

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Thomás Rocha Ferreira

**Avaliação da irrigação por fusão de imagens de satélite
usando computação em nuvem: um estudo na região
semiárida do Brasil**

Campina Grande, Maio de 2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – UFCG
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS – CTRN
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – UACA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA – PPGMET**

THOMÁS ROCHA FERREIRA

**AVALIAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR FUSÃO DE IMAGENS DE SATÉLITE
USANDO COMPUTAÇÃO EM NUVEM: UM ESTUDO NA REGIÃO SEMIÁRIDA
DO BRASIL**

Campina Grande, PB

Mai, 2022

THOMÁS ROCHA FERREIRA

**AVALIAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR FUSÃO DE IMAGENS DE SATÉLITE
USANDO COMPUTAÇÃO EM NUVEM: UM ESTUDO NA REGIÃO SEMIÁRIDA
DO BRASIL**

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva.

Área de concentração: Agrometeorologia e Micrometeorologia

Sub-área: Agrometeorologia, Radiação e Sensoriamento Remoto

Campina Grande, PB

Maio, 2022

F383a

Ferreira, Thomás Rocha.

Avaliação da irrigação por fusão de imagens de satélite usando computação em nuvem: um estudo na região semiárida do Brasil / Thomás Rocha Ferreira. – Campina Grande, 2022.

90 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia de Recursos Naturais, 2022.

"Orientação: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva".

Referências.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Evapotranspiração. 3. Google Earth Engine. 4. Balanço Hídrico. 5. Agrometeorologia. 6. Radiação. 7. Micrometeorologia. I. Silva, Bernardo Barbosa da. II. Título.

CDU 528.8(043)

THOMÁS ROCHA FERREIRA

AVALIAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR FUSÃO DE IMAGENS DE SATÉLITE USANDO
COMPUTAÇÃO EM NUVEM: UM ESTUDO NA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL

TESE APROVADA EM 30/05/2022

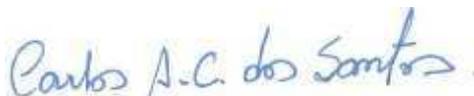
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CHRISTOPHER MICHAEL USHER NEALE
Daugherty Water for Food Global Institute
University of Nebraska-Lincoln



Profa. Dra. MAGNA SOELMA BESERRA DE MOURA
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semi Árido



ATA DA DEFESA PARA CONCESSÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
METEOROLOGIA, NO DOMÍNIO DA METEOROLOGIA,

REALIZADA EM 30 DE MAIO DE 2022

Ata da nonagésima nona defesa de Tese de Doutorado em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande. Aos trinta dias do mês de maio de 2022, às 10h00min, LOCAL: Sala Virtual, em virtude da suspensão de atividades na UFCG decorrente do corona vírus, em sessão pública através da plataforma Google Meet disponibilizada pela UFCG, reuniu-se na forma e termos do artigo 61 do Anexo I da Resolução No. 09/2010 do Conselho Universitário da UFCG a Comissão Examinadora composta pelos Professores: **Dr. Bernardo Barbosa da Silva - UACA/CTR/N/UFCG, Dr. Madson Tavares Silva – UACA/CTR/N/UFCG, Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos – UACA/CTR/N/UFCG, Dr. Christopher Michael Usher Neale – DWFI/UNL e Dra. Magna Soelma Beserra de Moura – Embrapa Semiárido** (Portaria No. 18/2022-PPGMET da Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia), juntamente com o doutorando **Thomás Rocha Ferreira**, candidato ao grau de Doutor em Meteorologia, e comigo, Arilene de Almeida Lucena, secretária dos trabalhos. Abertos os trabalhos o Presidente da Banca Examinadora Prof. Dr. Madson Tavares Silva, anunciou que a Reunião tinha por finalidade a análise e julgamento da Tese “**AVALIAÇÃO DA IRRIGAÇÃO POR FUSÃO DE IMAGENS DE SATÉLITE USANDO COMPUTAÇÃO EM NUVEM: UM ESTUDO NA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL**”, orientado pelo Professor Dr. Bernardo Barbosa da Silva. O Presidente concedeu a palavra ao Doutorando para, por um período de cinquenta minutos, fazer a exposição do seu trabalho. Concluída a exposição, o Presidente da Comissão Examinadora passou a palavra a cada membro da referida Comissão para arguir o Doutorando. Em seguida, o Presidente dos trabalhos solicitou aos presentes que participaram da defesa por meio de videoconferência para, em sessão secreta da Comissão Examinadora, julgar a Tese apresentada e o desempenho do candidato. Após análise final de cada membro da Comissão Examinadora foi atribuído o Conceito APROVADO, conforme estabelece no Art. 61 do Anexo I da Resolução No. 09/2010 do Conselho Universitário da UFCG. Nada mais havendo a tratar foi encerrada a Reunião e eu, Arilene de Almeida Lucena, lavrei a presente ata que será assinada digitalmente por mim secretária, os membros da Comissão Examinadora, o doutorando e o Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Campina Grande, 30 de maio de 2022.



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



ARILENE DE ALMEIDA LUCENA

Secretária

Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA – UFCG

Presidente da Comissão Examinadora e Examinador Interno

Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA – UFCG

Orientador

Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS – UFCG

Examinador Interno

Prof. Dr. CHRISTOPHER MICHAEL USHER NEALE – UNL

Examinador Externo

Profa. Dra. MAGNA SOELMA BESERRA DE MOURA – EMBRAPA

Examinadora Externa

THOMÁS ROCHA FERREIRA

Candidato



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA - UFCG
Coordenador do PPGMET/PRPG

2 - APROVAÇÃO

2.1. Segue a presente Ata de Defesa de Tese de Doutorado do candidato ***Thomás Rocha Ferreira***, assinada digitalmente pela Comissão Examinadora acima identificada.

Aos baluartes que me abrigam:
esposa, pais e irmão, este dedico.

AGRADECIMENTOS

A ideia de prestar agradecimentos consiste em não apenas registrar nomes num papel (ou numa mídia digital), mas dar reconhecimento àqueles que contribuíram para a construção desse documento. Gostaria de expressar meus sentimentos de gratidão aos meus pais, Marli R. S. Ferreira e Luiz Carlos Ferreira, que foram de fundamental importância para tudo aquilo que sou e que fiz. Um simples “muito obrigado” não corresponde a complexa dívida que tenho para com eles. A vocês meus pais, minha eterna gratidão.

Sou muito grato também, ao meu irmão Thiago R. Ferreira, que como exemplo de honestidade, irmandade e tranquilidade, me trouxe paz e alegria em momentos de caos e de dúvidas. Hail to you brother!

Meus agradecimentos à minha esposa Jéssica D. Ferreira, que me apoia e me incentiva na busca por nossos objetivos e no traçar de novas metas. Agradeço pelo carinho, dedicação e pela sinceridade. Este trabalho, e espero que muitos outros depois deste, é também fruto do nosso relacionamento.

Agradeço ao Prof. Dr. Bernardo B. Silva, pelo amigo que tem sido, pelo exemplo de profissionalismo, pelo respeito com o qual sempre se dirigiu a mim, pela confiança na execução deste trabalho, e por fim, pelos conhecimentos transmitidos, tanto científicos quanto pessoais. O senhor é uma fonte de inspiração para seus alunos.

Aos meus amigos, em especial aos de Campina Grande Edivaldo Serrão, Leydson Galvêncio, Pâmela Ávila, Madson Silva, Lucas Cavalcante, companheiros em diversas discussões, pelas conversas construtivas e pelos momentos de descontração e amizade.

Às amizades que construímos no DWFI, especialmente na figura do meu *advisor* Dr. Christopher Neale, obrigado pelo respeito e confiança, e aos amigos do *research team*, Dra. Jessica Nascimento, Ashish Masih e Dr. Mitch Maguire. Sou também muito grato ao Noé Hernandez pela amizade e exemplo de determinação, ¡Tu eres el mejor!

Não posso deixar de agradecer também aos professores da UFAL e UFCG que contribuíram na minha formação acadêmica e serviram de inspiração para continuar com meus objetivos.

Agradeço ao Prof. Dr. Carlos Santos, ao Prof. Dr. Madson Silva, a Dra. Magna Moura, e ao Prof. Dr. Lineu Rodrigues pela participação na minha defesa. Estes qualificam-se como profissionais que respeito e admiro.

A todos, o meu muito obrigado.

*“Moments of madness will be left behind
The same horizon, but in different lands.”*

(Rafael Bittencourt)

RESUMO

A avaliação da irrigação em regiões áridas e semiáridas é imperativo para garantir o uso sustentável de recursos hídricos limitados e garantir a produção de alimentos. Este estudo objetivou avaliar o uso consuntivo de água para irrigação em uma área piloto de cana-de-açúcar do polo de irrigação Petrolina/Juazeiro, mediante fusão de imagens orbitais e multiespectrais (série Landsat e sensores MODIS) e de poucos elementos meteorológicos em superfície. Para tanto, usou-se computação em nuvem para processar as imagens orbitais e os dados meteorológicos de superfície na determinação da evapotranspiração (ET), usando o SEBAL, como entrada para o balanço hídrico do solo. Na análise do melhor conjunto de equações a ser utilizado no SEBAL, foram avaliados dois modelos para calcular a radiação de ondas curtas incidente (R_{sw}), dez modelos de emissividade atmosférica de céu claro para calcular a radiação de ondas longas incidente (R_{lw}) e dois modelos para determinação do saldo de radiação diário ($R_{n,24}$). O desempenho foi avaliado de acordo com as medições de torres micrometeorológicas *in-situ*, sob diferentes coberturas da superfície. Os melhores resultados foram encontrados para os modelos Allen, Duarte e De Bruin para R_{sw} , R_{lw} e $R_{n,24}$, respectivamente. Foi avaliada a precisão do uso dos modelos SEBAL e STARFM na estimativa de variáveis-chave e do próprio saldo de radiação e na determinação da ET em escala diária e mensal. A fusão de imagens retratou RMSE do R_n , T_s , NDVI e albedo iguais a $17,00 \text{ W m}^{-2}$, $2,28 \text{ K}$, $0,07$ e $0,01$, respectivamente. A ET diária (ET_{24}) e mensal (ET_m) em combinação do STARFM com o SEBAL, apresentaram baixos erros médios (PBIAS = $-2,75\%$ e RMSE = $0,97 \text{ mm d}^{-1}$ e $16,66 \text{ mm mês}^{-1}$) e alto coeficiente de determinação ($0,87$ para ET_{24} e $0,91$ para ET_m) em comparação com o emprego do SEBAL unicamente em imagens Landsat (PBIAS = $-5,25\%$, RMSE = $0,97 \text{ mm d}^{-1}$ e $17,66 \text{ mm mês}^{-1}$, $r^2 = 0,92$). A adição de imagens fusionadas proporcionou um melhor ajuste da curva de ET_{24} acumulada estimada em relação a ET_{24} medida. O balanço hídrico indicou que a cana-de-açúcar cultivada sofreu estresse hídrico no meio e no final do ciclo do cultivo, circunstância que foi melhor representada pelas estimativas utilizando a curva de ET_{24} com adição de imagens fusionadas, do que utilizando apenas imagens Landsat. Embora esse incremento na resolução temporal dos dados estimados de ET_{24} tenha indicado um maior consumo de água, ele informa um quantitativo suficiente para suprir a demanda hídrica dos cultivos. Certamente a necessidade de um monitoramento sistemático do uso da água para irrigação em regiões semiáridas, em particular no contexto espacial e temporal, é não apenas evidente, mas imperativa. Nesse contexto, a modelagem da ET_{24} com dados orbitais é uma das técnicas que se prezam a auxiliar o campo de informações que se exige para um manejo adequado da irrigação, e que pode contribuir para garantir um melhor planejamento das políticas públicas de direito e uso da água, com vistas a alcançar um uso mais eficiente desse recurso.

