$  de 0,05 ou 0,10. O  $NDVI_{total}$  é o NDVI de aproximadamente 80% da vegetação total, que pode ser ajustada para caber na imagem.

### 10ª Etapa: Fluxo de calor latente (LE)

O fluxo de calor latente – LE ( $W\ m^{-2}$ ) é o calor utilizado na mudança de fase da água da forma líquida para a gasosa. Representa a taxa de calor cedida à água da superfície (solo e plantas) para que ocorra a evapotranspiração. Nesta fase do METRIC, o seu cálculo é bem simples, pois conhecidos os fluxos de calor sensível, de calor no solo e o saldo de radiação, o calor latente, LE, é calculado a partir da equação geral do balanço de energia  $LE = R_n - G - H$ , apresentada anteriormente (Equação 4), em que os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

### 11ª Etapa: Evapotranspiração diária ( $ET_{r24h}$ )

A evapotranspiração- ET no instante da imagem de satélite é calculado para cada pixel dividindo LE pelo calor latente de vaporização, originando a Equação 57:

$$ET_{ins} = 3,600 \cdot \frac{LE}{\lambda \rho_w} \quad (57)$$

Onde  $ET_{inst}$  = evapotranspiração diária ( $mm\ h^{-1}$ ); 3,600 conversão de segundos a horas,  $\rho_w$  é a densidade da água ( $1000\ Kg\ m^{-3}$ ) e  $\lambda$  é o calor latente de vaporização ( $J\ kg^{-1}$ ) que é calculado através da Equação 58:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,15)] \cdot 10^6 \quad (58)$$

A fração de evapotranspiração de referência ( $ET_{rF}$ ) é calculada como a razão do ET instantâneo calculado ( $ET_{inst}$ ) de cada pixel para a evapotranspiração de referência ( $ET_r$ ) calculado a partir de dados meteorológicos aplicados a Equação 59, segundo Allen et al. (2007) supõem que a  $ET_{rF}$  permanece constante durante todo o dia.

$$ET_{rF} = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (59)$$

Onde  $ET_{inst}$  é da Equação 58 ( $mm\ h^{-1}$ ) e  $ET_r$  é a evapotranspiração de referência horária segundo FAO-56 (ALLEN et al., 1998). No cálculo de  $ET_{rF}$  na acima, cada pixel refere-se a um único valor para  $ET_{inst}$ , que é derivado de um valor comum para  $ET_r$ , derivado do representante dados da estação meteorológica.

Finalmente, o  $ET_{r24h}$  (mm dia<sup>-1</sup>) é calculado pela Equação 61, para cada pixel da imagem:

$$ET_{r24h} = C_{rad} (ET_r F)(ET_{r_{24}}) \quad (60)$$

Sendo  $ET_r F$  é assumido igual ao  $ET_r F$  determinado no momento de passagem do satélite;  $ET_{r_{24}}$  = a evapotranspiração de referência diária; e  $C_{rad}$  = termo de correção usado em terreno inclinado para correto para variação em 24 hrs versus disponibilidade instantânea de energia (ALLEN et al., 2007).

## 5. ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Todas as estimativas dos parâmetros biofísicos foram avaliadas utilizando estatística descritiva por meio das principais medidas de posição e dispersão (média, desvio padrão e coeficiente de variação).

### 5.1 Validação dos resultados: análise de erros entre $ET_{r24h}$ - METRIC e Método de Penman-Monteith

Já na análise da precisão das estimativas das evapotranspirações obtidas pelo METRIC e pelo de Penman- Monteith foram utilizados o erro absoluto médio (EAM) e o erro relativo médio (ERM) obtido através das Equações 61 e 62 descritas abaixo:

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |ET_{Metric} - ET_{Penman}| \quad (61)$$

$$ERM = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{ET_{Metric} - ET_{Penman}}{ET_{Penman}} \right| \quad (62)$$

Em que:  $ET_{Metric}$  e  $ET_{Penman}$  correspondem, respectivamente, aos valores da evapotranspiração através do METRIC e do método de Penman-Monteith.

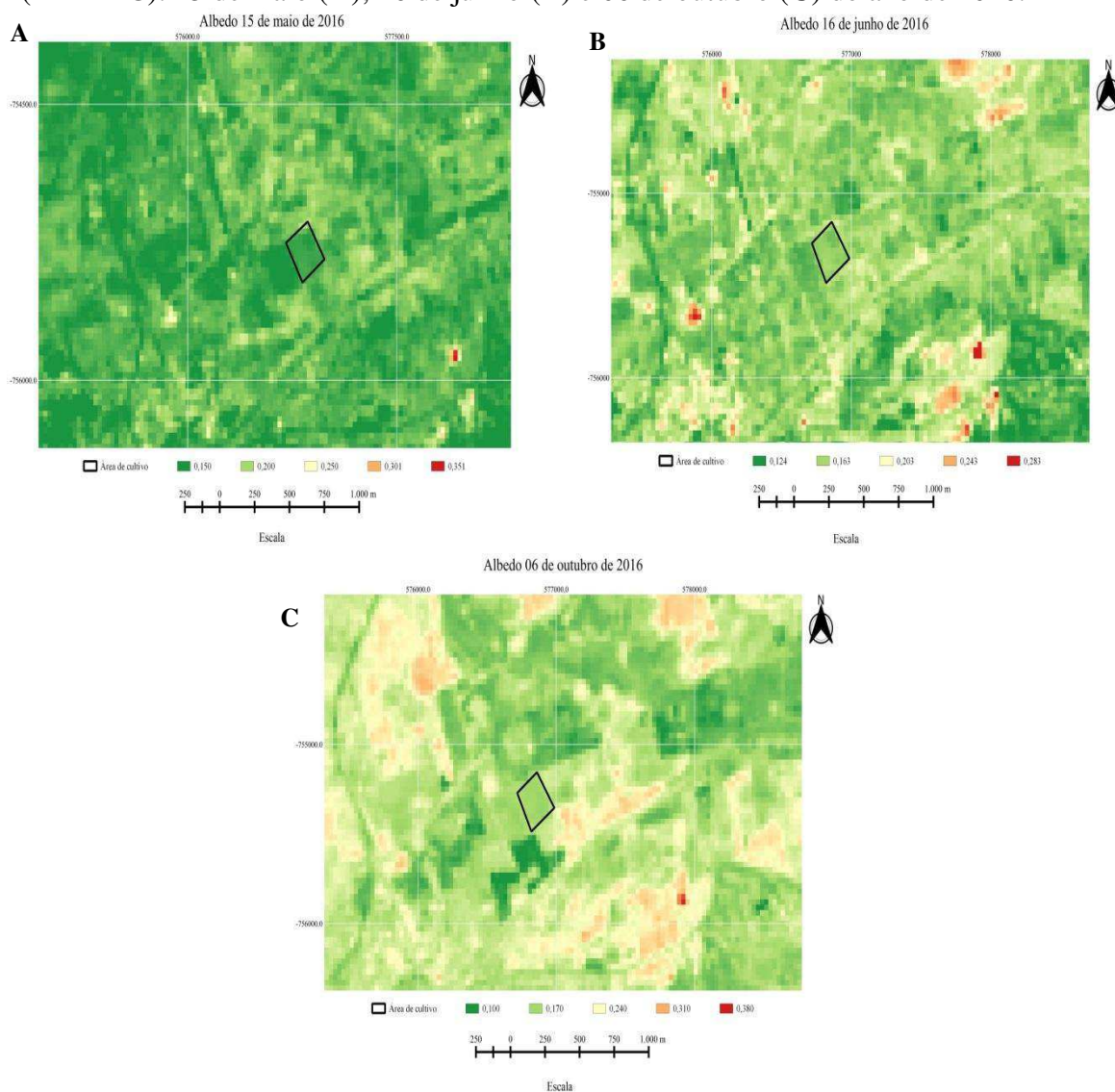
## 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL PELO MODELO METRIC PARAMETRIZADO NA CULTURA DO COQUEIRO

#### 6.1 Albedo de superfície

Nas cartas temáticas do albedo obtidas com as imagens do LANDSAT-8, observa-se que o valor na área irrigada apresenta um coeficiente de variação (CV) de 6,44% entre as datas estudadas. As médias dos albedos de superfície foram de 0,150; 0,165 e 0,170, respectivamente, para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) (Figura 6).

**Figura 6-** Carta temática do albedo da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.





Esses resultados são semelhantes aos encontrados por Silva, Braga & Braga (2011) e Silva et al., (2012) utilizando imagens do LANDSAT 5, encontrando-se uma variação no albedo entre 0,154 e 0,183. Silva et al., (2016), usando imagens do LANDSAT-8, verificaram uma variação nas médias do albedo de 0,166 a 0,182. Ambas as pesquisas citadas foram realizadas na mesma região deste estudo em pomares de coqueiros irrigados.

A variação do albedo na área irrigada entre as datas pode ser relacionada à sazonalidade, pois, de acordo com Oliveira et al., (2012), as precipitações promovem redução da radiação refletida pelo solo aumentando o índice de área foliar da vegetação.

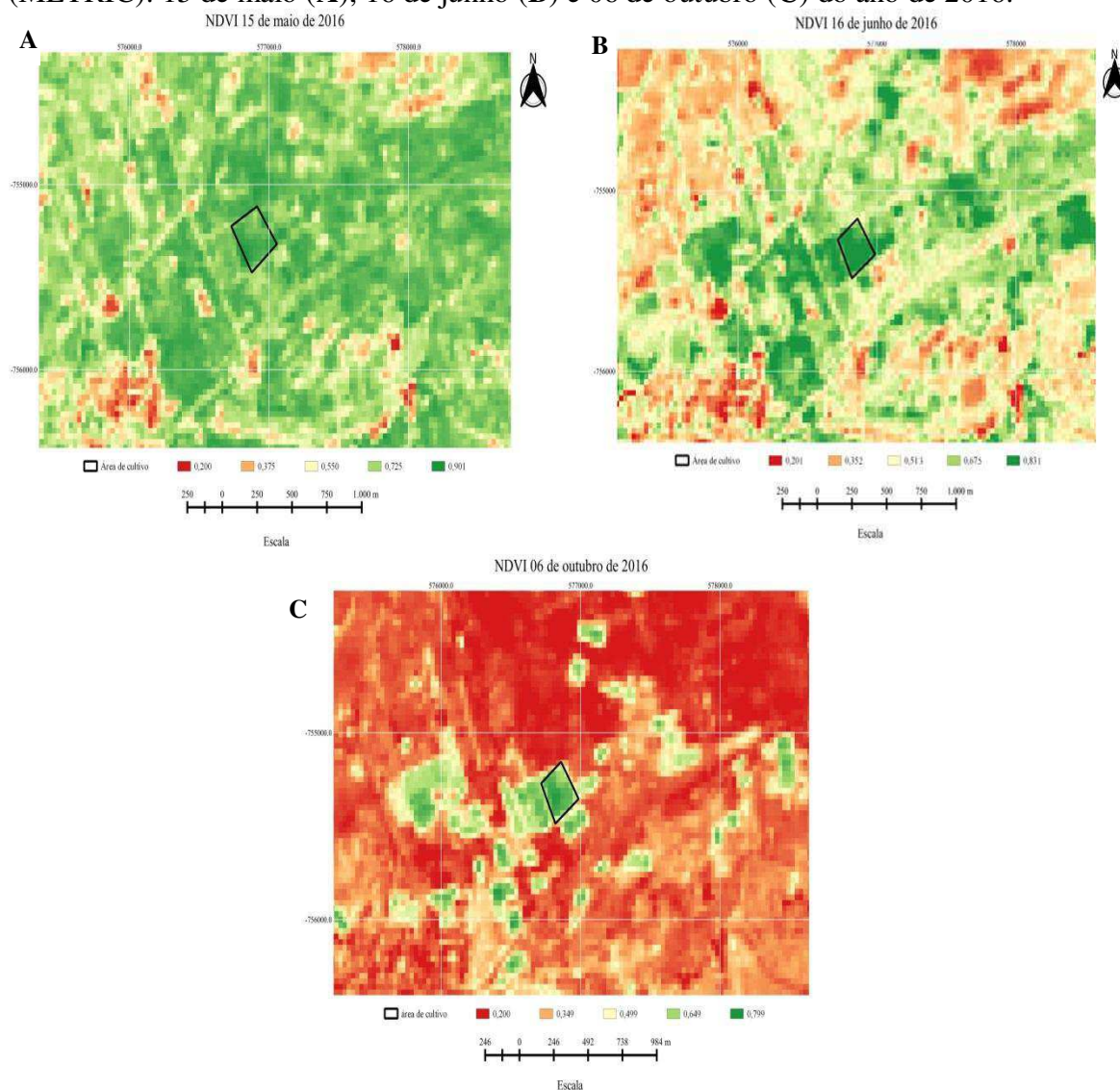
A elevação do albedo no transcurso do ano é devido a aumento na temperatura, redução da umidade no solo e conseqüentemente queda no índice de vegetação, sendo isto observado por pesquisas com sensoriamento remoto no semiárido brasileiro Silva et al., (2005); Sobrinho et al., (2005); Bezerra et al., (2014); Martins & Galvani, (2020); Silva et al., (2021).

Todavia, os albedos das áreas irrigadas são mais claramente diferentes de áreas de vegetação nativa em meses mais distantes da estação chuvosa (SILVA et al., 2016). Os índices de vegetação NDVI e IAF são variáveis correlacionadas com o albedo de superfície, os quais são discutidos nos itens a seguir.

## 6.2 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

Analisando o NDVI na cultura do coqueiro irrigado em diferentes períodos do ano (Figura 7), podemos perceber que os índices diminuíram a medida do transcurso do ano, com os valores de 0,901; 0,831 e 0,724 para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C), respectivamente, se obtendo um CV de 16,39%.

**Figura 7-** Carta temática do NDVI da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.



A razão do maior NDVI pode ser associada à precipitação, a principal causa dessas modificações em razão da umidade presente no solo, visto que 90% das precipitações ocorreram no intervalo de janeiro a maio (com o acumulado de 617,00 mm), enquanto, em outubro na região predomina período de estiagem e com maiores temperaturas médias. Esse incremento no NDVI no período chuvoso e a redução na época mais seca foram também observadas por Arraes et al., (2012); Bezerra et al.,

(2014); Lins et al., (2017). O NDVI está diretamente relacionado com a capacidade fotossintética da planta e é influenciada negativamente pelo déficit hídrico (ALLEN et al., 2010).

Mesmo com aplicação de água por irrigação, ocorreu uma redução no NDVI da cultura no período de estiagem. A tendência a qual foi observada anteriormente no albedo, portanto, há uma correlação entre as variáveis, afirmada por Bezerra et al., (2014), pois nessa circunstância a redução do NDVI, há um aumento da reflectância na faixa espectral do visível (albedo elevado) e absorver mais na faixa espectral do infravermelho, a qual promove a maior valor da temperatura de superfície.

Desde o ano de 2012 os índices pluviométricos na região do sertão paraibano estavam abaixo da média. Esse período foi marcado por limitações hídricas para a região. Ocorrendo cortes da irrigação nos pomares implantados com coqueiro, a consequência foi à redução das áreas colhidas em 83,73% no ano de 2015 em relação ao ano de 2011 com 1,353 hectares, refletindo uma queda no rendimento de frutos de 22000 para 6000 kg ha<sup>-1</sup> (redução de 72,72%) comparado a esse mesmo ano (IBGE, 2022). De modo, resultando não apenas na queda da produtividade, mas perdas de pomares e de plantas, causando desuniformidade nas áreas de cultivo, justificando as variações nos índices do NDVI e também do IAF apresentado posteriormente.

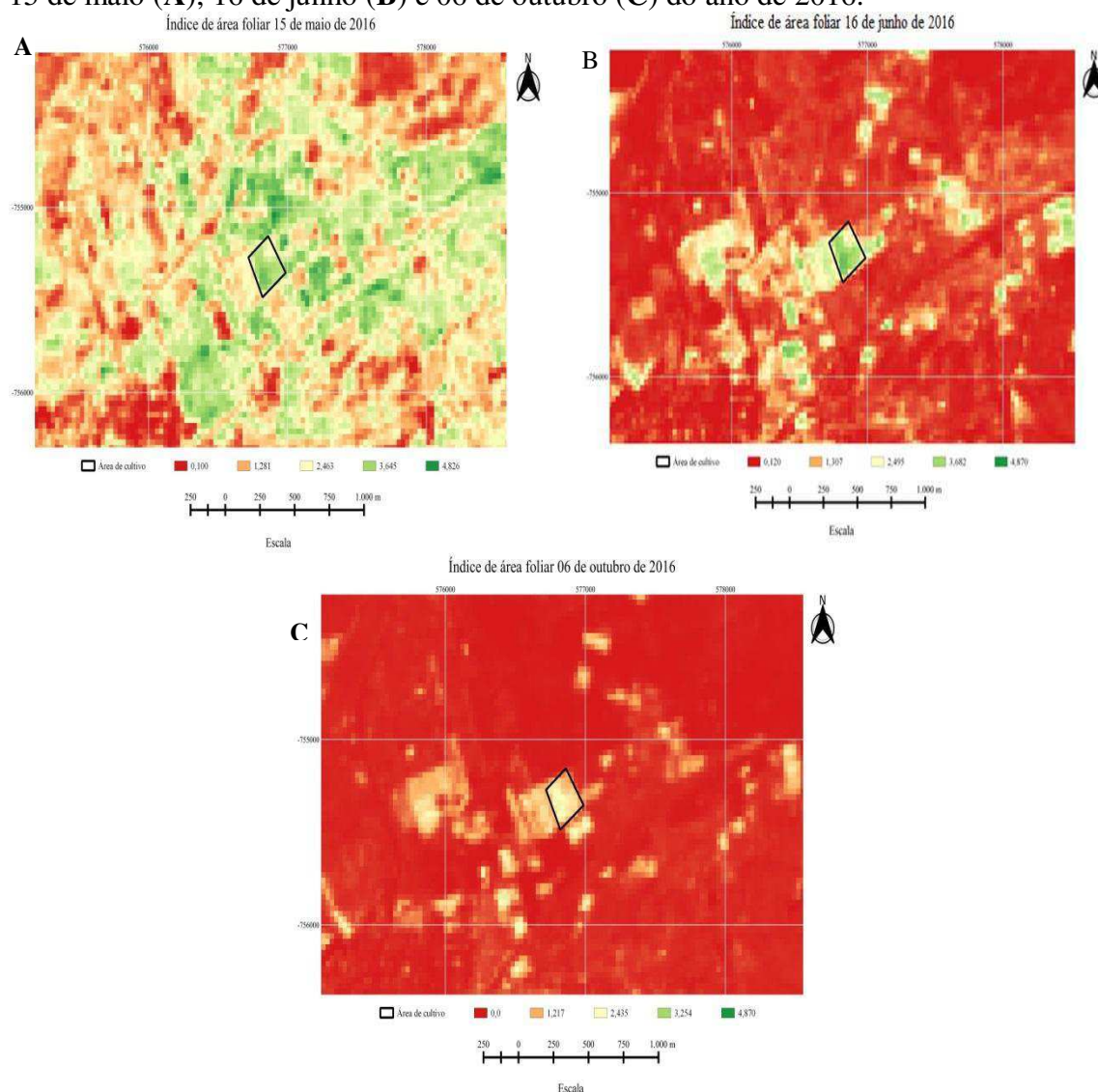
### **6.3 Índice de área foliar (IAF)**

O resultado do IAF foi semelhante ao encontrado para o NDVI, houve uma redução na área à medida que se distancia do período chuvoso (Figura 8). Lins et al., (2021) encontraram o índice de área foliar (IAF) da bacia hidrográfica do córrego Exu, assim, como NDVI, valores mais elevados nas datas com maior precipitação antecedente, o que destaca o regime de precipitação como decisivo no aumento dos índices de vegetação.

Os valores de IAF na área irrigada foram de 4,250; 3,682 e 2,435, respectivamente, para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016, apresentando o maior coeficiente de variação (CV: 26,87% ) entre as variáveis analisadas (Figura 8). Os maiores valores de IAF podem ser observados diante das tonalidades de verde-escuro, justamente nas áreas com coqueiro estudadas.

Nesses anos, a região vivenciava um racionamento de água, afetando as áreas irrigadas, impacto capturado e estimado pelo modelo de sensoriamento remoto.

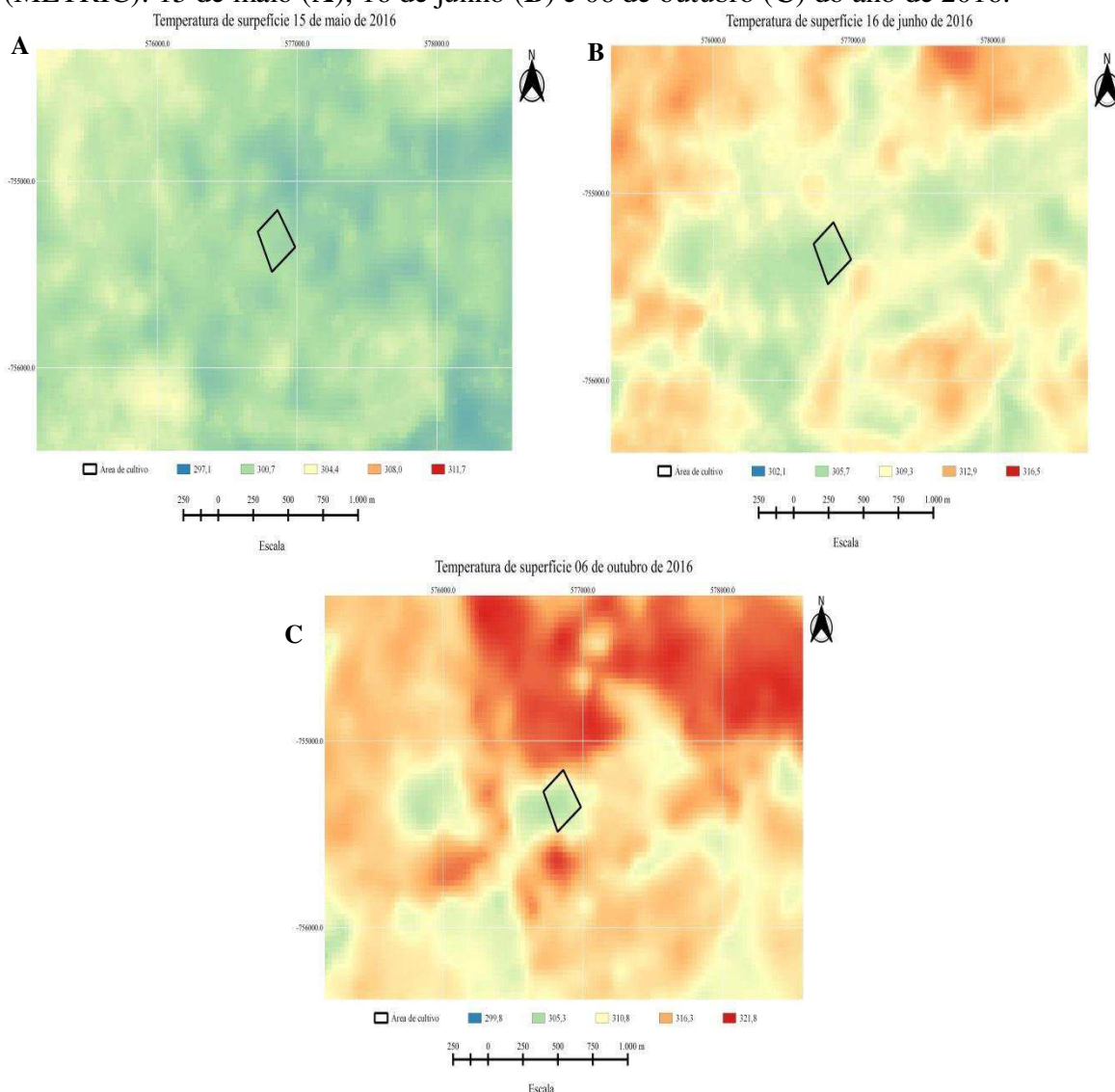
**Figura 8-** Carta temática do IAF da superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.



#### 6.4 Temperatura da superfície (Ts)

A condição de déficit hídrico e elevada insolação, pode ser indicada através da mensuração da temperatura de superfície (BEZERRA et al., 2014). Na Figura 9 são apresentadas as cartas temáticas da Ts na área implantada com coqueiro no período da passagem do satélite, correspondendo os valores de 25,75; 32,55 e 32,15 °C, para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016 respectivamente. A temperatura de superfície é uma importante variável a ser determinada, pois fornece informações sobre cobertura do solo e é utilizada para determinar outras variáveis.

**Figura 9-** Carta temática de temperatura de superfície no município de Sousa- PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.



É notória como a estação do ano diferencia as variáveis meteorológicas. Isto é, o incremento na cobertura vegetal na estação chuvosa, contribuiu na redução da temperatura de superfície. Observe-se que na data 15 de maio apresentou uma  $T_s$  em média na área irrigada de  $25,75^{\circ}\text{C}$ , não havendo distinção entre a área irrigada e as áreas subjacentes, isto devido às precipitações. Resultado consoante ao encontrado por Oliveira et al., (2012), pontuando que a precipitação favoreceu a diminuição da temperatura da superfície.

A área do coqueiral nos meses de junho e outubro foram registradas as maiores temperaturas de superfície em média geral ( $32,15^{\circ}\text{C}$ ). Na análise temporal, se estimou um CV de 12,66% para temperatura de superfície. Geralmente, a precipitação e cobertura vegetal reduzem a temperatura da superfície, mas Bezerra et al. (2014)

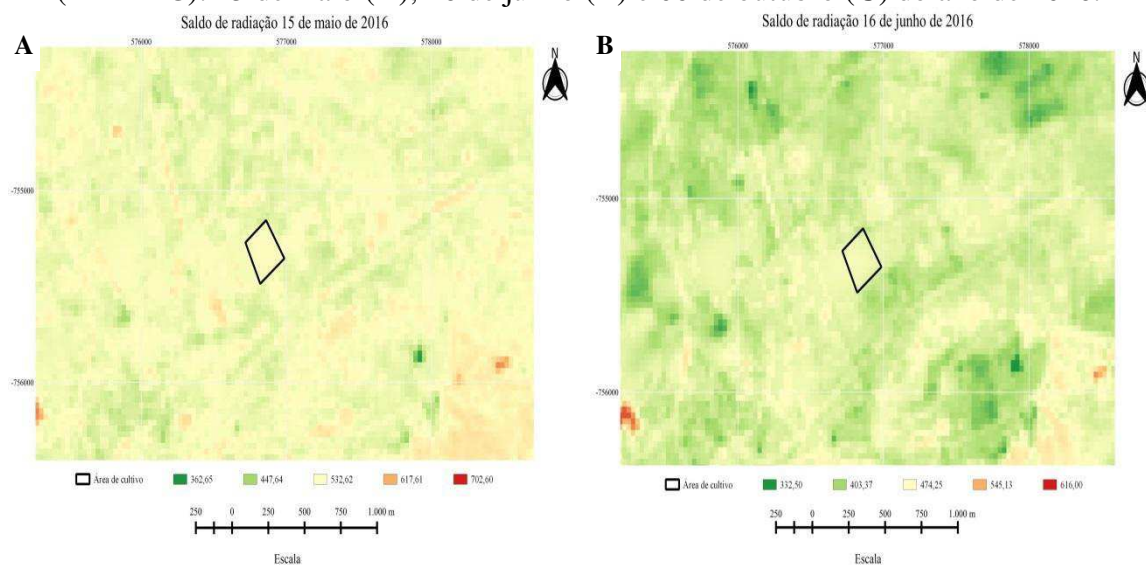
destacam outros parâmetros relacionados à sazonalidade, como as variáveis meteorológicas de radiação solar global incidente e a temperatura do ar.

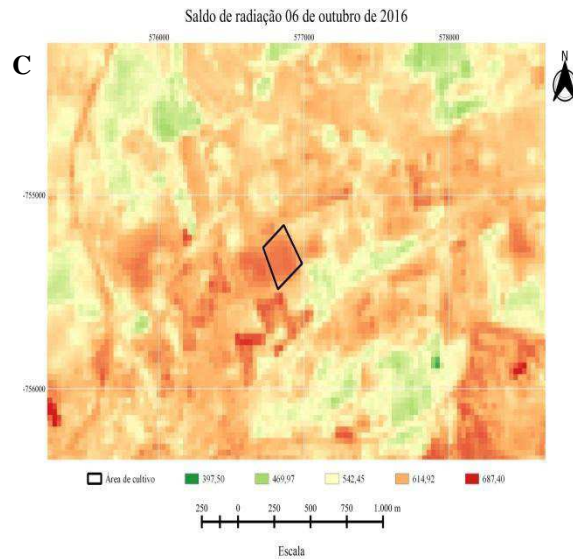
A elevação da temperatura da superfície no percurso do ano foi causada provavelmente pela redução no NDVI, e conseqüentemente com aumento da reflectância na faixa espectral do visível e maior absorção na faixa espectral do infravermelho. Segundo Gartland (2010), às elevadas temperaturas, são relacionadas à falta de cobertura do solo, acarretando uma constante incidência de radiação solar, e uma alta amplitude térmica, assim, aquecendo rapidamente durante o período de exposição solar, fazendo com que a temperatura aumente durante o dia, aumentando a irradiação de calor e sua temperatura. Nas áreas adjacentes não irrigadas foram detectadas temperaturas ainda mais elevadas, semelhante aos resultados observados por Silva et al., (2021) que encontraram os menores valores de temperatura de superfície nas áreas irrigadas e bem vegetadas.