Palavras-chave: sensoriamento remoto; google earth engine, evapotranspiração, balanço hídrico.

ABSTRACT

Irrigation evaluation in arid and semiarid regions is imperative to ensure the sustainable use of limited water resources and to guarantee food production. This study aimed to evaluate the consumptive use of water for irrigation in a pilot irrigated area of the Petrolina/Juazeiro, by fusing orbital and multispectral images (Landsat series and MODIS sensors) and few surface meteorological elements. To this end, cloud computing was used to process the orbital images and surface meteorological data to determine evapotranspiration (ET), using SEBAL, as input for the soil water balance. In the analysis of the best set of equations to be used in SEBAL, two models to calculate downwelling shortwave radiation (R_{sw}), ten clear sky atmospheric emissivity models to calculate downwelling longwave radiation (R_{lw}) and two models to determine the daily net radiation ($R_{n,24}$) were evaluated. The accuracy of each model was evaluated with radiation measurements obtained from research quality sensors installed in micrometeorological towers. The best performances were found for the Allen model, Duarte model, and De Bruin model for R_{sw} , R_{lw} , and $R_{n,24}$, respectively. The accuracy of using SEBAL and STARFM models in estimating key variables and the net radiation itself and in determining ET on daily and monthly scales was evaluated. Image fusion indicated RMSE of R_n , T_s , NDVI and albedo equal to 17.00 W m^{-2} , 2.28 K , 0.07 and 0.01 , respectively. Daily (ET_{24}) and monthly (ET_m) ET as a result of the combination of STARFM with SEBAL, showed low mean errors (PBIAS = -2.75% and RMSE = 0.97 mm d^{-1} and $16.66 \text{ mm month}^{-1}$) and high coefficient of determination (0.87 for ET_{24} and 0.91 for ET_m) compared to using SEBAL only on Landsat images (PBIAS = -5.25% , RMSE = 0.97 mm d^{-1} and $17.66 \text{ mm month}^{-1}$, $r^2 = 0.92$). The addition of fused images caused a better fit of the estimated cumulative ET_{24} curve relative to measured ET_{24} . The water balance indicated that the cultivated sugarcane suffered water stress in the middle and at the end of the growing season, a circumstance that was better represented by estimates using the ET_{24} curve with the addition of fused images, than using Landsat images alone. Although this increase in the temporal resolution of the estimated ET_{24} data indicated a higher water consumption, it reports a sufficient quantity to meet the water demand of the crops. Certainly, the need for systematic monitoring of water use for irrigation in semiarid regions, particularly in the spatial and temporal context, is not only evident, but imperative. In this context, ET_{24} modeling with orbital data is one of the techniques that are intended to assist the range of information required for proper irrigation management, and that can contribute to ensure better planning of public policies for water rights and use, with a view to achieving a more efficient use of this resource.

Keywords: remote sensing; google earth engine, evapotranspiration, water balance.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de cobertura e uso da terra da área de estudo. Os subconjuntos indicam os quatro tipos contrastantes de cobertura terrestre que foram estudados. Os dados foram obtidos do Projeto MapBiomias 10
- Figura 2.** Radiação de ondas curtas incidente em superfície – $R_{sw,obs}$ ($W m^{-2}$) medida na estação SONDA (Petrolina-PE; linha cinza), e no topo da atmosfera – $R_{sw,toa}$ ($W m^{-2}$; linha preta) e horário da passagem do satélite (linha vermelha) para 5 de outubro de 2013 – DOA 278 (a) e 22 de maio de 2016 – DOA 142 (b) 18
- Figura 3.** MAE ($W m^{-2}$), MRE (%) e RSME ($W m^{-2}$) relacionados à comparação entre a R_{sw} medida instantânea e a obtida com os modelos fornecidos por Allen et al. (2007) – $R_{sw,Aln}$ e Zillman (1972) – $R_{sw,Z}$ com $\beta = 0,10$ e $0,20$, respectivamente 19
- Figura 4.** Comparação dos erros médios (MAE ($W m^{-2}$), MRE (%) e RMSE ($W m^{-2}$)) entre valores de R_{lw} medidos *in-situ*, e R_{lw} obtidos através da lei de Stefan-Boltzmann, usando dez modelos diferentes de emissividade atmosférica..... 20
- Figura 5.** Representação do $R_{n,24}$ ($W m^{-2}$) estimado pelas Eq 18 – $R_{n,24,DeB}$ e 19 – $R_{n,24,Bst}$ em comparação com valores observados em três superfícies vegetadas: cana-de-açúcar (SC), pomar de manga (MO) e caatinga preservada (PC) - $R_{n,24,obs}$ 22
- Figura 6.** Desempenho do modelo senoidal para $R_{n(t)}$ (Eq. 2) em comparação com $R_{n,obs(t)}$ sobre a cana-de-açúcar, um pomar de manga e caatinga preservada. A legenda indica o dia de ordem do ano de cada plotagem 23
- Figura 7.** (a) Albedo instantâneo, (b) NDVI, (c) LST e (d) ϵ_0 em 9 de janeiro de 2014 – DOA 9 24
- Figura 8.** Saldo de radiação instantâneo durante a passagem do satélite — $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$) conforme calculado a partir de informações de sensoriamento remoto em: a) 9 de janeiro de 2014; b) 22 de setembro de 2014; c) 24 de agosto de 2015 e d) 12 de novembro 25
- Figura 9.** Saldo de radiação diário — $R_{n,24,DeB}$ ($W m^{-2}$) em: a) 2 de junho de 2014 (DOA 153) e b) 12 de novembro de 2015 (DOA 316) 27

Figura 10. Diagramas box-plot da LST (K), $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$), NDVI, Albedo e emissividade superficial para agricultura (irrigada), infraestrutura urbana, vegetação de caatinga e pastagem	28
Figura 11. Área de estudo no semiárido brasileiro.....	36
Figura 12. Diagrama dos procedimentos para cálculo do saldo de radiação de superfície para o OLI/TIRS Landsat 8 no instante da passagem do satélite (a) e para as imagens STARFM (b)	40
Figura 13. Diagrama do processo iterativo para obter fluxo de calor sensível—H	41
Figura 14. Diagrama dos procedimentos para aplicação do STARFM.....	47
Figura 15. NDVI, T_s , Albedo e $R_{n,over}$ mapas estimados com OLI/TIRS (a) e com STARFM (b) para 12 de novembro de 2015	50
Figura 16. (a) MAE, MRE e RMSE das variáveis $R_{n,over}$, T_s , NDVI e albedo nos pixels das áreas de agricultura irrigada nas imagens Landsat 8 e STARFM em 12 de novembro de 2015, e (b) gráfico de dispersão do $R_{n,over}$ para os mesmos pixels entre Landsat 8 e STARFM.....	51
Figura 17. Variação temporal (2015-2016) da $ET_{24\ torref}$ e ET_{24} modelada a partir da interpolação usando ETM e OLI/TIRS (a) e ETM, OLI/TIRS e dados fusionados (b). $R_{sw,24}$, f_{PET} observado, f_{PET} modelado usando ETM e OLI/TIRS (c) e $R_{sw,24}$ e f_{PET} modelado usando ETM, OLI/TIRS e STARFM (d). As datas de passagem do satélite também estão apresentadas.....	53
Figura 18. Gráficos de dispersão da $ET_{24\ Landsat}$ versus $ET_{24\ torref}$ usando ETM e OLI/TIRS (a), e $ET_{24\ fused}$ versus $ET_{24\ torref}$ usando imagens fusionadas do STARFM (b), $ET_{24\ Landsat}$ versus $ET_{24\ torref}$ para todos os dias usando interpolação do ETM, OLI/TIRS (c) e $ET_{24\ Landsat+fused}$ versus $ET_{24\ torref}$ para todos os dias usando interpolação do ETM, OLI/TIRS e fusionamento (d), $ET_{m\ Landsat}$ versus $ET_{m\ torref}$ usando interpolação do ETM e OLI/TIRS (e), e $ET_{m\ Landsat+fused}$ versus $ET_{m\ torref}$ usando interpolação do ETM, OLI/TIRS e fusionamento (f). O coeficiente de determinação (r^2), o Percentual e o Erro de Viés médio (PBIAS e MBE), e a Raiz do erro quadrático médio (RMSE) também são apresentados.....	54
Figura 19. Séries temporais das curvas acumuladas de irrigação, precipitação, $ET_{0,24}$, $ET_{24\ torref}$ e $ET_{24\ Landsat}$ (a) e $ET_{24\ Landsat+fused}$ (b). As datas das passagens de satélite também estão apresentadas.....	58

Figura 20. Modelos de balanço hídrico carregados com ET_{24} torre (a), ET_{24} Landsat (b) e ET_{24} Landsat+fused (c)60

Figura 21. $ET_{0,24}$ das estações meteorológicas Agrovale , Embrapa e Labmet plotadas como uma série temporal (a) e como cumulativa ao longo da safra 2015-2016 (11 de junho de 2015 – 30 de maio de 2016) (b).....61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Modelos avaliados para estimativa da emissividade atmosférica – ϵ_a (adimensional) determinados com base em dados da pressão parcial de vapor – e_a , (hPa) e temperatura do ar – T_a (K) (ver Tabela 2A)	16
Tabela 2. MAE ($W\ m^{-2}$), MRE (%), e RMSE ($W\ m^{-2}$) entre o R_n estimado pelas Eq. 18 – $R_{n,24,DeB}$ e $19 - R_{n,24,Bst}$ e o medido nas torres de cana-de-açúcar (SC), caatinga preservada (PC) e pomar de manga (MO).....	21
Tabela 3. Parâmetros estatísticos de estimativas de ET em diferentes estudos com abordagem de fusão de dados.....	56
Tabela 4. Fluxos de balanço hídrico acumulados para os modelos carregados com ET_{24} medida e estimada	61

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 Problemática	2
1.2 Hipótese	3
1.3 Objetivo geral	3
1.4 Objetivos específicos	3
1.5 Estrutura da tese	4
CAPÍTULO 2 (Artigo 1) - Uso de sensoriamento remoto para estimativa do saldo de radiação e seus componentes: um estudo de caso para coberturas da terra contrastantes em um hotspot agrícola da região semiárida do Brasil	5
2.1 INTRODUÇÃO	6
2.2 MATERIAL E MÉTODOS	9
2.2.1 Área de estudo: climatologia e uso da terra	9
2.2.2 Imagens de satélite e dados meteorológicos.....	11
2.2.3 Determinação do saldo de radiação instantâneo	12
2.2.3.1 Albedo da superfície	13
2.2.3.2 Avaliação da radiação de ondas curtas incidente	14
2.2.3.3 Estimativa da radiação de ondas longa emitida e incidente	14
2.2.3.4 Saldo de radiação diário	16
2.2.4 Métricas estatísticas.....	17
2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	18
2.3.1 Radiação solar e transmitância atmosférica	18
2.3.2 Radiação de onda longa atmosférica	19
2.3.3 Saldo de radiação instantâneo e diário	20
2.3.4 Estimativas instantâneas do albedo, da temperatura da superfície e do saldo de radiação.....	23
2.3.5 Estimativas do saldo de radiação diário	27
2.3.6 O efeito das mudanças de uso do solo no saldo de radiação	27
2.4 CONCLUSÕES.....	30
CAPÍTULO 3 (Artigo 2) - Avaliação da demanda de água para irrigação usando modelos de balanço de energia e fusão de dados de satélite em computação em nuvem: um estudo na região semiárida brasileira	32
3.1 INTRODUÇÃO	33
3.2 MATERIAL E MÉTODOS	35
3.2.1 Área de estudo.....	35

3.2.2	Imagens de satélite e dados meteorológicos.....	37
3.2.3	Algoritmo SEBAL.....	38
3.2.4	Evapotranspiração diária	41
3.2.5	STARFM	42
3.2.6	Evapotranspiração diária e mensal contínua no tempo.....	46
3.2.7	Avaliação do manejo da irrigação.....	48
3.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	49
3.3.1	Avaliação do desempenho do STARFM.....	49
3.3.2	Validação da evapotranspiração	51
3.3.3	Avaliação da irrigação segundo o balanço hídrico	57
3.4	CONCLUSÕES.....	62
CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES		62
4.1	Recomendações e perspectivas para trabalhos futuros.....	63
REFERÊNCIAS DA LITERATURA		65
APÊNDICE DO ARTIGO 1		83
APÊNDICE DO ARTIGO 2		87

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

O setor agrícola é o maior usuário de água doce do planeta. Estimativas indicam que cerca de 70% de toda a água doce retirada de rios, lagos e aquíferos subterrâneos se destinam à irrigação (USGS, 2020a). O manejo adequado desse recurso, vital à civilização humana, se sustenta no controle quantitativo e qualitativo dos usos consuntivos da água, em especial para a irrigação.

Nessa perspectiva, a outorga de direito de uso de recursos hídricos é um dos instrumentos da Política Nacional de Recursos Hídricos, presente na lei 9.433, que objetiva assegurar o quantitativo e o qualitativo sob os diversos usos consuntivos da água no Brasil. A fiscalização do consumo desses recursos atua por meio do acompanhamento, do controle, da apuração de irregularidades e infrações e a eventual determinação de retificação por parte de usuários (Warren et al., 2014).

Logo, ao ponderar sobre o consumo da água para agricultura irrigada, é imperativo o estudo da demanda hídrica das culturas e da eficiência do sistema de irrigação empregado, sob uma perspectiva sustentável ambiental e economicamente. No que diz respeito às condições de tempo e de clima, o conjunto de elementos que influencia diretamente na demanda hídrica é resumido na evapotranspiração (ET) produzida pelas superfícies vegetadas, variável amplamente estudada em aplicações com imagens orbitais devido ao custo-benefício monetário (disponibilidade gratuita de imagens multiespectrais da superfície da Terra) e espacial (imageamento de centenas de km em uma cena).

Diversos órgãos como o Departamento de Recursos Hídricos de Idaho – IDWR, Daugherty Water for Food Global Institute – DWFI, United States Geological Survey – USGS e, recentemente, Agência Nacional de Águas – ANA têm utilizado modelos empregados em sensoriamento remoto para avaliar o consumo de água no contexto da agricultura irrigada, seja através de modelos de duas fontes (evaporação + transpiração) como o *Two-Source Energy Balance* (Norman et al., 1995) e o *Atmosphere Land Exchange Inverse* – ALEXI (Anderson et al., 2007) ou de modelos de uma só fonte (evapotranspiração) como o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998), *Mapping Evapotranspiration at high resolution and Internalized Calibration* – METRIC (Allen et al., 2007) e o *Operational Simplified Surface Energy Balance* – SSEBop (Senay et al., 2013).

Independentemente do modelo empregado, entretanto, satélites com boa resolução espacial estão associados a uma baixa resolução temporal, devido à natureza de suas órbitas e às limitações instrumentais, conjuntura esta que dificulta a avaliação e o monitoramento sistemático do consumo de água pela agricultura irrigada. Diante dessa adversidade, o algoritmo

Spatial and Temporal Adaptive Reflectance Fusion Model – STARFM (Gao et al., 2006), propõe aumentar a frequência de imagens disponíveis em dada área, aliando a resolução espacial de sensores da série Landsat à resolução temporal do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* – MODIS, a bordo das plataformas orbitais TERRA e AQUA. A técnica é baseada em uma função-peso determinística que busca por uma similaridade espectral, baixa diferença temporal e curta distância espacial entre pixels imageados por pares de imagens Landsat-MODIS (Knipper et al., 2020).

Naturalmente, o manejo agrícola em áreas semiáridas e áridas ocorre frequentemente (e quase exclusivamente) mediante a prática da irrigação. Na região semiárida do Brasil, o polo de irrigação Petrolina/Juazeiro representa 77% da demanda hídrica do rio São Francisco (ANA, 2017b), o principal rio da região. À jusante da Usina Hidrelétrica de Sobradinho – UHS, e à montante da recém construída transposição do rio São Francisco e de outras 7 hidrelétricas, este polo possui cerca de 70,000 hectares de agricultura irrigada (Ferreira et al., 2020), a maior área de agricultura irrigada da região semiárida brasileira (ANA, 2017a).

1.1 Problemática

O volume útil do reservatório da UHS atingiu percentuais inferiores a 5% entre o ano de 2015 e o início de 2016, apresentando os níveis de armazenamento mais baixos já registrados (ANA, 2020a e ANA, 2020b), consequência da seca prolongada que teve início em 2012 (Marengo et al., 2020). Segundo Silva et al. (2021), os efeitos das mudanças climáticas em curso e o aumento da demanda consuntiva por água na bacia do rio São Francisco podem reduzir significativamente a disponibilidade hídrica, reduzindo a produção de energia da região em cerca de 30 a 50% nas próximas décadas. Portanto, eventos de seca aliados às mudanças climáticas (ou como consequência delas) podem intensificar o uso consuntivo de água nesta bacia e, conseqüentemente, garantir alimentos, água, energia e também a segurança econômica nesta região é um grande desafio hoje, e deve se intensificar ainda mais no futuro próximo.

Ferreira et al. (2020) mencionaram a indisponibilidade de imagens da série Landsat na região semiárida do Brasil, que, apesar da aridez, apresenta um limitado número de dias à céu claro no horário da passagem do sensor no meridiano local. Embora a fusão dessas imagens com imagens MODIS possa aumentar essa resolução temporal, ainda não existe um código aberto e de fácil emprego para aplicação dessa técnica, de modo que o seu uso possa ser avaliado com maior frequência pela comunidade científica. Para efeito de ilustração, o uso de uma técnica de fusão de imagens de satélite com vistas a determinar a demanda hídrica das culturas é frequentemente (ou até exclusivamente) associado ao algoritmo *Atmosphere-Land EXchange Inverse* – ALEXI (Anderson et al., 2011; Cammalleri et al., 2013, 2014; Gelli et al., 2020;

Knipper et al., 2019; Lei et al., 2020; Li et al., 2017; Semmens et al., 2016; Sun et al., 2017; Yang et al., 2017, 2018, 2020).

Além das adversidades em termos de nível de programação que se apresentam na elaboração de um código com esta finalidade, a capacidade e/ou o tempo de processamento exigido por essas operações, restringem o seu uso a programadores experientes e computadores de alta performance.

Diante do exposto, este trabalho visou contribuir para um maior entendimento da demanda hídrica das culturas, apresentando uma discussão sobre o uso do modelo STARFM para fusão de imagens de satélite e o uso do modelo SEBAL para estimativa da evapotranspiração. Para isso, foi feito uso de computação em nuvem das plataformas Google Earth Engine, Google Colab e Google drive para acesso, geoprocessamento e exportação dos dados. Os scripts desenvolvidos estão disponíveis gratuitamente no site do GitHub https://github.com/thomasmcz/SEBAL_STARFM. Qualquer indivíduo com uma conta Google poderá acessar, executar este script e exportar os dados para uma pasta no Google Drive.

1.2 Hipótese

A fusão de imagens OLI/TIRS e MODIS para emprego no modelo SEBAL pode trazer uma melhoria na avaliação do uso consuntivo da água para irrigação, proporcionando maior resolução espacial e temporal nas estimativas da ET, visando uma análise sistemática da demanda hídrica das culturas.

1.3 Objetivo geral

Avaliar o uso consuntivo de água para irrigação em uma área piloto de cana-de-açúcar do polo Petrolina/Juazeiro, mediante fusão de imagens orbitais e multiespectrais e de poucos elementos meteorológicos em superfície, usando computação em nuvem.

1.4 Objetivos específicos

- Analisar o mérito das estimativas de saldo de radiação e de suas componentes e determinar o melhor conjunto de equações a ser utilizado no algoritmo SEBAL;
- Investigar a qualidade das estimativas de saldo de radiação e evapotranspiração na conjunção do STARFM com o SEBAL;
- Avaliar a evapotranspiração usando o modelo SEBAL com e sem fusão de imagens de satélite como entrada para o balanço hídrico do solo, utilizando computação em nuvem.

1.5 *Estrutura da tese*

Este documento foi elaborado em capítulos com respeito aos objetivos da tese e aos dois artigos que dela foram elaborados. O Capítulo 1 tratou da introdução, da caracterização da problemática, da hipótese e dos objetivos que compõem a essência deste trabalho.

O Capítulo 2 apresenta o primeiro artigo da tese, avaliado pelos pares e publicado no periódico *Agricultural and Forest Meteorology*. Neste artigo, buscou-se atender o primeiro objetivo específico da tese, avaliando as incertezas das estimativas do saldo de radiação em superfície e de suas componentes, e determinando o melhor conjunto de equações para a execução do SEBAL, crucial para o processamento do balanço de energia e conseqüentemente para a determinação da ET. A análise foi realizada sob tipos contrastantes de cobertura do solo.