### 6.5 Saldo de radiação (Rn)

O saldo de radiação (Rn) na superfície da terra tem grande importância nos processos de evaporação, fotossíntese e aquecimentos do solo e do ar, e pode ser quantificado mediante a contabilidade entre os fluxos radiativos ascendentes e descendentes, incluindo ondas longas e curtas (CUNHA et al., 2012; SANTOS et al., 2015). Segundo Nicacio (2008), o saldo de radiação em áreas de fruticultura pode variar entre 590 a 730 W m<sup>-2</sup>. Na área irrigada no pomar do coqueiro verificou-se saldo de radiação diário entre 490,13 e 687,40 W m<sup>-2</sup> (Figura 10).

**Figura 10-** Carta temática do Saldo de radiação da superfície no município de Sousa-PB (METRIC): 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.



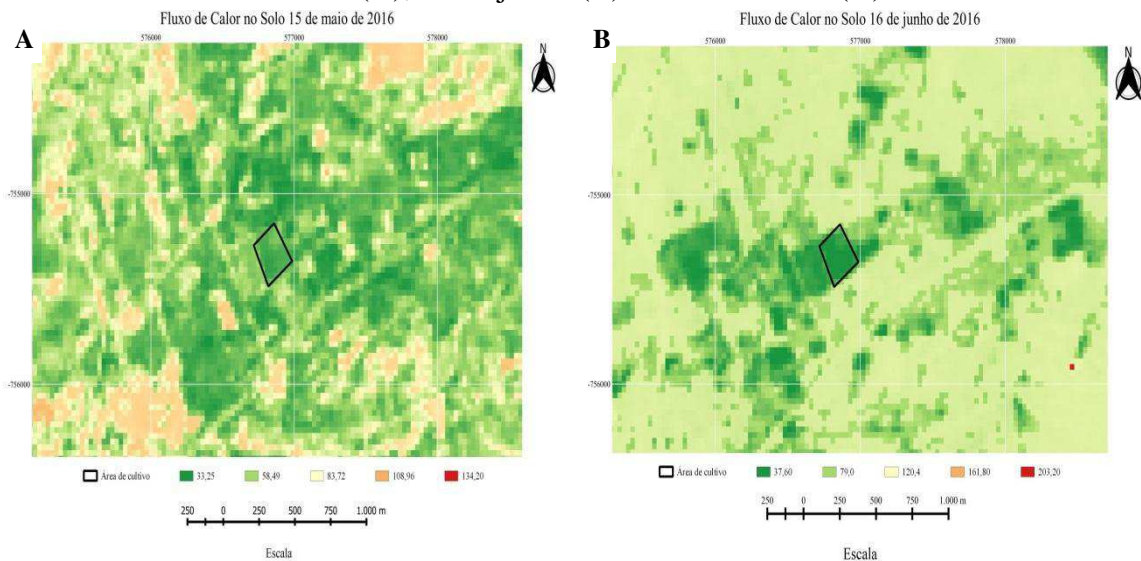


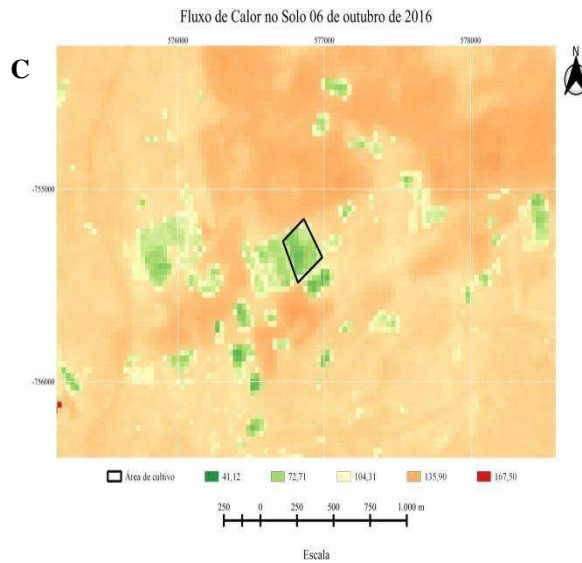
Silva et al., (2021) encontrou no semiárido do Nordeste que as áreas com melhor disponibilidade hídrica e consequentemente com maior índice de vegetação, menores valores no albedo e menores temperaturas de superfície apresentaram maiores valores de radiação de superfície.

### 6.6 Fluxo de calor no solo (G)

Na Figura 11 podemos observar as cartas temáticas do fluxo de calor no solo, para o município de Sousa. Para as datas analisadas, os valores de fluxo de calor no solo ficaram entre 33,25 e 72,71  $W m^{-2}$ , observando-se uma elevação no fluxo no calor no solo nos períodos prolongados de estiagem.

**Figura 11-** Cartas temáticas do fluxo de calor no solo de superfície no município de Sousa- -PB nos 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) de 2016.





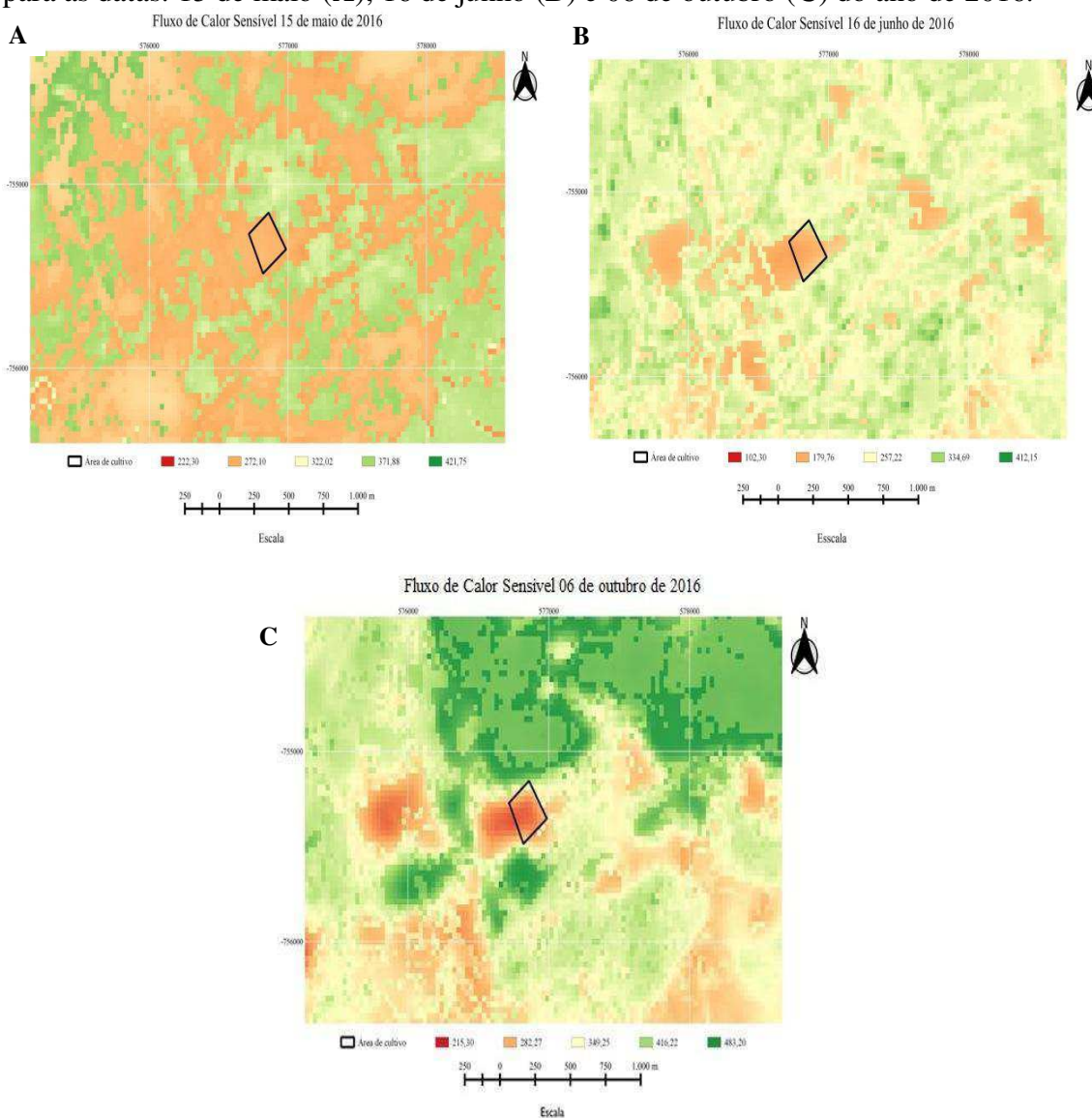
A variação da relação fluxo do calor no solo está relacionada com a configuração do sistema solo-planta do local, variando em função do tipo de solo e da quantidade de água no solo (BEZERRA et al., 2008), do tipo de cobertura (ALLEN et al., 2005; SANTOS et al., 2010) e do microclima local (ALLEN et al., 2007a). Os maiores valores de fluxo de calor estão relacionados às áreas com maior exposição de solo, precisamente na área com menor vegetação (menores índices de área foliar) e altos valores de temperatura da superfície do solo, como foi o caso da área de coqueiro no mês de outubro.



## 6.7 Calor Sensível (H)

Na Figura 12 podemos observar as cartas temáticas do calor sensível (H) para o município de Sousa, verificando-se que os valores de H variaram conforme as datas na área irrigada de 179,76 a 282,27 W m<sup>-2</sup>.

**Figura 12-** Cartas temáticas do fluxo de calor sensível (H) no município de Sousa-PB para as datas: 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) do ano de 2016.

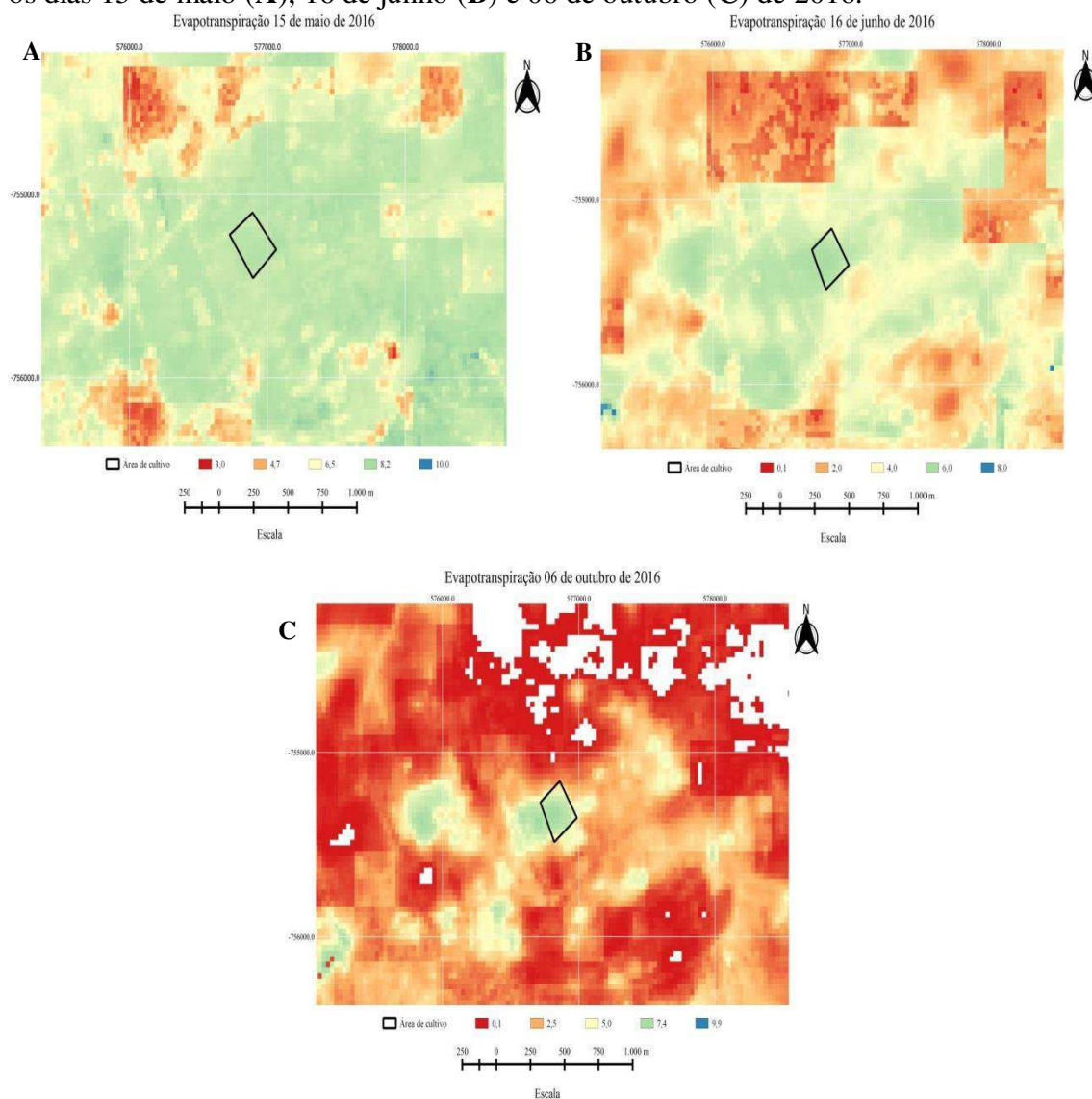


Apenas no mês de junho houve uma discrepância no valor de H, em geral, as áreas irrigadas não há variações temporais de H significativas (ARRAES et al., 2012). Compreende que o baixo valor de H no mês de junho foi devido ao registro de menor saldo de radiação e, efeito da sazonalidade da região, logo ocorreu menos energia para conversação.

## 6.8 Evapotranspiração Real diária (ETa)

As evapotranspirações reais diárias no coqueiral, para o município de Sousa nas datas foram de 8,2 mm dia<sup>-1</sup> para o dia 15 do mês de maio (A), no dia 16 do mês de junho de 6,0 mm dia<sup>-1</sup> (B) e para o dia 06 de Outubro 7,4 mm dia<sup>-1</sup> (C) (Figura 13).