O capítulo 3 apresenta o segundo artigo da tese, que será submetido a um periódico que trate do manejo da água na agricultura irrigada. Este capítulo trata dos outros 2 objetivos específicos da tese, que compreendem a aplicação e a avaliação dos modelos STARFM e SEBAL no uso consuntivo da água para irrigação.

No capítulo 4 foram apresentadas as conclusões que dizem respeito aos objetivos tratados nesta introdução, bem como sugestões para trabalhos futuros utilizando sensoriamento remoto orbital e geoprocessamento.

CAPÍTULO 2 (Artigo 1) - Uso de sensoriamento remoto para estimativa do saldo de radiação e seus componentes: um estudo de caso para coberturas da terra contrastantes em um hotspot agrícola da região semiárida do Brasil

<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108052>

Resumo: Este estudo tem como objetivo verificar as incertezas relacionadas à estimativa espaço-temporal do saldo de radiação e seus componentes, utilizando dados de sensoriamento remoto. O foco geográfico é uma área agrícola irrigada semiárida brasileira, para a qual também foi investigada o impacto que os tipos de cobertura terrestre contrastantes têm sobre os componentes do balanço de radiação e, conseqüentemente, sobre o saldo de radiação. Os valores instantâneos (R_n) e diários ($R_{n,24}$) do saldo de radiação foram estimados com base em imagens OLI/TIRS-Landsat-8 e variáveis meteorológicas-chave. Além disso, avaliamos dois modelos para estimativa de radiação de ondas curtas (R_{sw}), dez modelos para radiação de ondas longas (R_{lw}) e dois modelos para determinação do $R_{n,24}$. A precisão de cada modelo foi avaliada com medições de radiação obtidas a partir de sensores instalados em torres micrometeorológicas. Os melhores desempenhos foram encontrados para o modelo Allen, modelo Duarte, e De Bruin para R_{sw} , R_{lw} e $R_{n,24}$, respectivamente. Os tipos contrastantes de uso da terra apresentaram diferenças substanciais nas variáveis biofísicas e propriedades radiativas que afetam o R_n . O albedo para as culturas irrigadas tem valores absolutos médios que são 0,01-0,03 maiores do que os encontrados para a caatinga preservada, enquanto a temperatura da superfície terrestre, LST, é 3-5 graus menor. No entanto, R_n para esses dois tipos de superfície distintas foi semelhante, como resultado de uma emissividade da superfície consideravelmente menor na caatinga. Para a pastagem, o albedo, LST, e, portanto, as componentes de radiação emitidas tiveram valores maiores do que os encontrados para a caatinga, o que causou valores menores de R_n . As áreas urbanas apresentaram os menores valores de R_n , principalmente como consequência de seus altos valores de albedo. Foi mostrado que quando os dados de saldo de radiação *in-situ* não estão disponíveis, os dados de sensoriamento remoto, combinados com dados meteorológicos *in-situ* mais facilmente disponíveis, podem ser usados para obter estimativas precisas de R_n . Isso facilita a identificação de impactos antropogênicos na radiação na superfície terrestre e, em última instância, no balanço de energia, incluindo os efeitos sazonais e de longo e curto prazo.

Palavras-chave: sensoriamento remoto; mudança de uso da terra; caatinga; balanço de energia; radiação de ondas longas; radiação solar incidente.

Abstract: This study aims to ascertain the uncertainties related to the spatiotemporal estimation of net radiation, and its components, using remote sensing data. Geographical focus is an irrigated agricultural hotspot of the Brazilian semiarid region, for which we also investigate the impact that contrasting land-cover types have on the upwelling radiation balance components, and hence on net radiation. Instantaneous (R_n) and daily ($R_{n,24}$) values of net radiation were estimated based on OLI/TIRS-Landsat-8 images and key weather variables. In addition, we evaluated two models for downwelling shortwave (R_{sw}), ten models for downwelling longwave radiation (R_{lw}), and two models for derivation of $R_{n,24}$. The accuracy of each model was evaluated with radiation measurements obtained from research quality sensors installed in micrometeorological towers. The best performances were found for the Allen model, Duarte model, and De Bruin model for R_{sw} , R_{lw} , and $R_{n,24}$, respectively. The contrasting land-use types exhibited substantial differences in the biophysical variables and radiative properties that affect R_n . The albedo for the irrigated crops has average absolute values that are 0.01–0.03 greater than those found for the pristine caatinga, whereas the land surface temperature, LST, is 3–5 degrees smaller. However, R_n for these two distinctly different surface types was similar, as a result of a considerably lower surface emissivity in the caatinga. For rangeland, the albedo, LST, and hence the upwelling radiation had greater values than those found for the caatinga, which caused reduced values of R_n . The urban areas exhibited the lowest values of R_n , mainly as a consequence of their high albedo values. We show that when in-situ net radiation data are not available, remote sensing data combined with more readily available in-situ weather data can be used to derive spatiotemporal estimates of R_n . This facilitates the identification of anthropogenic impacts on the radiation at the land-surface and ultimately the energy balance, including the short-term seasonal and long-term effects.

Keywords: remote sensing; land-use change; caatinga; energy balance; longwave radiation; downwelling solar radiation.

2.1 INTRODUÇÃO

A região semiárida brasileira é predominantemente caracterizada pela Caatinga, uma floresta tropical sazonalmente seca, que é ecologicamente rica. Poucos estudos abordaram os efeitos das mudanças antropogênicas nesta cobertura vegetal, especialmente no contexto das interações climáticas da superfície terrestre (por exemplo, Cunha et al., 2020; Marques et al., 2020). Durante as últimas décadas, a Caatinga tem sido extensivamente afetada por mudanças antropogênicas na cobertura da terra, e apenas algumas paisagens ecologicamente importantes deste habitat natural permanecem, das quais apenas 1,3% é protegida por lei (CNUC/MMA,

2018), uma das paisagens naturais brasileiras mais ameaçadas; principalmente porque compreende áreas de Caatinga originalmente preservada que agora são afetadas pela desertificação, intensificação da atividade agrícola (tanto as culturas de sequeiro quanto irrigadas) e de pastagem. A maior parte dos recursos hídricos dessa região vem do rio São Francisco, cujas águas abastecem vários municípios para consumo humano, geração de energia e atividade agrícola. O aumento da agricultura irrigada na Caatinga, em particular nos últimos anos, teve implicações socioeconômicas positivas, mas também aumentou os conflitos relacionados ao uso da água.

As atividades antropogênicas influenciam o clima local através de mudanças nas propriedades da superfície e variáveis de estado, como albedo e temperatura da superfície terrestre (Bonan 2008; Gomes et al., 2009; Kvalevag et al., 2010; Li et al., 2019). Portanto, a circulação atmosférica local e regional na Caatinga tem sido afetada (Correia et al., 2006; Melo et al., 2015). Essas alterações nas variáveis biofísicas da superfície impactam o balanço de radiação da superfície, como observado por Silva et al. (2015) que estudaram a substituição da savana por culturas agrícolas e plantações de eucalipto, e por Liu et al. (2019) que investigaram os efeitos radiativos da conversão de lavouras para pastagens.

O saldo de radiação (R_n) é definido como o balanço entre a entrada (incidentes, ou *downwelling*) e a saída (emitidos e refletidos emergentes ou *upwelling*) da radiação de ondas curtas e de ondas longas na superfície. Os fluxos incidentes dependem fortemente da latitude, ângulo solar (para radiação de ondas curtas), bem como nebulosidade e propriedades atmosféricas, como temperatura e pressão de vapor, que afetam diretamente o fluxo incidente de ondas longas (ou seja, temperatura do ar, via lei de Stefan Boltzmann) ou indiretamente através de mudanças na emissividade atmosférica. Variáveis importantes para os fluxos de radiação emergentes são o albedo (radiação de ondas curtas), a temperatura e a emissividade da superfície, que juntos determinam a radiação de ondas longas, novamente calculada pela lei de Stefan Boltzmann. Todas essas variáveis atmosféricas e superficiais apresentam considerável variabilidade espacial e temporal, que afetam diretamente as trocas de calor e massa na camada limite planetária (Silva et al., 2015; Kilic et al., 2016).

A estimativa de R_n é muito importante no contexto de estimativas de fluxos turbulentos de energia (fluxo de calor latente (ou seja, evapotranspiração) e fluxo de calor sensível), particularmente aqueles estudos dedicados à avaliação da evapotranspiração com base em técnicas de sensoriamento remoto (Bastiaanssen et al., 1998, 2005; Allen et al., 2007; Silva et al., 2015; Elnmer et al., 2019) e aqueles que empregam o método de razão bowen, onde R_n (como um componente-chave da energia disponível) é crucial para o cálculo confiável de fluxos de calor latentes e sensíveis (Verhoef e Campbell, 2005). Valores confiáveis de R_n são

necessários para verificar o fechamento do balanço de energia quando fluxos de energia turbulentos foram diretamente determinados com a técnica *eddy covariance*, pois pode haver uma subestimativa devido à existência de armazenamento de calor em copas ou na camada abaixo da instrumentação, advecção horizontal, erros na resposta de frequência dos sensores, e heterogeneidade em escala regional que pode causar vórtices em larga escala que não são facilmente sentidos por sistemas de *eddy covariance*. Portanto, a soma dos fluxos de calor latente medidos com os de calor sensível precisa ser comparada com valores de saldo de radiação menos fluxo de calor do solo, para avaliar a magnitude do não-fechamento (Jensen e Allen, 2016). R_n pode ser diretamente determinado pontualmente com o uso de radiômetros, que são precisos, mas caros e só produzem medidas representativas de áreas relativamente pequenas (Jensen e Allen, 2016).

Imagens de satélite têm sido amplamente utilizadas para determinar R_n de microescala para escalas regionais, e sobre áreas heterogêneas (Bisht et al., 2005; Allen et al., 2007; Ryu et al., 2008; Bisht and Bras, 2010; Silva et al., 2011a; Silva et al., 2015). Neste contexto, vários algoritmos foram desenvolvidos para estimar a radiação de ondas curtas (Zillman, 1972; Allen et al., 2007), radiação de ondas longas (Sugita e Brutsaert, 1993; Prata, 1996; Bastiaanssen et al., 1998; Duarte et al., 2006; Allen et al., 2007; Kruk et al., 2010; Santos et al., 2011), saldo de radiação de ondas longas e propriedades radiativas como emissividade superficial (Tasumi, 2003; Muñoz-Jiménez et al., 2006; Tang e Li, 2008; Teixeira et al., 2009).

Para a radiação de ondas curtas, Bisht et al. (2005), Bisht e Bras (2010), Alados et al. (2011) e Silva et al. (2015) em regiões subtropicais, e Vancoppenolle et al. (2011) na Antártida, obtiveram bons resultados na aplicação do modelo proposto por Zillman (1972). Por outro lado, o modelo *Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration* (METRIC) empregado por Allen et al. (2007), garante que, para condições de céu claro, a precisão da radiação de ondas curtas incidente é comparável aos dados medidos com um piranômetro instalado em uma estação meteorológica automatizada (Allen 1996; ASCE-EWRI 2005; Jensen e Allen, 2016).

Vários modelos são dedicados a estimar a radiação de ondas longas incidente; Allen et al. (2007), Allen et al. (2011) e Santos et al. (2020) recomendam a expressão empregada em Bastiaanssen et al. (1998). Silva et al. (2015) avaliaram nove modelos de radiação de ondas longas na bacia hidrográfica de Mogi Guaçu (bacia subtropical brasileira), e revelaram que o modelo de Duarte et al. (2006) apresentou o melhor desempenho com base em erros médios. Outros estudos também indicaram um bom desempenho do modelo Duarte et al. (2006) (na Coreia: Choi, 2013; na região sudeste brasileira: Kruk et al., 2010; e na Argentina: Carmona et

al., 2014). Santos et al. (2011), no entanto, propuseram um modelo que apresentou erros inferiores a 1,0%, em um pomar de banana situado na região semiárida do Nordeste brasileiro.

Em relação ao saldo de radiação diário, Bastiaanssen et al. (2000) recomendaram o uso da expressão empregada por De Bruin (1987) em aplicações de sensoriamento remoto (neste caso, foram empregadas imagens Landsat). Silva et al. (2015), ao utilizarem esse modelo com imagens TM Landsat 5, encontraram baixos erros médios, na bacia hidrográfica de Mogi Guaçu (mencionada acima), em um canal e em uma área florestal do Cerrado. Trigo et al. (2018) validaram com sucesso um produto de evapotranspiração de referência da grama de Priestley-Taylor (Priestley e Taylor, 1972) — que usa um produto de radiação de ondas curtas do *Meteosat Second Generation* e a equação de De Bruin (1987) — em uma área de grama não irrigada (Cabauw, Países Baixos), e mostraram um bias modesto de -0,4 mm/dia. Outro método para obter do saldo de radiação diário foi desenvolvido por Bisht et al. (2005) que tem sido utilizado em diversos estudos de sensoriamento remoto (Bisht e Bras, 2010; Bisht and Bras, 2011; Ruhoff et al., 2012; Zhu et al., 2017; Wang et al., 2019).

No entanto, faltam aplicações e validação desses modelos no âmbito da avaliação do efeito da mudança da cobertura terrestre nos componentes da radiação terrestre para as condições semiáridas brasileiras. Uma melhor quantificação do saldo de radiação regional para estimativas de evapotranspiração fornecerá informações confiáveis aos tomadores de decisão para uma gestão mais eficiente dos recursos hídricos. Assim, os objetivos deste estudo são: (a) avaliar as incertezas relacionadas à estimativa de componentes do saldo de radiação a partir de métodos de sensoriamento remoto, e (b) avaliar o impacto que os tipos contrastantes de cobertura terrestre têm sobre os componentes do saldo de radiação em um *hotspot* agrícola da região semiárida brasileira, utilizando sensoriamento remoto e dados *in-situ*. Este é o primeiro estudo desse tipo nesta região.

2.2 MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1 Área de estudo: climatologia e uso da terra

A área de estudo está localizada no domínio brasileiro da Caatinga, área que originalmente englobava aproximadamente 900.000 km². Ao longo das décadas, grandes áreas de Caatinga preservada foram desmatadas e substituídas por agricultura de sequeiro (principalmente) e agricultura irrigada, enquanto em outras áreas as gramíneas assumiram o controle e as pastagens tornaram-se o tipo dominante de cobertura da terra. Dentro da Caatinga, foi selecionada uma área de 7.366 km², situada na bacia hidrográfica do Rio São Francisco,

entre os estados federais de Pernambuco (PE) e Bahia (BA). A área selecionada inclui parte do Rio São Francisco, áreas urbanas das cidades de Petrolina e Juazeiro, caatinga e vegetação de pastagem, e culturas irrigadas (cerca de 70 mil hectares) (Fig. 1). Embora a agricultura irrigada não seja o tipo de agricultura mais comum encontrada na região semiárida brasileira, ela é predominante na área de estudo devido ao fácil acesso ao rio São Francisco, que possui estações de bombeamento que transportam a água para irrigação. Os dados de uso da terra utilizados são fornecidos pelo MapBiomas (Projeto MapBiomas, 2019), que utiliza procedimentos de classificação automática aplicados a imagens de satélite para gerar dados de uso e cobertura da terra. Nota-se que as informações sobre o uso da terra para agricultura de sequeiro não estão disponíveis no MapBiomas (provavelmente porque essas áreas são muito pequenas naquela região para serem detectadas pela Landsat), portanto esse uso da terra não foi considerado em nosso estudo. A climatologia para Petrolina é apresentada na Tabela 1A (Apêndice do Artigo 1) para o período 1981-2010, os procedimentos para obtê-la estão de acordo com as recomendações técnicas da Organização Meteorológica Mundial, OMM (código de estação OMM: 81991; OMM; 1989; INMET, 2018).

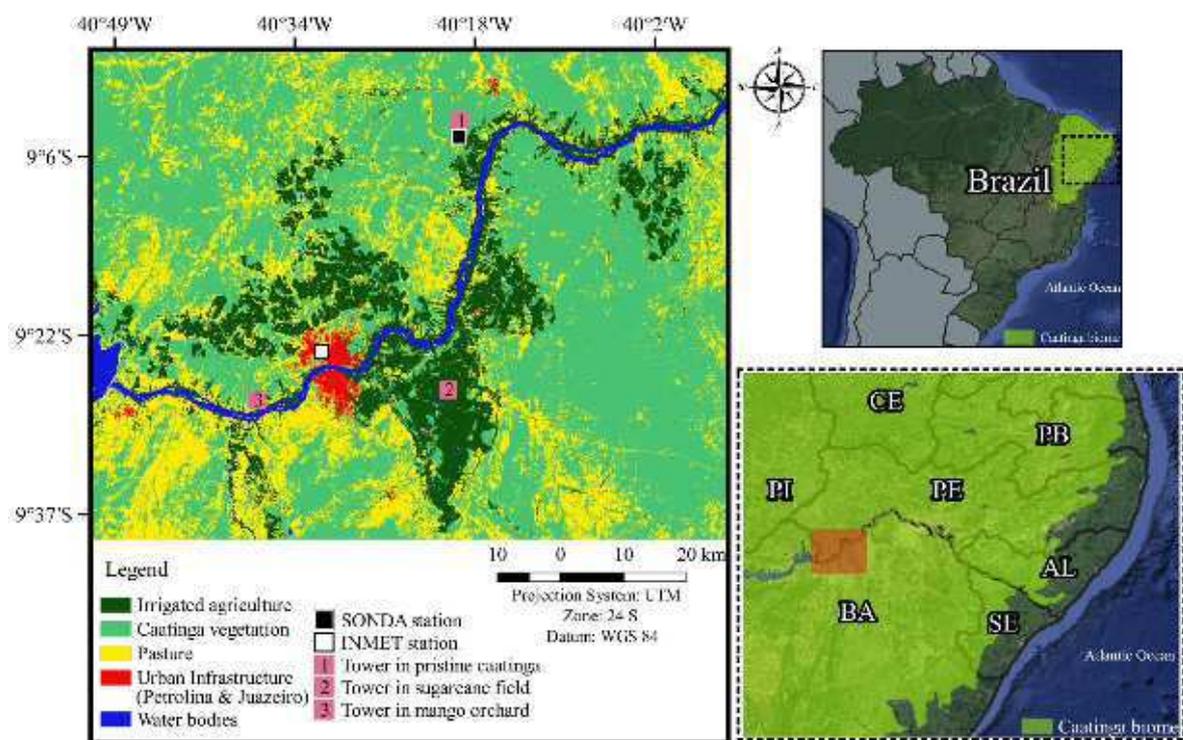


Figura 1. Mapa de cobertura e uso da terra da área de estudo. Os subconjuntos indicam os quatro tipos contrastantes de cobertura terrestre que foram estudados. Os dados foram obtidos do Projeto MapBiomas.

Com o objetivo de avaliar o impacto que as mudanças no uso e ocupação da terra tiveram/poderiam ter sobre as variáveis de estado da superfície terrestre e sobre o balanço de

radiação da Caatinga brasileira, selecionamos 100 pontos de dados aleatórios (para as variáveis abaixo) para vegetação de caatinga, agricultura irrigada, pastagem e infraestrutura urbana (ou seja, um total de 400 pontos). Este procedimento forneceu uma base comum para comparação entre os tipos de cobertura terrestre, utilizando a mesma estrutura de amostragem espacial, e a metodologia adotada em outros estudos (Raynolds et al., 2006; Lin et al., 2014; Robinson et al., 2017; Hoagland et al., 2018). Os pontos aleatórios foram gerados para cada tipo de uso da terra utilizando uma ferramenta de pontos aleatórios de QGIS 3.6 Noosa (QGIS, 2020), uma ferramenta confiável e prática também utilizada em outros estudos (Waldmann-Selsam et al., 2016; Wijesingha et al., 2019; Urrutia et al., 2020), que ajuda a evitar um bias. Esses dados foram utilizados para a criação de *box-plots* para temperatura da superfície terrestre (LST), saldo de radiação no momento da passagem do satélite ($R_{n,over}$, ver Eq. 1), Índice de Vegetação de Diferença Normalizada – NDVI (Rouse et al., 1974) albedo e emissividade superficial ϵ_0 , com base na classificação MapBiomas (<http://mapbiomas.org>), (Fig. 1).

A temperatura máxima diária do ar (T_{max}), da área de estudo (ver Tabela 1A) varia de 29,7 °C (julho) a 34,2 °C (novembro), com média anual de 32,3 °C. A temperatura mínima anual média do ar (T_{min}) é de 22,2 °C, variando entre 20,0 °C (julho) e 23,5 °C (dezembro). A duração média diária das horas de sol varia de 7,3 h (junho) a 9,2 h (setembro-outubro). A média mensal de chuvas varia entre 1,4 mm (agosto) e 114,1 mm (março); a maior parte (70,4%) cai entre janeiro e abril com média anual de 482,6 mm (ver Tabela 1A). Os altos valores da radiação de ondas curtas diárias (até 36 MJ m⁻²), os baixos valores da umidade relativa do ar (de 43,8% em outubro para 60,2% em junho) e as velocidades relativamente altas do vento (~ 3 m s⁻¹ em média) resultam em uma evaporação de tanque classe A média anual de 9,2 mm por dia⁻¹, com valores mensais acumulados variando entre 216,8 mm (abril) e 387,8 mm (outubro). A evapotranspiração de referência anual (ET_0) para o período de 30 anos é de 1887 mm. Com base nesses dados, o clima local pode ser classificado como transição de semiárido ao árido.