**Figura 13-** Cartas temáticas da evapotranspiração atual no Município de Sousa-PB para os dias 15 de maio (A), 16 de junho (B) e 06 de outubro (C) de 2016.



O alto valor de evapotranspiração atual diária estimada pelo Algoritmo METRIC parametrizado na imagem do dia 15 de maio (8,2 mm dia<sup>-1</sup>), pode ser justificada devido ao fato que no dia 14 de maio (dia anterior a coleta da imagem), ocorreu uma precipitação significativa na área de 21,6 mm, imediatamente antes da passagem do satélite (entre 6 e 7 horas da manhã) e assim com certeza o conteúdo de água do solo e da planta estava alto, favorecendo a evapotranspiração. As precipitações antecedentes

das passagens do satélite na região de estudo, aumentam a umidade na vegetação que pode interferir na resposta dos alvos nos canais de refletividade (CUNHA et al., 2012).

Colaborando estes resultados Arraes et al., (2012), estimou a evapotranspiração maior quanto melhor distribuição temporal das chuvas. Silva et al., (2012) afirmam que o aumento da ETa, está associado à ocorrência de chuvas. É importante destacar também que, devido à precipitação acontecida o dia antes na área, ocorreu maior conteúdo de água no solo, provavelmente presente no dia 15 de maio pode ter sido um limitador para a aplicação do METRIC parametrizado, uma vez que valores altos de evaporação para o pixel quente diminuem o contraste hidrológico entre os pixels âncora, e pode ter conduzido a erros nas estimativas da ETa.

Na data do mês de junho, o efeito sazonal com menor Rn e maior umidade relativa, justificou a redução da ETa ( $6,0 \text{ mm d}^{-1}$ ). Silva et al., (2012), no município de São Gonçalo utilizando as imagens do satélite LANDSAT 5 do ano de 2008, como o algoritmo SEBAL, estimaram a ETa nos pomares de coqueiro irrigado, com variação entre 4,4 e 5,6 mm, entre os meses de agosto a dezembro (intervalo de estiagem).

Enquanto, na imagem do mês de outubro (Figura 13 C), observa-se o efeito sazonal do aumento na Rn neste período, a qual promoveu um aumento na evapotranspiração real diária. Estes resultados estão de acordo com os resultados encontrados por Sobrinho et al., (2005).

## 6.9 Evapotranspiração inferida com o método de Penman-Monteith

Na Tabela 4, se observa a Evapotranspiração atual inferida através do Método de Penman-Monteith, estimada multiplicando ET0 pelo coeficiente de cultura (Kc) do coqueiro.

**Tabela 4-** Evapotranspiração atual inferida através de Método de Penman-Monteith para o coqueiro, no município de Sousa.

Datas	Temp. (°C)		UR (%)	Vel. vento (m/s)	Insolação (horas)	Radiação (MJ/m <sup>2</sup> /dia)	ET0 (mm/dia)	ETr (mm/dia)
	Max	Min						
15/05/2016	34,8	21,2	64	1,7	10,6	22,7	5,30	5,30
16/06/2016	34,0	20,0	65	2,5	10,5	21,5	5,36	5,36
06/10/2016	37,2	24,0	49	2,4	11,0	26,9	7,41	7,41

ETr (Penman-Monteith) = ET0 (Penman-Monteith) \* Coeficiente de Cultura (Kc = 1,00)

Na Tabela 5, se observar a comparação entre a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo METRIC parametrizado e pelo modelo de referência de Penman-Monteith.

## 6.10 Validação entre a evapotranspiração obtida com o algoritmo METRIC Parametrizado e pelo método de Penman- Monteith

**Tabela 5-** Comparação entre a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman- Monteith e a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo METRIC parametrizado para a área de coqueiro em Sousa-PB.

Datas	Metric-ETa (mm dia <sup>-1</sup> )	ETc (mm dia <sup>-1</sup> )	ERM (%)	EAM (mm)
15/05/2016	8,2	5,30	54,71	2,90
16/06/2016	6,0	5,36	11,94	0,64
06/10/2016	7,4	7,41	0,13	0,01

ERM- Erro relativo médio; EAM- Erro absoluto médio

A maior divergência encontrada na evapotranspiração real diária, obtida pelo METRIC parametrizado e pelo Método de Penman-Monteith foi ao dia 15 de maio como já explicado anteriormente, foi provavelmente devido ao fato que no dia 14 de maio ocorreu uma precipitação na área (21,6 mm), imediatamente antes da passagem do satélite aumentando o conteúdo de água do solo e da planta e consequentemente, favorecendo a evapotranspiração. Dessa forma, o modelo foi desenvolvido para ser aplicado em regiões de semiáridas em áreas irrigadas no período de seca.

Oliveira et al., (2017) analisando a interferência dos dados meteorológicos na ET<sub>0</sub>, observam que a maior diferença entre o período chuvoso e seco é causada pela influência da temperatura do ar. Os autores afirmam que quando há incrementos nos elementos climáticos de temperatura máxima e mínima do ar, insolação e velocidade do vento provocam aumento na ET<sub>0</sub>, enquanto, a umidade relativa observou o contrário, com o aumento da umidade relativa diminui a ET<sub>0</sub>. Portanto, o mês de maio apresentou maior umidade relativa e temperaturas amenas contribuindo redução da evapotranspiração de referência.

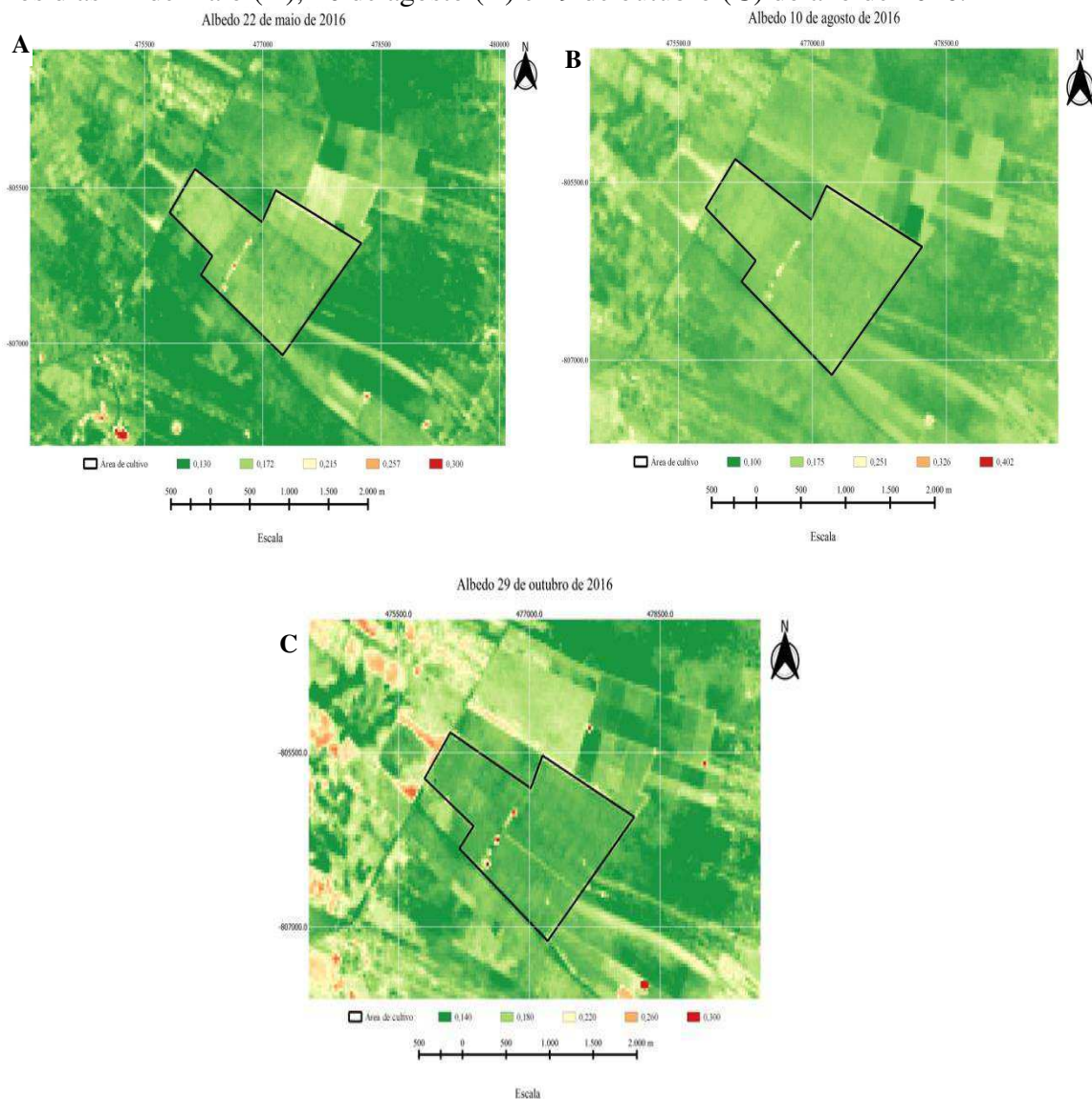
No mês de junho foi observado um erro relativo médio no limite do aceitável, reportado na literatura para estimativas da ETa a partir de dados de sensoriamento remoto (GLENN et al., 2007). Os erros encontrados, iguais ou inferiores a 12,0% são considerados nível de precisão satisfatório e aceitável. A maior precisão foi encontrada no mês de outubro, dentro do período mais seco da região, por essa razão, pode se dizer que aplicação do modelo parametrizado em períodos mais distantes das influências do período chuvoso, tem melhor estimativa da evapotranspiração real em áreas irrigadas.

# EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DETERMINADA PELO MODELO METRIC PARAMETRIZADO NA CULTURA DA BANANEIRA

## 6.11 Albedo de superfície

As cartas temáticas do albedo da superfície determinadas pelo algoritmo METRIC nas datas de 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016 foram de 0,172; 0,175 e 0,140, respectivamente (Figura 14). Em média, a cultura da banana apresentou valor de 0,162 com um CV de 12% nas épocas do ano.

**Figura 14-** Cartas temáticas do albedo de superfície, no município de Barbalha – CE nos dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.

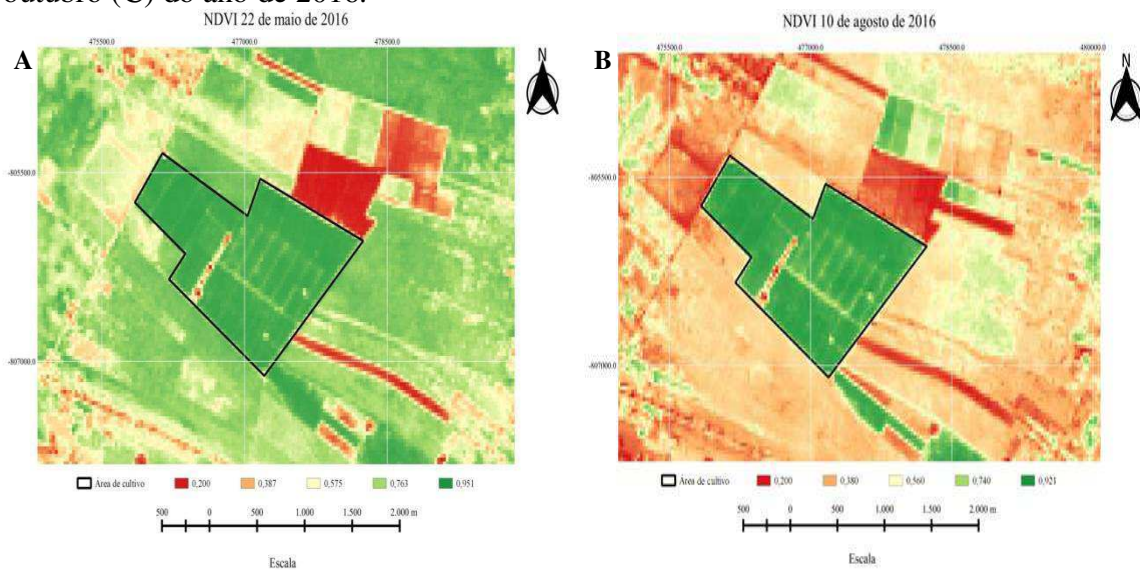


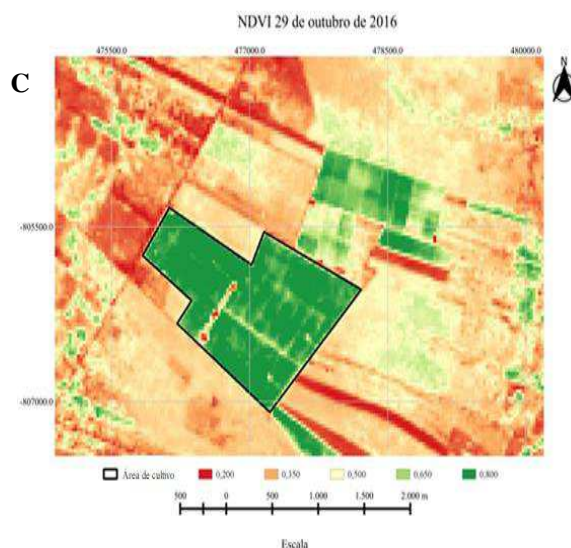
Os resultados concordam com os encontrados por Nicasio (2008) que encontraram valores entre 0,16 e 0,20 para manga e banana e com Silva et al., (2011) que observaram em frutíferas valores de albedo entre 0,15 e 0,20. De acordo com Silva et al., (2005b) o conhecimento do albedo é importante para a compreensão e identificação de alterações climáticas, degradação, desertificação, queimadas e impactos ambientais. A determinação correta do albedo da superfície é importante dado que segundo De La Fuente et al., (2017), variações deste podem indiretamente afetar a exatidão da estimativa da evapotranspiração.

### 6.12 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

Quanto ao NDVI, observaram-se valores de 0,951 no dia 22 de maio, de 0,921 para o dia 10 de agosto e 0,800 no dia 29 de outubro, apresentando um CV de 9,0% (Figura 15). Os altos valores de NDVI observados e a baixa variação entre eles são atribuídos às condições de cobertura da cultura devido à irrigação desta.

**Figura 15-** Cartas temáticas do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.





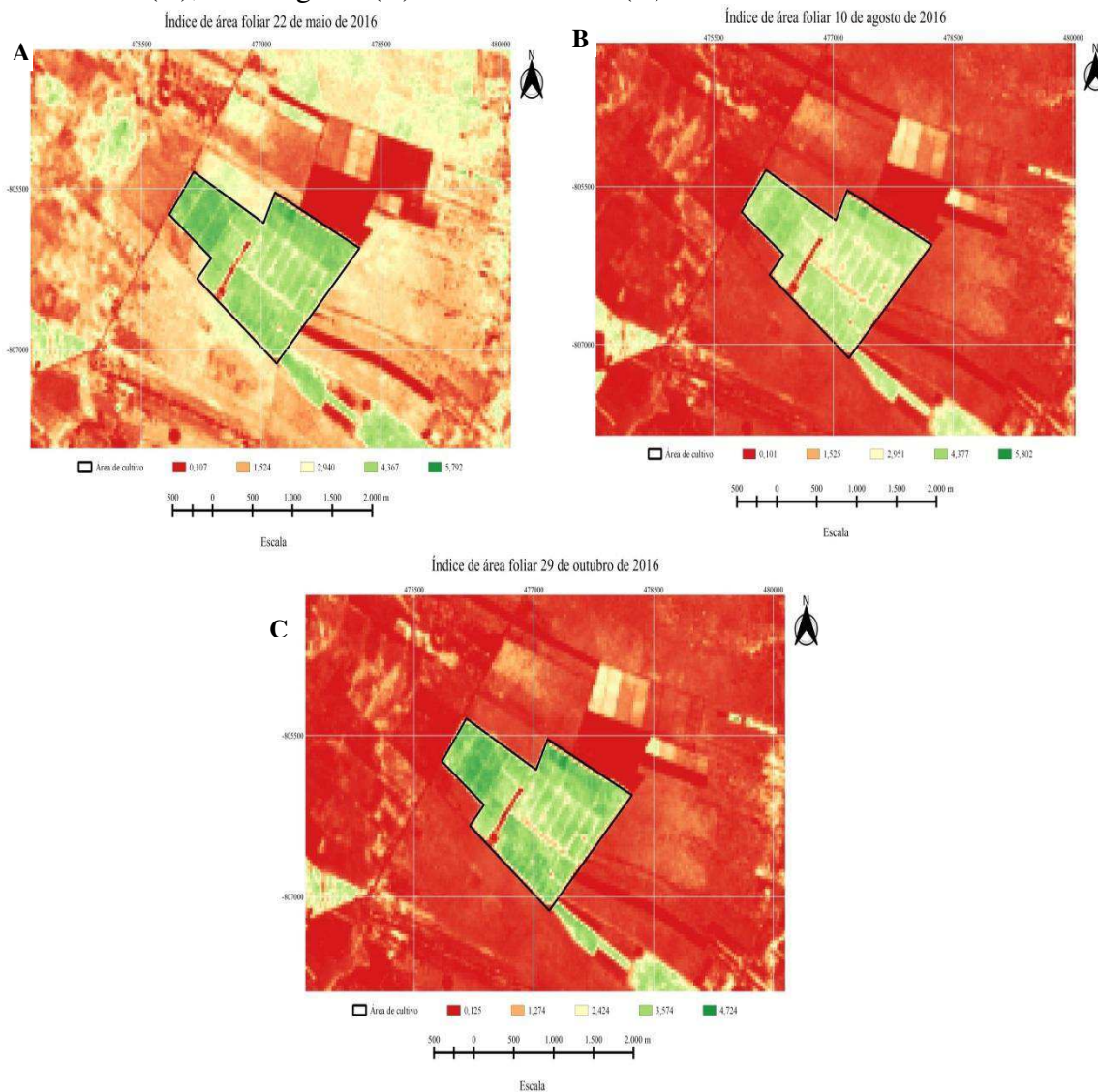
Cavalcante et al., (2016) no perímetro irrigado de Petrolina-PE/Juazeiro-BA utilizando o modelo SEBAL, obtiveram valores de NDVI superiores a 0,48 nas áreas de agricultura irrigada, áreas estão com maiores verdes vegetativos. Nicasio (2008) encontrou valores médios de NDVI de 0,60, para regiões plantadas com fruticultura com uma variação entre 0,4 e 0,80, dispersão razoável visto que o NDVI é função do tamanho, verdor e estágio de desenvolvimento da cultura.

O maior NDVI foi registrado no período chuvoso (Figura 15 A), pois, entre os meses de janeiro a maio ocorreram 96,39% (574,6 mm) das precipitações do intervalo do início do ano até outubro de 2016, sendo os meses de janeiro e maio com maiores acumulados das precipitações com 231,1 mm e 198,5 mm respectivamente. O menor NDVI foi registrado na data do mês de outubro, ou seja, no período de estiagem da região e mais distante do período chuvoso (Figura 15 C).

### 6.13 Índice de Área Foliar (IAF)

Observa-se que a área irrigada apresentou valores para os dias 22 de maio (4,367 a 5,792) (A), 10 de agosto (4,377) (B) e 29 de outubro (4,724 a 3,574) (C) de 2016, em média geral 4,106, encontrando-se maior variação (CV 11%) em relação NDVI (CV 9,0%). O maior IAF na data de 22 de maio foi atribuído das chuvas, já que de janeiro a maio foram os meses mais chuvosos com 96,39% das precipitações acumuladas.

**Figura 16-** Cartas temáticas do Índice de Área Foliar no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.



Estes resultados são similares aos de Silva et al., (2021), que encontraram índices foliares nas mesma área e datas trabalhando com o algoritmo SEBAL e com Boratto et al., (2013) que trabalhando em áreas irrigadas do perímetro irrigado de Gorutuba na região norte de MG, encontraram IAFs entre 3,18 e 5,01.



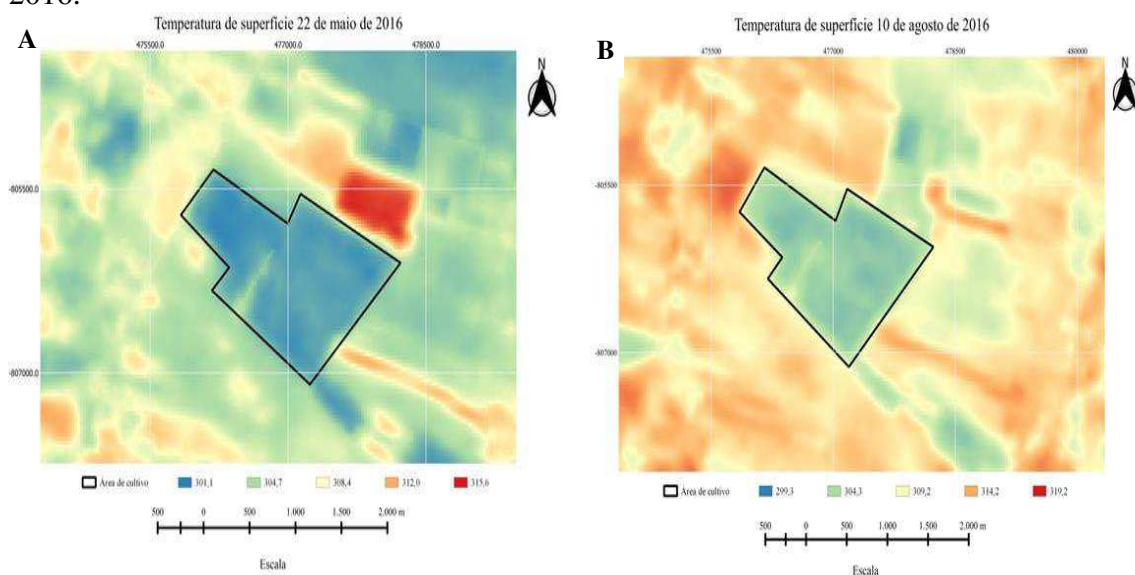
As cartas temáticas do IAF têm semelhanças com as cartas do NDVI, se destacando a dinâmica do espaço-temporal da região semiárida observando-se valores menores nas áreas com pouca ou nenhuma vegetação (pixels vermelhos), com valores próximos de zero, confirmando junto ao NDVI o significativo aumento de áreas de solo exposto na região, sendo possivelmente áreas degradadas. Os maiores valores do IAF foram observados principalmente sobre as áreas irrigadas com vegetação densa (áreas verdes).

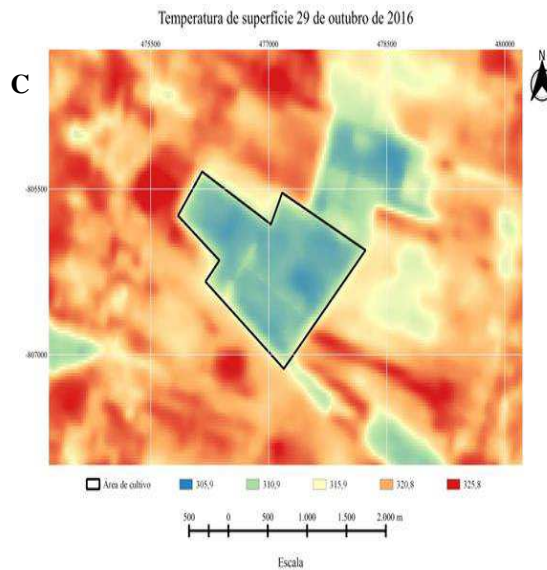
### 6.14 Temperatura de superfície (Ts)

As cartas temáticas da temperatura da superfície (°K) na área de banana no município de Barbalha-CE podem ser observadas na figura 17, em tons mais avermelhados concentram-se as maiores temperaturas. Os dados de temperatura nas cartas, expressados em graus Kelvin, são em graus centígrados para facilitar a discussão.

Os valores da temperatura da superfície variaram entre as datas devido à mudança nas características do clima na região. Na área de cultivo com banana, as temperaturas da superfície do solo foram de 27,95; 28,65 e 32,75°C, para 22 de maio, 10 de agosto e 29 de outubro do ano de 2016, respectivamente. O coeficiente de variação nas épocas foi de 8,70%. Como esperado, geralmente, as temperaturas mais altas foram obtidas em superfícies com pouca vegetação. A temperatura de superfície é maior na presença de solo exposto (OLIVEIRA et al.,2014; LINS 2017).

**Figura 17-** Cartas temáticas da temperatura da superfície do solo no município de Barbalha – CE nos dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.





A temperatura da superfície diminui devido à contribuição da maior densidade de vegetação, pois esta aumenta a capacidade do dossel em absorver radiação e impedir que essa mesma radiação chegue ao solo e se transforme em ondas curtas, aquecendo substancialmente a área (SILVA et al., 2021). Efeito na temperatura da superfície em mesma classe de uso do solo pode ser devido à radiação solar incidente, ou seja, efeito da sazonalidade (SILVA; SILVA & SILVA, 2015; BEZERRA et al, 2014).

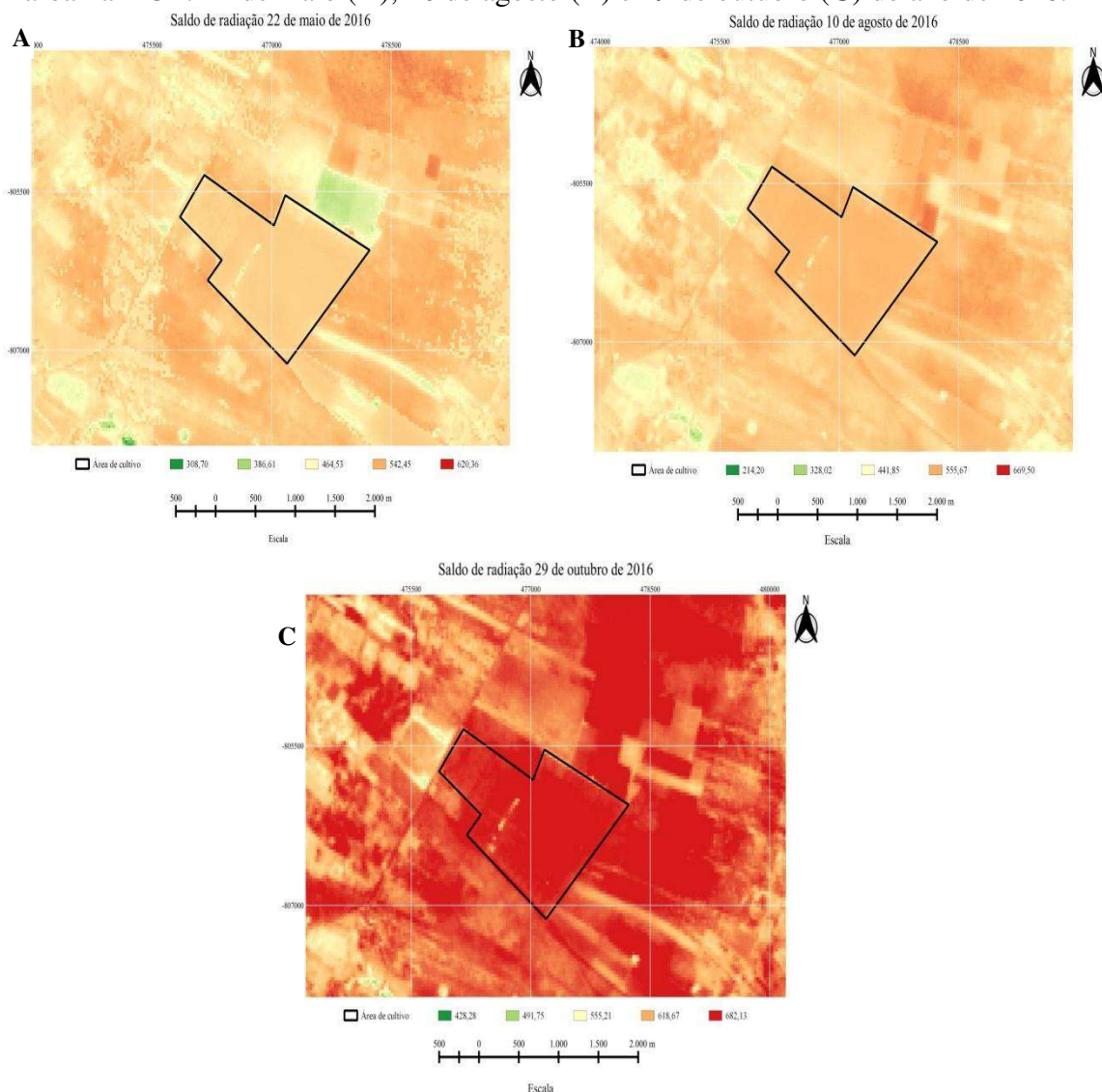
### 6. 15 Saldo de Radiação (Rn)

As medições da radiação solar correspondem ao momento da passagem do satélite, visto que as medidas derivadas do sensoriamento remoto ótico são possíveis para dias de céu limpo. O Rn determinada naqueles dias correspondem às quantidades de energia disponíveis para os processos biofísicos da vegetação (GOMES, 2009).