2.2.2 Imagens de satélite e dados meteorológicos

Utilizou-se a Coleção 1 do *Operational Land Imager* (OLI) bandas 2 (0,450-0,51 μm), 3 (0,53-0,59 μm) e 4 (0,64-0,67 μm) no espectro visível, 5 (0,85-0,88 μm) no infravermelho próximo, 6 (1,57-1,65 μm) e 7 (2,11-2,29 μm) no infra-vermelho de ondas curtas, todos com resolução espacial de 30 m, assim como a banda 10 do *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) com resolução espacial de 100 m. Foram utilizadas trinta imagens OLI/TIRS Landsat 8, *path* 217 e *rows* 66 e 67, para o período de 2013-2019 (para as datas e horários da passagem do satélite, consulte a primeira coluna na Tabela 2A) (USGS, 2018). Utilizou-se o *Level-1 Quality*

Assessment product do Landsat 8 para garantir que nenhum dado “ruim” de satélite fosse incluído no processamento.

Dados com resolução de um minuto da temperatura do ar — T_a (°C), umidade relativa - RH (%), pressão atmosférica - P_a (kPa), radiação de ondas curtas - $R_{sw,obs}$ ($W m^{-2}$) e radiação de ondas longas incidente - $R_{lw,obs}$ ($W m^{-2}$) foram obtidos da estação de Petrolina (doravante referido como estação SONDA, parte da *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN)). Para obter detalhes sobre sensores e controle de qualidade de dados, consultar Driemel et al. (2018). Para o presente estudo, utilizou-se os dados de um minuto nos tempos da passagem do satélite (Tabela 2A) para obter as variáveis necessárias para o cálculo de $R_{n,over}$.

Foram utilizadas medições de radiômetros de 4 componentes (ou saldo-radiômetros, modelo CNR1 Kipp-Zonen, Delft, nos Países Baixos), instalado em uma torre micrometeorológica (a 8 m de altura) na cana-de-açúcar irrigada (SC), em um pomar de manga irrigada (MO), a 6 m, e a 14 m em uma área de caatinga preservada (PC) (Fig. 1), para validar os resultados instantâneos e diários de R_n derivados de imagens OLI/TIRS do Landsat 8. Dez imagens (2013-2015) foram utilizadas para SC (dados *in-situ* de R_n não estavam disponíveis para as outras datas deste estudo), oito (2017-2019) para MO (dados *in-situ* de R_n não estavam disponíveis para as outras datas) e dezesseis (2015-2019) para PC (*in-situ* R_n os dados não estavam disponíveis para as outras datas). As medições do CRN1 foram coletadas a cada 30 segundos, e as médias foram registradas em intervalos de 30 minutos (SC e PC) e intervalos de 10 minutos (MO) por um datalogger (CR23X para cana-de-açúcar, CR1000 para Caatinga e CR5000 para pomar de manga, modelos da Campbell Scientific., Logan, UT, USA).

2.2.3 Determinação do saldo de radiação instantâneo

O saldo de radiação à superfície para o instante da passagem do satélite ($R_{n,over}$) foi computado através do saldo de ondas curtas e ondas longas, que em sumo, são funções da radiância espectral, refletividade e emissividades da superfície. Utilizou-se a seguinte equação:

$$R_{n,over} = (1 - \alpha)R_{sw} - R_{emi} + \epsilon_0 R_{lw} \quad (1)$$

em que α é o albedo da superfície, R_{sw} ($W m^{-2}$) é a radiação de onda curta incidente, R_{emi} ($W m^{-2}$) é a radiação de onda longa emitida por cada pixel, ϵ_0 é a emissividade da superfície e R_{lw} ($W m^{-2}$) é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície.

O saldo de radiação instantâneo na superfície - $R_n(t)$ ($W m^{-2}$) a qualquer momento t (hora solar local) do ciclo diurno (mas apenas para $R_n(t) > 0$) pode ser obtido com base na

suposição de que a variabilidade diurna do saldo de radiação segue um padrão senoidal (Bisht et al., 2005):

$$R_n(t) = R_{n,max} \text{sen} \left[\left(\frac{t - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}} \right) \pi \right] \quad (2)$$

onde $R_{n,max}$ ($W m^{-2}$) é o saldo de radiação máximo diário e t_{rise} e t_{set} são os momentos em que $R_n(t)$ se torna positivo e negativo, respectivamente, ao longo do dia (assumimos que o t_{rise} ocorre 50 minutos após o nascer do Sol e o t_{set} ocorre 50 minutos antes do pôr do Sol). $R_{n,max}$ foi determinado de acordo com (Bisht et al., 2005):

$$R_{n,max} = \frac{R_{n,over}}{\text{sin} \left[\left(\frac{t_{over} - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}} \right) \pi \right]} \quad (3)$$

onde $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$) para o instante da passagem do satélite (t_{over}) é dado pela Eq. (1).

2.2.3.1 Albedo da superfície

O cômputo do albedo da superfície ou albedo corrigido aos efeitos atmosféricos (α) pode ser realizado mediante a seguinte expressão (Bastiaanssen et al., 1998):

$$\alpha = \left(\frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \right) \quad (4)$$

sendo que α_{toa} é o albedo no topo da atmosfera, α_p é a reflectância da própria atmosfera, que em várias aplicações tem sido recomendado o valor de 0,03 (Allen et al., 2007; Bastiaanssen, 2000; Silva et al., 2015); α_{toa} consiste em uma combinação linear das reflectâncias espectrais das 6 bandas reflexivas do OLI, de acordo com Silva et al. (2016):

$$\alpha_{toa} = 0.300 r_2 + 0.277 r_3 + 0.233 r_4 + 0.143 r_5 + 0.036 r_6 + 0.001 r_7 \quad (5)$$

em que r_2 – r_7 são as reflectividades das bandas espectrais 2–7 do OLI, respectivamente, cada uma delas obtida segundo:

$$r_b = \left(\frac{Add_b + Mult_b DN}{\cos Z dr} \right) \quad (6)$$

em que os termos Add_b e $Mult_b$ pertencem ao *radiometric rescaling group*, especificamente os *reflectance_add_band* (igual a -0.1) e *reflectance_mult_band* (igual a 0.00002),

respectivamente, encontrados no metadados de cada imagem OLI – Landsat 8, Z é o ângulo zenital solar, e dr é o quadrado do inverso da distância média Terra-Sol (adimensional), ver Tabela 2A. O parâmetro τ_{sw} é dada por (Allen et al., 2007):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \cdot \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos(Z)} - 0,075 \cdot \left(\frac{W}{\cos(Z)} \right)^{0,4} \right] \quad (7)$$

em que Z é o ângulo zenital solar; P é a pressão atmosférica (kPa); k_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo $k_t = 1$ para céu claro e $k_t = 0,5$ para turbidez extrema; W é a água precipitável (mm), calculada de acordo com a equação proposta por Garrison e Adler (1990):

$$W = 1,4 \cdot e_a \cdot \left(\frac{P}{P_0} \right) + 2,1 \quad (8)$$

em que, e_a é a pressão de vapor de saturação, P é a pressão atmosférica (hPa) e P_0 é a pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa).

2.2.3.2 Avaliação da radiação de ondas curtas incidente

A radiação de ondas curtas incidente ($R_{sw,inst}$) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre. Duas parametrizações para condição de céu claro foram avaliadas: uma proposta por Allen et al. (2007) – $R_{sw,Aln}$ (daqui em diante, tratada como modelo Allen) e outra proposta por Zillman (1972) – $R_{sw,Zlm}$ (daqui em diante, tratada como modelo Zillman):

$$R_{sw,Aln} = S_0 \cdot \cos(z) \cdot dr \cdot \tau_{sw} \quad (9)$$

$$R_{sw,Zlm} = \frac{S_0 \cos^2 Z}{1.085 \cos Z + e_a (2.7 + \cos Z) 10^{-3} + \beta} \quad (10)$$

em que S_0 é a constante solar (1367 W m^{-2}); τ_{sw} é a transmissividade atmosférica; e_a é a pressão parcial do vapor e β é um coeficiente de ajuste que foi avaliado segundo dois valores $\beta = 0.10$ ($R_{sw,Z.1}$) and $\beta = 0.2$ ($R_{sw,Z.2}$);

2.2.3.3 Estimativa da radiação de ondas longa emitida e incidente

A radiação de onda longa emitida pela superfície (R_{emi}) é obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{emi} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (11)$$

sendo que ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K).

Para a obtenção da temperatura da superfície são utilizadas a radiância e a emissividade (ε_{NB}) no domínio espectral da banda termal:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{\lambda,10}} + 1\right)} \quad (12)$$

onde $K_1 = 774,89 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1321,08 \text{ K}$ correspondem a primeira e segunda constantes de radiação, específicas do sensor TIRS (neste trabalho, banda 10) disponíveis no metadados da imagem, $L_{\lambda,10}$ é a Radiância espectral da banda termal (banda 10) e $0,29 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ é o coeficiente de calibração da radiância espectral monocromática $L_{\lambda,10}$ adotado pela USGS (2013).

As emissividades ε_{NB} e ε_0 foram estimadas com base em parametrizações obtidas como função do Índice de Área Foliar (IAF) (Allen et al., 2007):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033IAF \quad (13)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,0111IAF \quad (14)$$

O Índice de Área Foliar (IAF) foi parametrizado por Tasumi (2003):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (15)$$

sendo que SAVI é o Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* - SAVI):

$$SAVI = \frac{(1 + L) \cdot (\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (16)$$

onde o fator L é uma função do tipo de solo, considerado neste estudo como $L = 0,1$, ρ_{IV} e ρ_V são, respectivamente, as reflectâncias correspondentes ao infravermelho próximo e ao vermelho da radiação solar (bandas 5 e 4 para o Landsat 8).

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície (R_{lw}), pode ser computada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{lw} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (17)$$

em σ é a constante de Stefan-Boltzmann, T_a é a temperatura do ar à superfície (K) e ε_a é a emissividade atmosférica. Foram avaliados dez modelos para determinar a melhor expressão para ε_a , segundo medições do pirgeômetro da estação do SONDA de Petrolina-PE. As expressões utilizadas encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1. Modelos avaliados para estimativa da emissividade atmosférica – ε_a (adimensional) determinados com base em dados da pressão parcial de vapor – e_a , (hPa) e temperatura do ar – T_a (K) (ver Tabela 2A).