Os menores valores de Rn são observados nas áreas com os maiores valores de albedo e temperatura da superfície, como no caso de áreas impermeabilizadas e de solo exposto, evidenciando claramente, regiões com perda de energia solar, tanto por emissão quanto por reflexão. Os maiores valores de Rn estão situados nas cores alaranjadas a vermelhas, onde encontram-se áreas com vegetação, resultantes de menor reflexão por parte das ondas curtas, que por sua vez, ocorre menor emissão das longas.

Na área em estudo, no dia 22 de maio, observaram-se valores de saldo de radiação de aproximadamente de 464,53 a 542,45 W m<sup>-2</sup>, já para o dia 10 de agosto de 555,67 W m<sup>-2</sup> e no dia 29 de outubro de 682,13 W m<sup>-2</sup> (Figura 18). Esses resultados estão de acordo aos encontrados por Silva et al., (2021) na mesma área e nas mesmas datas utilizando o modelo SEBAL.

**Figura 18-** Cartas temáticas do saldo de radiação da superfície ( $R_n$ ) para o município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.



A radiação de ondas longas emitida pela atmosfera ( $L_{wl}$ ) é calculada utilizando a Lei de Stefan-Boltzmann, portanto são diretamente influenciadas pelas temperaturas do ar e da superfície, respectivamente (OLIVEIRA et al., 2016). Assim, a maior radiação foi encontrada no dia 29 de outubro quando a temperatura do ar e do solo foram maiores que nas outras datas.

Os valores obtidos são coerentes e na mesma ordem de magnitude dos encontrados por Bezerra et al., (2008); Silva et al (2021); e Santos et al., (2010) para áreas com cobertura vegetativa de densidade intermediária (entre  $678 \text{ W m}^{-2}$  e  $703 \text{ W m}^{-2}$ ). Silva et al., (2015) apresentaram os maiores valores para  $R_n$  na imagem com valores médios de saldo em áreas com presença de vegetação de maior porte, com valor médio de  $618,94 \text{ W m}^{-2}$ , mínimo de  $532,21 \text{ W m}^{-2}$  e valor máximo de  $732,65 \text{ W m}^{-2}$ .

Numa pesquisa conduzida por Santos & Silva (2010), em áreas irrigadas de cultivo de bananeiras, observou-se que o Rn variou entre 600 e 780 W m<sup>-2</sup>.

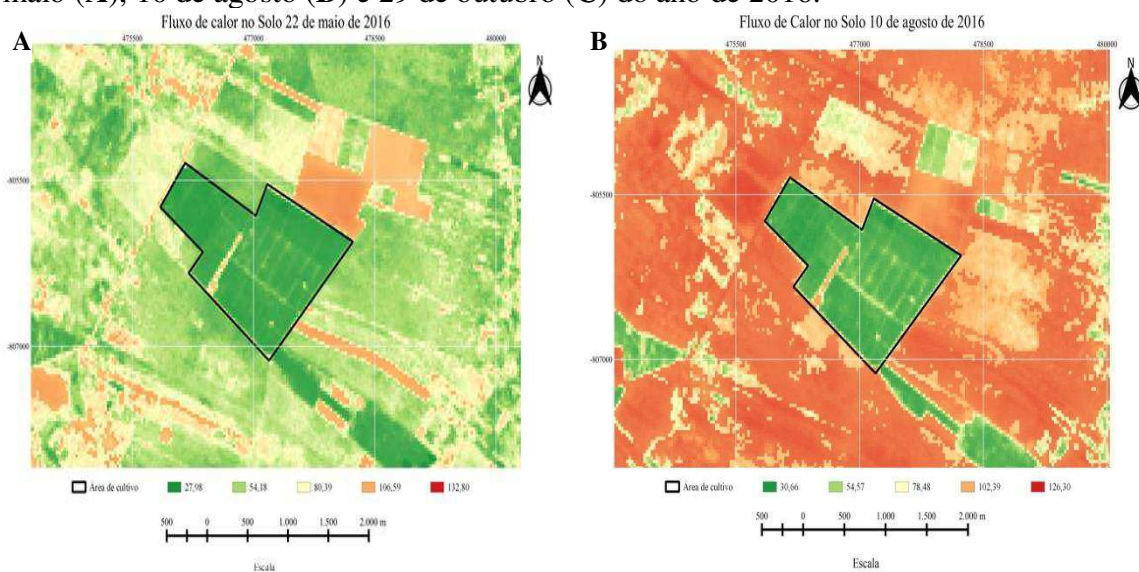
Colaborando com os resultados Silva et al., (2021) observaram que os maiores valores, justamente as regiões que tiveram os menores valores do albedo e temperatura, por serem áreas que possuem vegetação mais densa, com disponibilidade hídrica e, também, por estas regiões comporem áreas irrigadas, favorecendo deste modo, uma repartição de energia de forma equilibrada. O Rn apresenta menor magnitude em áreas de solo exposto e, maior magnitude em áreas vegetadas, recebe forte influência do albedo e da temperatura da superfície (Oliveira et al., 2015), variáveis as quais são influenciadas pelo uso do solo.

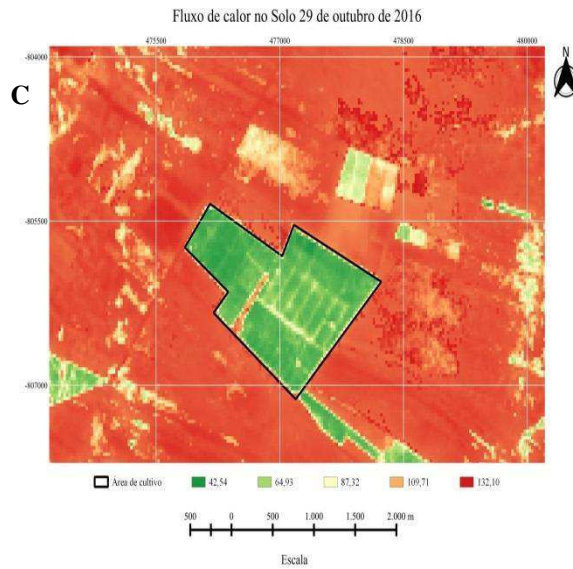
### 6.16 Fluxo de calor no solo (G)

Analisando as cartas temáticas do fluxo de calor no solo, percebe-se claramente a ampla predominância da tonalidade verde na área de cultivo, correspondente a baixos valores de fluxo de calor no solo, para as três datas trabalhadas na pesquisa (Figura 19).

O fluxo de calor para a área de bananeira no dia 22 de maio foi de 27,98 W m<sup>-2</sup>; 10 de agosto de 30,66 W m<sup>-2</sup> e para o dia 29 de outubro a próximo de 42,54 W m<sup>-2</sup>. Neste contexto, Silva et al., 2021 encontraram menores valores de fluxo de calor no solo onde a vegetação de bananeira era mais densa e com temperaturas mais baixas da superfície do solo.

**Figura 19-** Cartas temáticas do fluxo de calor no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.



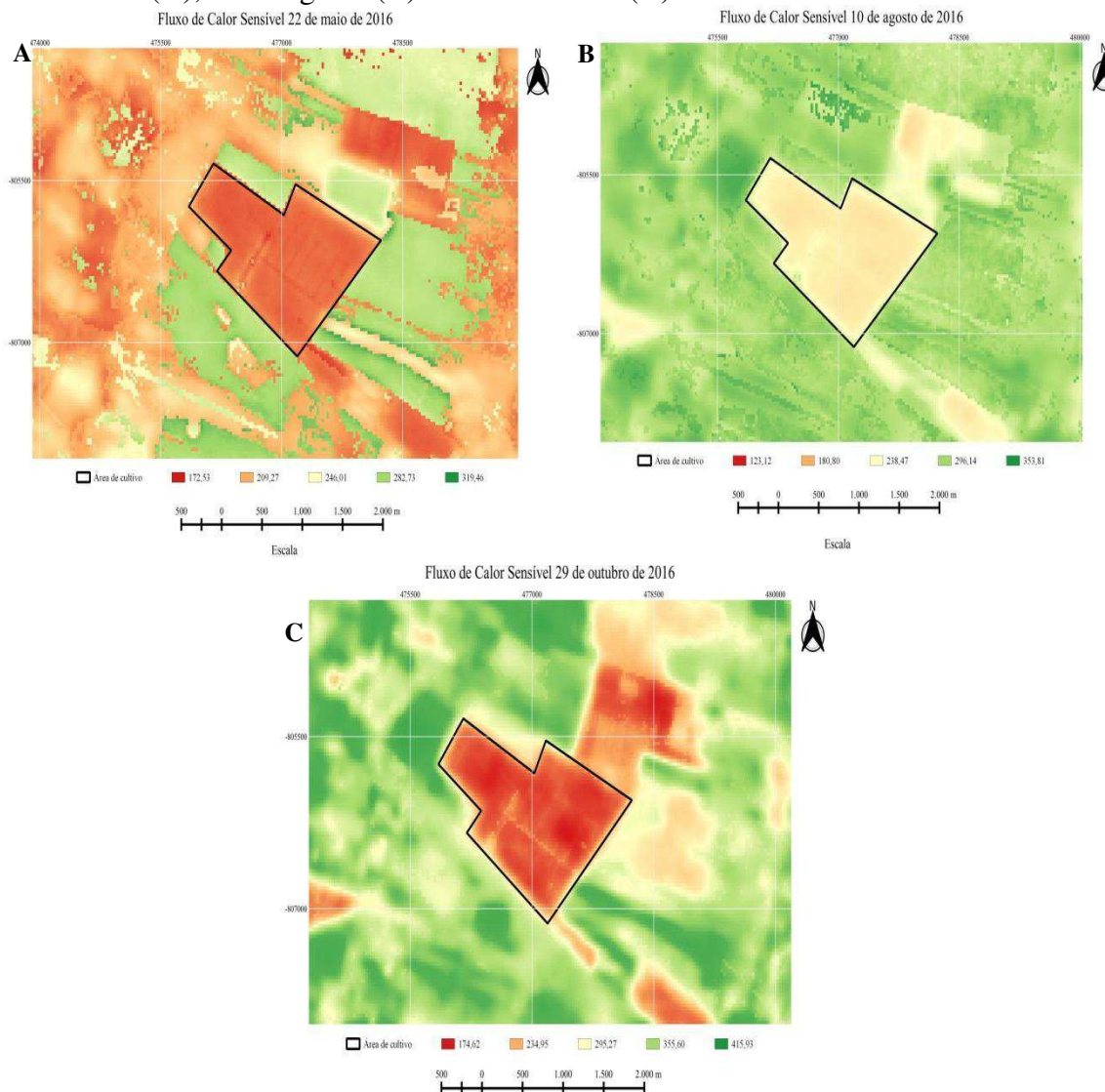


Os menores valores de fluxo de calor no solo foram encontrados na área com vegetação de bananeira mais densa como indicado pelo maior índice de área foliar (Figura 16) e menores temperaturas da superfície do solo (Figura 17). Silva et al., (2021) trabalhando na mesma área e datas com o algoritmo SEBAL corroboram os resultados encontrados no presente estudo. Arraes et al., (2012) obtiveram resultados menores do fluxo de calor no solo nas áreas irrigadas e maiores no solo exposto utilizando o modelo SEBAL.

## 6.17 Fluxo de Calor Sensível

As cartas temáticas de fluxo de calor sensível indicam que, para o dia 22 de maio foi em torno de  $168,02 \text{ W m}^{-2}$ , para o dia 10 de agosto de aproximadamente  $217,41 \text{ W m}^{-2}$  e para o dia 29 de outubro de  $170,00 \text{ W m}^{-2}$ .

**Figura 20-** Cartas temáticas do fluxo de calor sensível no município de Barbalha – CE: 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.



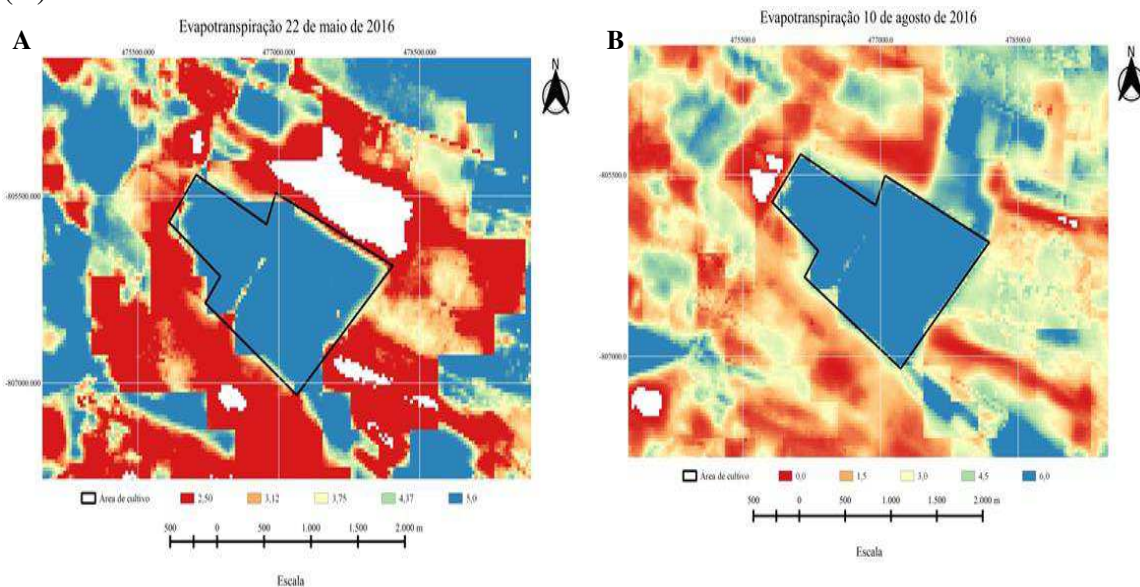
Analisando os resultados nas áreas de bananas nas diferentes datas pode-se verificar que na área de banana em 29 de outubro, foi encontrado um valor maior do calor sensível, quando comparado com as demais datas, isto devido à maior radiação observada nesta data (Figura 18). Os resultados corroboram as considerações de Gomes (2009), que indica que em áreas irrigadas, o calor sensível é controlado pela radiação.

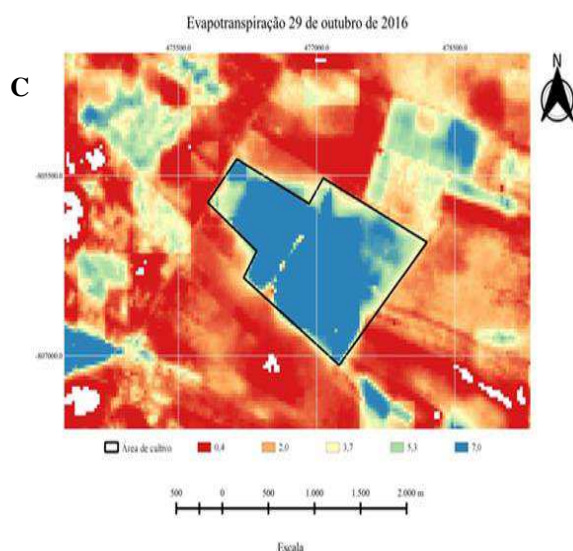
De acordo com Santos et al., (2009), a maioria da radiação líquida é transformada em fluxo de calor latente durante as condições de seca em um pomar de bananeira irrigado, independentemente da estação de cultivo.

### 6.18 Evapotranspiração diária Real (ETa)

A evapotranspiração atual diária, na área de banana foi de 5,0 mm d<sup>-1</sup> para o dia 22 de maio, 6,0 mm d<sup>-1</sup> para o dia 10 de agosto e 7,0 mm d<sup>-1</sup> para o dia 29 de outubro de 2016 (Figura 21). Diniz et al., (2021) e Silva et al., (2021) encontram evapotranspiração próximas na mesma área utilizando os modelo METRIC e SEBAL respectivamente, de 5,5 e 6,8 mm/dia, e afirmam que no dia 22 de maio a evapotranspiração foi menor, provavelmente devido a que na área ser irrigada, o ar tem maior umidade relativa, portanto, um menor gradiente e demanda de evapotranspiração. Assim, a baixa disponibilidade deste recurso, possivelmente, provocou a redução dos valores de ETa no dia 22 de maio.

**Figura 21-** Cartas temáticas da evapotranspiração atual na cultura da banana no município de Barbalha – CE nos dias 22 de maio (A), 10 de agosto (B) e 29 de outubro (C) do ano de 2016.





Nos meses de agosto e outubro, foram observados os maiores saldos de radiação (Figura 18), verificando-se uma correlação com evapotranspiração, nestes períodos, ocorrendo maior energia disponível para os parâmetros do balanço de energia (efeito da sazonalidade). Juntamente com a irrigação promoveu a manutenção da água no solo, isto é, resultando no incremento na ETa nesses dias. Porém, verifica-se uma disformidade na área irrigada, como foi observado nas variáveis biofísicas. Contudo, o modelo METRIC permitiu identificar problemas na aplicação da irrigação, sendo uma ferramenta que auxilia no diagnóstico, reduzindo tempo e custo, principalmente em áreas grandes.

Freitas; Ramos & Costa, (2008) na região bacia do Rio São Francisco com cultura da banana observaram predomínio de valores da ETa máxima diária variando na faixa de 6,6 a 7,6  $\text{mm d}^{-1}$ . Conforme os autores, a cultura da banana na bacia do Rio São Francisco a demanda suplementar da cultura foi, em média, de 1,735 mm, enquanto a água fornecida por irrigação (sistema funcionando com 77,6% de eficiência) foi de 1,927 mm.



## 6.19 Evapotranspiração atual inferida através do método de Penman-Monteith

A Tabela 6 têm as evapotranspirações de referência obtidas com o Método de Penman-Monteith e as evapotranspirações atuais diárias inferidas multiplicando esta pelo Coeficiente de Cultura (Kc) da banana, para o município de Barbalha- CE.

**Tabela 6-** Evapotranspiração de Penman-Monteith (referência) e evapotranspiração atual inferida multiplicando a de referência pelo Coeficiente de Cultura Kc da banana.

Data	Temperatura (°C)		Umidade relativa (%)		Velocidade do Vento, (m/s)	Radiação Global MJ/m <sup>2</sup> /d	Et0	ETc
	Máx	Mín	Máx	Mín				
22/05/16	28,40	26,70	75,00	71,00	2,1	22,9	4,14	5,0
10/08/16	23,3	19,06	69,00	63,30	2,2	23,5	4,50	5,4
29/10/16	24,8	21,00	57,60	51,30	2,1	27,9	5,90	7,1

ETr (Penman) = ETo (Penman) \* Coeficiente de cultivo Kc (1,21)

Observa-se que a evapotranspiração atual diária inferida pelo método de Penman-Monteith para a banana foi de 5,0; 5,4 e 7,1 mm/dia para os dias 22 de maio, 10 de agosto e 29 de outubro de 2016, respectivamente.

## 6.20 Validação entre a evapotranspiração obtida com o algoritmo METRIC Parametrizado e pelo método de Penman- Monteith

**Tabela 7-** Comparação entre a evapotranspiração real diária obtida pelo modelo de Penman- Monteith e a evapotranspiração real diária média obtida pelo algoritmo METRIC automatizado, para a área de bananeira em Barbalha- CE.

Datas	Metric-ETa	ETc	ERM (%)	EAM
22/05/2016	5,0	5,0	0	0
10/08/2016	6,0	5,4	11,11	0,6
29/10/2016	7,0	7,1	1,40	0,1

ERM- Erro relativo Médio; EAM- Erro Absoluto Médio

Ao comparar os valores da ETa em mm d<sup>-1</sup> determinados pelo algoritmo METRIC parametrizado com os estimados com os valores inferidos pelo método de Penman-Monteith na área de bananeiras no Município de Barbalha, observam-se diferenças ou erros relativos menores que 12%. Estes resultados estão dentro do limite de precisão satisfatório e aceitável reportado na literatura para estimativas da ETa a partir de dados de sensoriamento remoto (GLENN et al., 2007).

Comparando os resultados obtidos por Silva et al., (2021), utilizando o algoritmo SEBAL, com a ETa diária inferida pelo Método de Penman-Monteith, observaram erros absolutos variando entre 0,26 e 0,44 mm d<sup>-1</sup> e erros relativos de 5,24 a 8,96% na cultura da banana.

Trezza (2002), após comparar medidas lisimétricas e as estimativas do SEBAL, encontrou erros absolutos inferiores a  $1 \text{ mm dia}^{-1}$ . Wang et al., (2005) obtiveram resultados ainda mais satisfatórios, com erros absolutos em torno de  $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$ . Erros relativos entre 4 e 10% foram encontrados por Bezerra et al. (2008), quando compararam os resultados obtidos com a razão de Bowen e com o SEBAL em cultura de mamona e algodão na mesorregião do Cariri.

Estudo de Lima et al., (2020) utilizando os modelos METRIC e STSEB para determinar a evapotranspiração na cultura do sorgo na região de Apodi, RN e comparando com a evapotranspiração medida em lisímetro, observaram que ambos os modelos subestimam a evapotranspiração apenas em 5%, com média de  $5,4 \text{ mm d}^{-1}$  em ambos os casos. Os mesmos autores obtiveram erros absolutos médios de  $0,8 \text{ mm d}^{-1}$  com o METRIC e  $0,7 \text{ mm d}^{-1}$  com o STSEB para a cultura.

## 7. CONCLUSÕES

1. As cartas temáticas dos índices de área foliar permitiram detectar diferentes graus de cobertura vegetal na região estudada. Menores valores de NDVI foram encontrados na área de coqueiro indicando uma heterogeneidade da população devido ao déficit hídrico antecedido ao ano de 2016 na região. Altos valores de NDVI dentro da área de cultivo da banana indicam uma alta presença de vegetação, provavelmente pela condição de irrigação da cultura.
2. Observou-se uma correlação inversa dos índices de vegetação NDVI e IAF e com a temperatura do solo ( $T_s$ ), para todas as datas avaliadas em ambas as áreas estudadas (Barbalha e Sousa).
3. O saldo de radiação ( $R_n$ ) está diretamente relacionado com os parâmetros analisados, principalmente com a temperatura de superfície e do albedo. Assim nos menores valores de albedo apresentam-se os maiores valores de saldo de radiação para as áreas e datas estudadas.
4. Os menores valores de fluxo de calor no solo foram obtidos na área com vegetação mais densa como indicado pelo maior índice de área foliar, apresentando resultados consistentes.
5. Os maiores valores do calor sensível foram registrados nas áreas antrópicas. Os valores encontrados na área de coqueiros, embora menores que nas áreas antrópicas, ainda foram altos devido à intensa seca registrada na época, que inclusive disseminou uma grande parte da população de coqueiros.
6. Foram observadas diferenças significativas entre os padrões das áreas irrigadas e os das áreas adjacentes nos mapas temáticos dos fluxos de calor no solo ( $G$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $LE$ ). Nas áreas com elevados valores de  $H$ , houve baixos valores de  $LE$ .
7. No coqueiral no Município de Sousa-PB, o alto erro relativo encontrado entre a evapotranspiração obtida pelo METRIC parametrizado e pelo Método de Penman-Monteith, para a primeira data poderia ser justificado principalmente pelo reduzido tamanho da área cultivada e heterogeneidade da cobertura e especificamente para a primeira data, devido ao fato que no dia anterior a leitura do satélite ocorreu uma relevante precipitação na área, que com certeza aumentou o conteúdo de água do solo e da planta, favorecendo a estimativa da evapotranspiração pelo METRIC parametrizado.

8. As estimativas da evapotranspiração real das áreas irrigadas de banana no município de Barbalha-CE, com uso do algoritmo METRIC parametrizado, apresentaram boa concordância com os valores da evapotranspiração obtidos com o método de Penman-Monteith. Ao comparar estes valores, as diferenças encontradas entre ambos os métodos estão dentro dos intervalos aceitos e concordam com aqueles encontrados na bibliografia.
9. O mapeamento da Evapotranspiração atual (ETa) possibilitou identificar padrões que diferenciam áreas irrigadas das não irrigadas, bem como diferenças existentes na ETa nos municípios estudados.
10. A parametrização da seleção de pixels âncora permite uma drástica redução no tempo de processamento do modelo, com a possibilidade de testar muitos pares de pixels âncoras no processo de calibração. Esse é um resultado importante dessa pesquisa, uma vez que o tempo de processamento e a disponibilização dos mapas de ETa são questões essenciais no monitoramento operacional para agricultura irrigada.
11. Considerando os resultados encontrados na presente pesquisa com o novo procedimento metodológico do algoritmo METRIC Parametrizado, pode-se concluir que o Modelo constitui uma ferramenta promissória para obter a evapotranspiração atual das culturas numa escala regional, além de ser uma ferramenta prática, econômica e eficiente na geração de subsídios à adequada gestão e tomadas de decisões dos recursos hídricos, sempre e quando se obedecerem às normas técnicas exigidas para utilização do modelo, principalmente no que se refere às características da área a ser estudada.

## 8. REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, L. J. D. O.; PACHÊCO, A.; COSTA, T. C.; LOPES, O. F.; OLIVEIRA, M. A. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.3, p.492-498, 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrigation and Drainage systems*, v.19, n.3, p.251-268, 2005.
- ALLEN, R. G.; BURNETT, B.; KRAMBER, W.; HUNTINGTON, J.; KJAERGAARD, J.; KILIC, A.; KELLY, C.; TREZZA, R. Automated calibration of the metric-landsat evapotranspiration process. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, n. 3, p. 563-576, 2013.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. **United Nations FAO, Irrigation and Drainage**, N.Y., Paper n. 56, 1998.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.395-406, 2007b.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.380-394, 2007a.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). **Advance Training and User's Manual –Idaho Implementation**, v.1, p.97, 2002.
- ARAÚJO, A. O.; MENDONÇA, L. A. R.; LIMA, M. G. S. L.; FEITOSA, J. V.; SILVA, F. J. A.; NESS, R. L. L.; FRISCHKORN, H.; SIMPLÍCIO, A. A. F.; KERNTOPF, M. R. Modificações nas propriedades dos solos de uma área de manejo florestal na Chapada do Araripe. **Revista Brasileira de Ciência Solo**, Viçosa, v. 37, n. 03, p. 754-762, 2013.
- ARRAES, F. D. D.; ANDRADE, E. M.; SILVA, B. B. Dinâmica do balanço de energia sobre o açude Orós e suas adjacências. **Revista Caatinga**, v.25, n.1, p.119-127, 2012.
- BATISTA, W. R. M. Balanço de radiação e evapotranspiração na bacia hidrográfica do Rio Jacaré- SE mediante imagens orbitais. 80f. Dissertação (Mestrado em Agroecossistemas)- Universidade Federal de Sergipe, Núcleo de Pós- Graduação e Estudos em Recursos Naturais. São Cristóvão, 2011.
- BASTIAANSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies Mediterranean climates. Ph. D. Thesis, **Wageningen Agricultural University**, 273 p., 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**, v.229, n.1, p.87-100, 2000a.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**, v.229, n.1, p.87-100, 2000b.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. **Validation**. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p.213-229, 1998b.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUN, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, p.85-93, 2005.

BEZERRA, J. M.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; LOPES, P. M. O.; SILVA, E. F. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.1, p.73-84, 2014.

BERNARDI, A. D. C., NAIME, J. D. M., RESENDE, A. D., BASSOI, L., & INAMASU, R. Agricultura de precisão: resultados de um novo olhar. Brasília, DF: Embrapa, 2014.

BHATTARAI, N.; QUACKENBUSH, L. J.; QUACKENBUSH, IM, J.; SHAWB, S. B. A new optimized algorithm for automating endmember pixel selection in the SEBAL and METRIC models. **Remote Sensing of Environment**, 2017.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEM, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environmental**. v.79, p.329-343, 2002.

BRAZ, A. M; ÁGUAS, T. A; GARCIA, P. H. M. Analysis of contents of vegetation NDVI and SAVI and Foliar Area Index (FAI) for comparison of vegetation cover in watershed stream ribeirãozinho county of Selvíria – MS. **Revista Percorso - NEMO** Maringá, v. 7, n. 2, p. 05- 22, 2015.

BRUTSAERT, W. H. Evaporation into the Atmosphere. Reidel, Boston, **Massachusetts**, 212 p., 1982.

BRYN, L. M.; Página dinâmica para aprendizado do sensoriamento remoto. Porto Alegre, RS, UFRS, 172 p. **Dissertação de mestrado** (Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008.

CAVALCANTE, L. B.; INÁCIO, A. S.; BARROS, H. G.; JIMÉNEZ, R. M. N.; COELHO, S. M. S. C. Cálculo do saldo de radiação pelo algoritmo SEBAL na porção do baixo-médio são Francisco, Brasil, utilizando um software de código livre. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 68, n.8, 2016.