Autor(es)	Equação
Swinbank (1963)	$\varepsilon_a = 9.365 \cdot 10^{-6} \cdot T_a^2$
Idso & Jackson (1969)	$\varepsilon_a = 1 - 0.261 \exp[-7.77 \cdot 10^{-4} (273 - T_a)^2]$
Brutsaert (1975)	$\varepsilon_a = 0.643 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7}$
Idso (1981)	$\varepsilon_a = 0.70 + 5.95 \cdot 10^{-7} e_a \exp\left(\frac{1500}{T_a}\right)$
Sugita & Brutsaert (1993)	$\varepsilon_a = 0.714 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0.0687}$
Prata (1996)	$\varepsilon_a = \{1 - (1 + \varphi) \exp[-(1.2 + 3.0 \varphi)^{0.5}]\}$ with $\varphi = 0.465 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)$
Bastiaanssen et al. (1998)	$\varepsilon_a = 0.85(-\ln \tau_{sw})^{0.09}$
Duarte et al. (2006)	$\varepsilon_a = 0.625 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0.131}$
Kruk et al. (2010)	$\varepsilon_a = 0.576 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0.202}$
Santos et al. (2011)	$\varepsilon_a = 0.6905 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0.0881}$

2.2.3.4 Saldo de radiação diário

O saldo de radiação diário— $R_{n,24,DeB}$ ($W m^{-2}$), foi obtido de acordo com De Bruin, (1987) (também aplicado por Bastiaanssen et al., 2000; Silva et al., 2015):

$$R_{n,24,DeB} = R_{sw,24}(1 - \alpha) - 110 \cdot \tau_{sw,24} \quad (18)$$

em que, α é o albedo de superfície; $R_{sw,24}$, α e $\tau_{sw,24}$ são respectivamente a radiação solar diária incidente ($W m^{-2}$), albedo da superfície e transmitância atmosférica média diária, obtida como a razão entre a $R_{sw,24}$ ($MJ m^{-2}$) e a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera – $R_{sw,toa}$ ($MJ m^{-2}$).

Outro método para o cálculo do $R_{n,24}$ proposto por Bisht et al. (2005), daqui em diante, tratada como modelo Bisht, segue o pressuposto de que para dias de céu claro, dentro do período em que o R_n é positivo, o R_n apresenta padrão senoidal, logo, o cômputo do $R_{n,24}$ pode ser obtido através da expressão:

$$R_{n,24,Bst} = \frac{2 R_{n,max}}{\pi} \quad (19)$$

onde $R_{n,max}$ ($W m^{-2}$) é o valor máximo diário do R_n , dado pela Eq. 3.

2.2.4 Métricas estatísticas

O desempenho dos resultados foi determinado pelos Erros Médios (Erro Médio Absoluto – MAE e Erro Médio Relativo – MRE), a Raiz do Erro Quadrático Médio – RMSE, o coeficiente de correlação de Pearson – r e o Coeficiente de Massa Residual – CRM:

$$MRE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X_{est} - X_{obs}}{X_{obs}} \right| \quad (20)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_{est} - X_{obs}| \quad (21)$$

$$RMSE = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (X_{est} - X_{obs})^2}{N} \right)^{1/2} \quad (22)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{est} - \bar{X})(X_{obs} - \bar{X})}{[\sum_{i=1}^n (X_{est} - \bar{X})(X_{obs} - \bar{X})^2]^{1/2}} \quad (23)$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{obs} - X_{est})}{\sum_{i=1}^N (X_{obs})} \quad (24)$$

onde X_{obs} , X_{est} e \bar{X} correspondem aos valores medidos e estimados das variáveis e N corresponde ao número de variáveis observadas e estimadas.

2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.3.1 Radiação solar e transmitância atmosférica

Os valores de transmitância atmosférica (τ_{sw}) associados aos horários de passagem do Landsat 8 sobre a área de estudo são apresentados na Tabela 3A. Os valores do τ_{sw} variaram entre 0,723 (30 de maio de 2013 – Dia de Ordem do Ano, DOA, 150) e 0,758 (5 de outubro de 2013 – DOA 278), tornando-os geralmente superiores às médias diárias ($\tau_{sw,24}$), apresentada na mesma tabela. A presença de nuvens ao longo do dia atenua a radiação solar e, assim, reduz a $\tau_{sw,24}$, que consequentemente reduz a radiação de ondas curtas incidente ($R_{sw,24}$). Condições contrastantes de céu podem ser apreciadas nos dados do SONDA ao longo de diferentes estações (céu claro com $\tau_{sw,24} = 0,720$ – Fig. 2a e céu nublado com $\tau_{sw,24} = 0,684$ – Fig. 2b). Obteve-se 73% das datas selecionadas com $\tau_{sw,24}$ superiores a 0,7, configurando dias de céu claro e 27% com $\tau_{sw,24}$ abaixo de 0,7 (variando de 0,649 a 0,692).

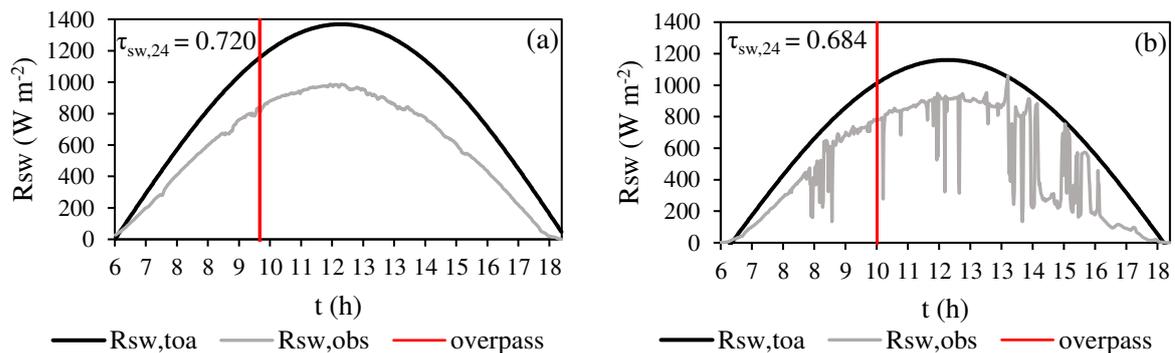


Figura 2. Radiação de ondas curtas incidente em superfície – $R_{sw,obs}$ ($W m^{-2}$) medida na estação SONDA (Petrolina-PE; linha cinza), e no topo da atmosfera – $R_{sw,toa}$ ($W m^{-2}$; linha preta) e horário da passagem do satélite (linha vermelha) para 5 de outubro de 2013 – DOA 278 (a) e 22 de maio de 2016 – DOA 142 (b).

Os resultados relativos a R_{sw} , de acordo com o modelo Allen e o modelo Zillman, são exibidos na Tabela 3A. Os valores instantâneos medidos na estação SONDA ($R_{sw,obs}$) no momento da passagem do satélite, variaram entre $704 W m^{-2}$ (2 de junho de 2014 – DOA 153) e $956 W m^{-2}$ (27 de outubro de 2015 – DOA 300). Ambos os modelos de estimativa apresentaram valores de MRE menores que 7%, mas o melhor modelo foi o $R_{sw,Aln}$, que produziu valores MAE, MRE e RMSE de $24,6 W m^{-2}$, 3,0%, e $32,2 W m^{-2}$, respectivamente, e coeficiente de correlação da Pearson de 0,941 (Fig. 3). O modelo $R_{sw,Z.2}$ resultou em valores de MAE, MRE e RMSE próximos aos calculados para $R_{sw,Aln}$, que foram $28,7 W m^{-2}$, 3,4% e $33,8 W m^{-2}$, e coeficiente de correlação de Pearson de 0,939. Bisht et al. (2005); Bisht & Bras (2010); e Silva et al. (2015) também relataram erros semelhantes para R_{sw} ao adotar $\beta = 0,2$, embora o

valor originalmente adotado por Zillman (1972) fosse $\beta = 0,1$. Em média o modelo $R_{sw,Aln}$ apresentou uma melhora de cerca de 3% (referente à MRE) em relação ao $R_{sw,Z.1}$. e menos de 1% em comparação com $R_{sw,Z.2}$.

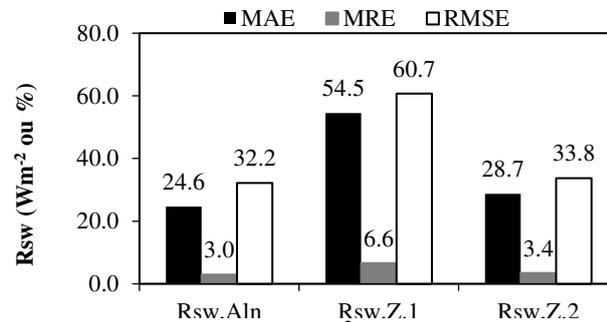


Figura 3. MAE ($W m^{-2}$), MRE (%) e RMSE ($W m^{-2}$) relacionados à comparação entre a R_{sw} medida instantânea e a obtida com os modelos fornecidos por Allen et al. (2007) – $R_{sw,Aln}$ e Zillman (1972) – $R_{sw,Z}$ com $\beta = 0,10$ e $0,20$, respectivamente.

Há uma grande diferença entre o menor valor de $R_{sw,24}$ (10 de Jun, 2017 – DOA 161) ($R_{sw,24} = 230,5 W m^{-2}$) e o maior valor (14 de dezembro, 2015 – DOA 348) ($R_{sw,24} = 350,3 W m^{-2}$) (Tabela 3A), como resultado da sazonalidade da radiação solar associada às diferenças na cobertura de nuvens, e na transmitância atmosférica.

2.3.2 Radiação de onda longa atmosférica

Os valores observados de radiação de onda longa atmosférica incidente ($R_{lw,obs}$) bem como os estimados estão na Tabela 4A do material suplementar. Foram testados o desempenho dos dez modelos de emissividade atmosférica apresentados na Tabela 1, para garantir que escolhamos o modelo mais confiável para a computação da radiação atmosférica de ondas longas. A precisão dos modelos com relação às medições da estação SONDA (medições realizadas por um pirgeômetro Eppley), foi testada com os parâmetros estatísticos MAE ($W m^{-2}$), MRE (%) e RMSE ($W m^{-2}$) (Fig. 4).

Os modelos que apresentaram as melhores estimativas da R_{lw} foram, em ordem de desempenho, foram: Duarte et al. (2006), Bastiaanssen et al. (1998), Sugita e Brutsaert (1993) e Santos et al. (2011), que resultaram em valores de MAE $5,9 W m^{-2}$, $10,7 W m^{-2}$, $11,3 W m^{-2}$, e $11,7 W m^{-2}$; valores de MRE de 1,6%, 2,9%, 3,1% e 3,2%; e valores RMSE de $7,0 W m^{-2}$, $13,0 W m^{-2}$, $12,5 W m^{-2}$ e $12,8 W m^{-2}$, respectivamente.

Com base nesses resultados selecionamos o modelo proposto por Duarte et al. (2006) (referido como modelo Duarte); pois mostrou uma melhora na estimativa de R_{lw} de cerca de 8% em relação ao modelo de pior desempenho (Idso e Jackson, 1969). Silva et al. (2015), que avaliaram nove dos dez modelos utilizados no presente estudo, na bacia hidrográfica de Mogi

Guaçu (bacia subtropical brasileira), também concluíram que o modelo Duarte forneceu o menor RMSE ($7,4 \text{ W m}^{-2}$) em comparação com dados medidos.