CHANDER, G.; MARKHAN, B. Revised Landsat 5 - TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**, v.41, n.11, p.2674-2677, 2003.

COSTA, S.C. Níveis de irrigação e doses de potássio aplicados por gotejamento na cultura da bananeira para a região da Chapada do Apodi-CE. Viçosa: UFV, 132p. **Tese** (Doutorado em engenharia agrícola) -Universidade Federal de Viçosa, 2009.

CUNHA, J. E. B. L.; RUFINO, I. A.; SILVA, B. B.; CHAVES, I. D. B. Dinâmica da cobertura vegetal para a Bacia de São João do Rio do Peixe, PB, utilizando-se sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.5, p.539-548, 2012.

DINIZ, R. R. S.; CORDÃO, M. A.; GUERRA, H. O. C.; OLIVEIRA, C. W. Evapotranspiração real da banana- nanica determinada pelo algoritmo METRIC no semiárido do Ceará. **Irriga**, Botucatu, v. 26, n. 3, p. 701-716, 2021.

EVANS, A. H. Remote sensing of evapotranspiration using automated calibration: development and testing in the state of florida. **Dissertation** Submitted to the Faculty of The Charles E. Schmidt College of Science. Florida Atlantic University, 2014.

FLORENZANO, T. G; Iniciação ao Sensoriamento Remoto. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2011.

FLORENZANO, Tereza Gallotti. Imagens de satélites para estudos ambientais. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2002.

FREITAS, W. S.; RAMOS, M. M.; COSTA, S. L. Demanda de irrigação da cultura da banana na bacia do Rio São Francisco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.4, p.343-349, 2008.

GARTLAND, L. Ilhas de calor em áreas urbanas. São Paulo: **Oficina de Textos**, 2010.

GLENN, E. P.; HUETE, A. R.; NAGLER, P. L.; HIRSCHBOECK, K. K.; BROWN, P. Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration. **Critical Reviews in Plant Sciences**, Las Vegas, v. 26, n. 3, p. 139-168, 2007.

GIONGO, P. R. Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. 92 f. **Dissertação** (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE, Recife – PE, 2008.

GONDIM, R. S.; CASTRO, M. A. H.; TEIXEIRA, A. S.; EVANGELISTA, S. R. M. Impactos das mudanças climáticas na demanda de irrigação da bananeira na Bacia do Jaguaribe. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** v.15, n.6, p.594-600, 2011.

GOOGLE EARTH PRO. Disponível em: <http://earth.google.com/>. Acesso em: 20 set. 2020.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, n.3, p. 295-309, 1988.

Instituto Nacional de Meteorologia-**INMET**. Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/>. Acesso em: 18 set. 2020.

Instituto de pesquisas espaciais-**INPE**. Landsat. Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/documentacao/satelites/capasatelites/dgi/documentacao/satelites/landsat/capa-landsat>. Acesso em: 27 abr. 2020.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- **IBGE**. Produção Agrícola Municipal. SIDRA-2020. Disponível em> <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/5457>. Acesso em> 08 abr.2022.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- **IBGE**. Banco de Dados de Informações Ambientais (BDiA)-2023. Disponível em > <https://bdiaweb.ibge.gov.br/#/consulta/pedologia>. Acessado em:> 15. Jan. 2023.

JAAFAR, H. H.; AHMAD, F. A. Time series trends of Landsat-based ET using automated calibration in METRIC and SEBAL: The Bekaa Valley, Lebanon. **Remote Sensing of Environment**, v. 238, n. 1, 2020.

KE, Y.; IM, J.; LEE, J.; GONG, H.; RYU, Y. Characteristics of Landsat 8 OLI-derived NDVI by comparison with multiple satellite sensors and in-situ observations. **Remote Sensing of Environment**, v.164, p. 298–313, 2015.

LI, P.; JIANG, L.; FENG, Z. Cross-comparison of vegetation indices derived from Landsat-7 enhanced thematic mapper plus (ETM+) and Landsat-8 operational land imager (OLI) sensors. **Remote Sensing**, v.6, p. 310-329, 2014.

LIMA JUNIOR, J. C.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; NASCIMENTO, F. A. L.; MACÊDO, K. G. Parametrização da equação de Hargreaves e Samani para estimativa da evapotranspiração de referência no Estado do Ceará, Brasil. **Revista Ciência Agronômica**, v. 47, n. 3, 2016.

LIMA, J. G. A.; SÁNCHEZ, J. M.; PIQUERAS, J. G.; SOBRINHO, J. E.; VIANA, P. C.; ALVES, A. S. Evapotranspiration of sorghum from the energy balance by METRIC and STSEB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.24, n.1, p.24-30, 2020.

LINS, F. A. C.; ARAÚJO, D. C. S.; SILVA, J. L. B.; LOPES, P. M. O.; OLIVEIRA, J. D. A.; SILVA, A. T. C. S. G. Estimativa de parâmetros biofísicos e evapotranspiração real no semiárido pernambucano utilizando sensoriamento remoto. Irriga, Botucatu, **Edição Especial, Irriga & Inovagri**, p. 64-75, 2017.

LINS, F. A. C.; MOURA, G. B. A.; LOPES, P. M. O.; SILVA, J. L. B.; NASCIMENTO, C. R.; SILVA, E. F. F. Biophysical parameters to the surface by orbital remote sensing in hydrographic basin of the brazilian semiarid. **Article Biophysical parameters to the surfasse**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 39, 2021.



LIU, Y. A.; KAR, S. K. Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. **Energies**, v.7, n.1, p. 2821-2849, 2014. <https://doi.org/10.3390/en7052821>

LORENZZETTI, J.A. Princípios físicos de sensoriamento remoto. São Paulo: **Blucher**, 2015.

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. B.; GALVÍNCIO, J. D.; Estimativa do Balanço de Energia utilizando imagens TM – Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no Litoral Sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, p. 55 – 67, 2014.

MARTINS, A. P.; GALVANI, E. Relação entre uso e cobertura da terra e parâmetros biofísicos no Cerrado Brasileiro. **Revista do departamento de geografia**, v.40, n.1, 2020.

MARTINS, A. P.; ROSA, R. Estimativa do albedo de superfície utilizando imagens Modis/Aqua e o algoritmo SEBAL na Bacia do rio Paranaíba-Brasil. **XVII Simpósio Internacional SELPER**, 2016.

MEDEIROS, R. M. de et al. Balanço hídrico climatológico e classificação climática para a área produtora da banana do município de Barbalha, CE. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v.7, n. 4, p. 258- 268, 2013.

MENESES, P. R.; ALMEIDA, T.; BAPTISTA, G. M. M. Reflectância dos materiais terrestres: análise e interpretação, São Paulo: **Oficina de texto**, pg. 111, 2019.

MENESES, P.R; ALMEIDA, T. Introdução ao Processamento de imagens de sensoriamento Remoto. 4ª edição, **Blucher**, Brasília, 2012.

MIRANDA, F. R.; GOMES, A. R. M.; OLIVEIRA, C. H. C.; MONTENEGRO, A. A. T.; BEZERRA, F. M. L. Evapotranspiração e coeficientes de cultivo do coqueiro anão-verde na região litorânea do Ceará. **Revista Ciência Agronômica**, v.38, n.2, p.129-135, 2007.

MIRANDA, F. R.; ROCHA, A. B. S.; GUIMARÃES, V. B.; SILVA, E. S.; LIMA, G. C. M.; SANTOS, M. M. S. Eficiência do uso da água na irrigação do coqueiro anão. **Irriga**, Botucatu, v. 24, n. 1, p. 109-124, 2019.

MIRANDA, F. R.; ROCHA, A. B. S.; GUIMARÃES, V. B.; SILVA, E. S.; LIMA, G. C. M.; SANTOS, E. M. S. Eficiência do uso da água na irrigação do coqueiro anão. **Irriga**, Botucatu, v. 24, n. 1, p. 109-124, 2019.

MORTON, C. G.; HUNTINGTON, J. L.; POHLL, G. M.; ALLEN, R. G.; MCGWIRE, K. C.; BASSETT, S. D. Assessing calibration uncertainty and automation for estimating evapotranspiration from agricultural areas using METRIC. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, n. 3, p. 549-562, 2013.

MOURA, A. R. C.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; AZEVEDO, J. R. G. de.; SILVA, B. B. da; OLIVEIRA, L. M. M. de.; Evapotranspiração de

referência baseada em métodos empíricos em bacia experimental no estado de Pernambuco – Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.2, p. 181 - 191, 2013.

NOVO, E. M. L. Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações. 4ª edição. São Paulo: **Editora Blucher**, p. 387. 2010.

OLIVEIRA, J. B.; BARBOSA, P. J. A.; NOGUEIRA, D. H.; ARAÚJO, E. M.; ARRAES, F. D. D. Influência dos elementos meteorológicos sobre a evapotranspiração de referência em Tauá, no Ceará. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v.2 n.4, p.403-411, 2017.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; SILVA, B. B.; MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, n.9, p.1209-1217, 2012.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas. Guaíba-RS: **Livraria e Editora Agropecuária LTDA**, 2002.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind Speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v.9, n.6, p.857-861, 1970.

QI, J. CHEHBOUNI A., HUETE A.R., KERR Y.H., Modified Soil Adjusted Vegetation Index (MSAVI). 1994. **Remote Sens Environment**. 48:119-126.

RODRIGUES, J. D.; ANDRADE, E. D.; TEIXEIRA, A. D. S.; SILVA, B. D. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. **Revista Engenharia Agrícola, Jaboticabal**, v.29, n.3, p.452-465, 2009.

SABOORI, M.; MOKHTARI, A.; AFRASIABIAN, Y.; DACCACHE, A.; ALAGHMAND, S.; MOUSIVAND, Y. Automatically selecting hot and cold pixels for satellite actual evapotranspiration estimation under different topographic and climatic conditions. **Agricultural Water Management**, v. 248, n.1, 2021.

SANTOS, C. A. C. Estimativa da evapotranspiração real diária através de análises micrometeorológicas e de sensoriamento remoto. 134f. **Tese** (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2009.

SANTOS, F. A. C. S.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; ARAÚJO, A. L.; CUNHA, J. E. B. L. C. Desempenho de metodologias para estimativa do saldo de radiação a partir de imagens MODIS. Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, p. 295-306, 2015.

SENAY, G. B.; BUDDE, M.; VERDIN, J.P.; MELESSE, A. M. A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. **Sensors**, v. 7, 979-1000, 2007.

SILVA, A. M.; SILVA, R. M.; SILVA, B. B. Determinação de temperatura da superfície e estimativa do saldo de radiação e evapotranspiração usando imagens Landsat e dados observados. **Revista Brasileira de Cartografia**, v.67, n.6, p. 1203-1216, 2015.

SILVA, B.B. da; BEZERRA, M.V.C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. São José dos Campos, v14, n2, p174-186, 2006.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v.24, n.3, p.145-152, 2011.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S.M.G.L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa agropecuária brasileira, Brasília**, v.47, n.9, p.1218-1226, 2012.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; BARBOSA JUNIOR, B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.20, n.1, p.3–8, 2016.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.243-252, 2005a.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p.201-211. 2005b.

SILVA, C. O. F.; MAGNONI, P. H. J.; MANZIONE, R. L. Sensoriamento remoto orbital para modelagem da evapotranspiração: síntese teórica e aplicações em computação na nuvem. **Revista Brasileira de Engenharia de Biosistemas**, v.15, n.3, p.425-468, 2021.

SILVA, J. L. B.; Monitoramento espaço-temporal da cobertura vegetal do bioma caatinga no Ceará mediante imagens orbitais. **Dissertação de mestrado**. UFRPE. Recife, 2016.

SILVA, L. C. ; SILVA, J. L. B.; MOURA, G. B. A.; SILVA, D. A. O.; LOPES. P. M. O.; NASCIMENTO, C. R.; SILVA, M. V.; BATISTA, P. H. D. Índices biofísicos e o saldo de radiação à superfície via sensoriamento remoto no Semiárido Pernambucano. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v.6, n.1, 2021.

SILVA, T. T. S. Estimativa de evapotranspiração em regiões do semiárido brasileiro utilizando o algoritmo SEBAL. 92 f. **Tese** (Doutorado em Engenharia Agrícola)-Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande, 2019.

SILVA, T. T. S. GUERRA, H. O. C., SILVA, B.B., SANTOS, C. L. M., GUIMARÃES J.P. & SANTOS J. Evapotranspiration of banana tree using the SEBAL algorithm in an irrigated perimeter from the Northeastern Brazil. **Brazilian Journal of Agricultural and Environmental Engineering**, Campina Grande, PB. v.25, n.3, p.149-155, 2021.

SOUZA, J. F. Análise das mudanças do uso e ocupação do solo, variabilidade da temperatura e do saldo de radiação em João Pessoa – PB. 130 f. **Dissertação** (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba, 2014.

SOUZA, J. F.; SILVA, R. M.; SILVA, A. M. Influência do uso e ocupação do solo na temperatura da superfície: o estudo de caso de João Pessoa – PB. **Ambiente Construído**, v.16, n.1, p.21-37, 2016.

STARKS, P. J.; NORMAN, J. M.; BLAD, B. L.; WALTER-SHEA, E. A.; WALTHALL, C. L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance albedo from bi-directionally reflected radiance data. **Remote Sensing of Environment**, v.38, n.2, p.123-134, 1991.

TASUMI, M. Estimating evapotranspiration using METRIC model and Landsat data for better understandings of regional hydrology in the western Urmia Lake Basin. **Agricultural Water Management**, v.226, 2019.

TEIXEIRA, A. H. de C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing an Penman-Monteith equation. *Remote Sensing*, v. 2, p. 1287–1319, 2010.

TEIXEIRA, A. H. de C.; LEIVAS, J. F.; RONQUIM, C. C.; VICTORIA, D. de C. Sugarcane water productivity assessments in the São Paulo state, Brazil. **International Journal of Remote Sensing Applications**, v. 6, p. 84-95, 2016.

TURCO, J. E. P. Estimativa da evapotranspiração de referência com precisão. **Engenharia na Agricultura**, Viçosa, MG, v.27, n.2, p.132-141, 2019.

WEBB, E. K. Profile Relationships: The Log-linear Range and Extension to Strong Stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.96, n.407, p.67-90, 1970.

ZANOTTA, D. C.; FERREIRA, M. P.; ZORTEA, M. Processamento de imagens de satélite. São Paulo: **Oficina de texto**, 2019.

ZHAO, J.; LI, C.; YANG, T.; TANG, Y.; YIN, Y.; LUAN, X.; SUN, S. Estimation of high spatiotemporal resolution actual evapotranspiration by combining the SWH model with the METRIC model. **Journal of Hydrology**, v.586, 2020.