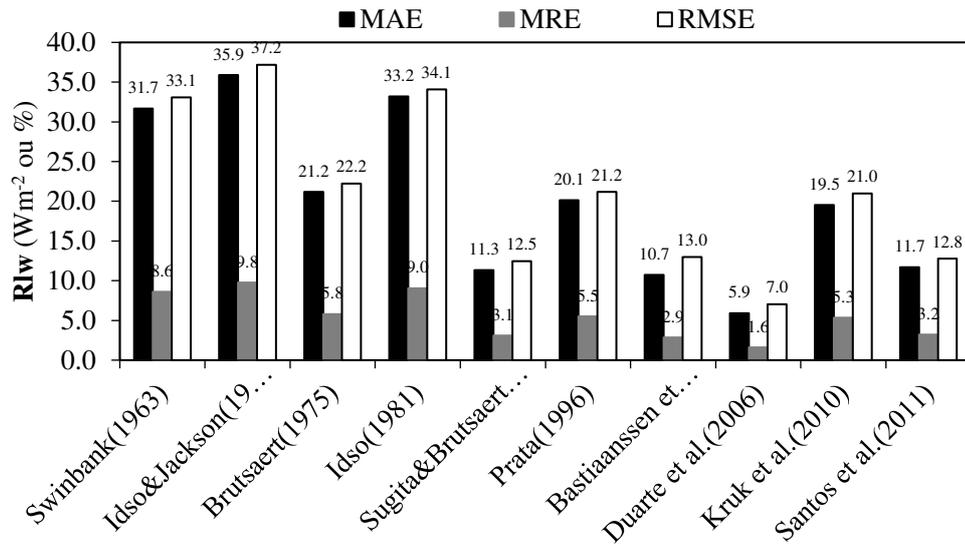


Figura 4. Comparação dos erros médios (MAE (W m^{-2}), MRE (%) e RMSE (W m^{-2})) entre valores de R_{lw} medidos *in-situ*, e R_{lw} obtidos através da lei de Stefan-Boltzmann, usando dez modelos diferentes de emissividade atmosférica.

2.3.3 Saldo de radiação instantâneo e diário

Os erros MAE, MRE e RMSE entre as medidas *in-situ* do R_n no momento da passagem do satélite e $R_{n,over}$ obtido por sensoriamento remoto (utilizando Eq. 1, e as equações relacionadas) foram iguais a $38,8 \text{ W m}^{-2}$, $6,3\%$ e $45,3 \text{ W m}^{-2}$ para cana-de-açúcar (SC); $60,8 \text{ W m}^{-2}$, $9,4\%$ e $65,8 \text{ W m}^{-2}$ para a caatinga (PC) e $84,6 \text{ W m}^{-2}$, 14% e $89,3 \text{ W m}^{-2}$ para o pomar de manga (MO), respectivamente. Portanto, os valores instantâneos estimados do R_n foram bastante satisfatórios para SC e PC, mas não tanto para MO.

A precisão do $R_{n,24}$ modelado com as Eq. 18 e 19 foi comparada aos valores diários do R_n medidos *in-situ*, utilizando MAE, MRE e RMSE (Tabela 2). Os resultados indicam que os valores obtidos com o modelo original de Bisht et al. (2005), ou seja, $R_{n,24,Bst}$, produziram erros muito altos. A razão para esses erros elevados é que o modelo Bisht desconsidera os valores negativos que ocorrem durante o período noturno, e parte do período diurno. Este método considera o valor diário do R_n como a integral dos valores de $R_n > 0$, dividida pelo intervalo de tempo correspondente a esse período. Em vez disso, quando dividimos o valor integrado no período de tempo em que $R_n > 0$, pelo tempo correspondente a todo o período diário (86400 segundos), aqui nomeado método Bisht corrigido, os valores indicados pelos erros diminuem consideravelmente, embora sejam ainda relativamente grandes. Em contrapartida, ao utilizar o modelo $R_{n,24,DeB}$, da mesma forma proposta no SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998), os resultados

foram bastante satisfatórios, mesmo para o pomar de Manga, com MRE reduzindo de 14% (na estimativa instantânea) para 9.3%.

Tabela 2. MAE ($W m^{-2}$), MRE (%), e RMSE ($W m^{-2}$) entre o R_n estimado pelas Eq. 18 – $R_{n,24,DeB}$ e 19 – $R_{n,24,Bst}$ e o medido nas torres de cana-de-açúcar (SC), caatinga preservada (PC) e pomar de manga (MO)

	Método Bisht			Método Bisht corrigido			Método De Bruin		
	$R_{n,24}$ SC	$R_{n,24}$ PC	$R_{n,24}$ MO	$R_{n,24}$ SC	$R_{n,24}$ PC	$R_{n,24}$ MO	$R_{n,24}$ SC	$R_{n,24}$ PC	$R_{n,24}$ MO
MAE	316.2	288.8	252.9	44.6	23.9	22.7	8.2	9.7	14.5
MRE	193.5	161.1	160.4	28.0	14.2	15.0	4.9	5.5	9.3
RMSE	317.6	290.2	253.7	46.4	25.8	24.6	9.3	12.6	16.4

Em uma região climática diferente, Silva et al. (2015) obtiveram MAE = $8,3 W m^{-2}$, MRE = 8,4%, e RMSE = $10,4 W m^{-2}$, para uma plantação de cana-de-açúcar, utilizando o modelo $R_{n,24,DeB}$. Os valores do RMSE obtidos por Bisht et al. (2005) (*Southern Great Plains*, nos EUA), Ryu et al. (2008) (numa fazenda plana e floresta acidentada na Coreia do Sul), Wang e Liang (2009) (sob pastagens, terras agrícolas e terras áridas, nos EUA), Bisht & Bras (2010) (*Southern Great Plains*, nos EUA), e Jin et al. (2011) (áreas florestadas e matagais, nos EUA) foram todos maiores do que os obtidos no presente estudo, após a correção proposta.

É importante considerar que o saldo radiômetro *in-situ* tem uma precisão de 2,5% para medições instantâneas (note que usamos médias que foram registradas em intervalos de 30 minutos para torres da SC e PC, e em intervalos de 10 minutos na torre da MO), aumentando para 10% para medições diárias (Silva et al., 2015). Silva et al. (2015) consideraram que, dependendo da altura do radiômetro *in-situ*, a resolução espacial das imagens do Landsat é compatível com a área de cobertura das medições realizadas pelo saldo radiômetro. O instrumento instalado nas torres micrometeorológicas estava 8 metros acima do solo (14 m para PC), o que corresponde a um *footprint* de $26.268 m^2$ ($80.446 m^2$ para PC) (quando se considera um campo de visão de 170° , devido à baixa sensibilidade próxima a 90°). Assim, é apropriado comparar medidas *in-situ* de R_n com estimativas por sensoriamento remoto (com resolução de 30-100 m, ou seja, áreas de 900 a $10.000 m^2$).

Na [Fig. 5](#) estão representados os valores de $R_{n,24}$ medidos nas torres SC, PC e MO ($R_{n,24,obs}$) versus os valores obtidos pelas Eq. 18 ($R_{n,24,DeB}$) e 19, corrigidos como relatado acima, ($R_{n,24,Bst}$). É evidente que há maior concordância entre os dados medidos e os de $R_{n,24,DeB}$, o que resultou em um maior coeficiente de correlação de Pearson (r) e menor Coeficiente de Massa Residual (CRM), com r variando de 0,881 a 0,943, e CRM entre 0,008 e 0,083. A correlação entre $R_{n,24,obs}$ com as obtidas segundo $R_{n,24,Bst}$ foi menor para SC, semelhante para MO e maior

para PC, no entanto, o CRM (que variou de 0,132 a 0,271) indica que $R_{n,24,Bst}$ superestima os dados medidos consideravelmente, para todas as coberturas do solo observadas.

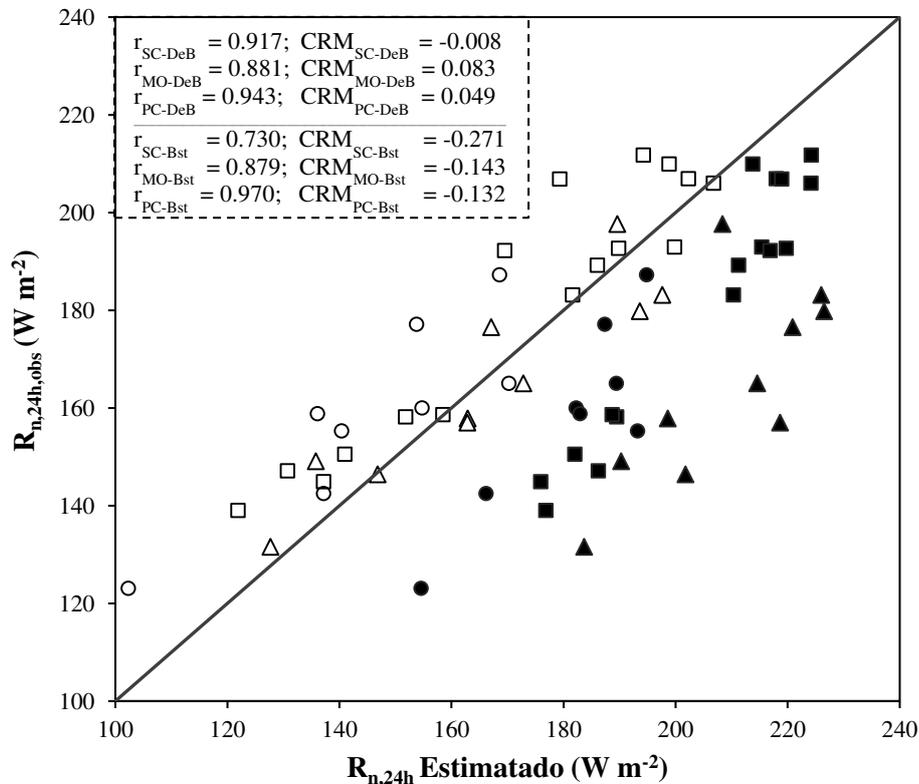


Figura 5. Representação do $R_{n,24}$ ($W m^{-2}$) estimado pelas Eq 18 – $R_{n,24,DeB}$ e 19 – $R_{n,24,Bst}$ em comparação com valores observados em três superfícies vegetadas: cana-de-açúcar (SC), pomar de manga (MO) e caatinga preservada (PC) - $R_{n,24,obs}$.

É então evidente que os dados de $R_{n,24,Bst}$ superestimam $R_{n,24,obs}$ por desconsiderar os valores negativos do R_n , que ocorrem durante toda a noite e por quase uma hora após o nascer do sol e antes do seu pôr. É importante notar que em aplicações onde $R_{n,24}$ é necessário para determinar a ET diária por sensoriamento remoto, é aconselhável não usar o método Bisht, uma vez que superestima o $R_{n,24}$ em mais de 100%. No entanto, apesar do baixo desempenho deste modelo senoidal para estimativas diárias, o modelo apresenta um bom desempenho em relação a valores instantâneos ($R_{n(t)}$) dentro do período do dia em que R_n é positivo (Fig. 6).

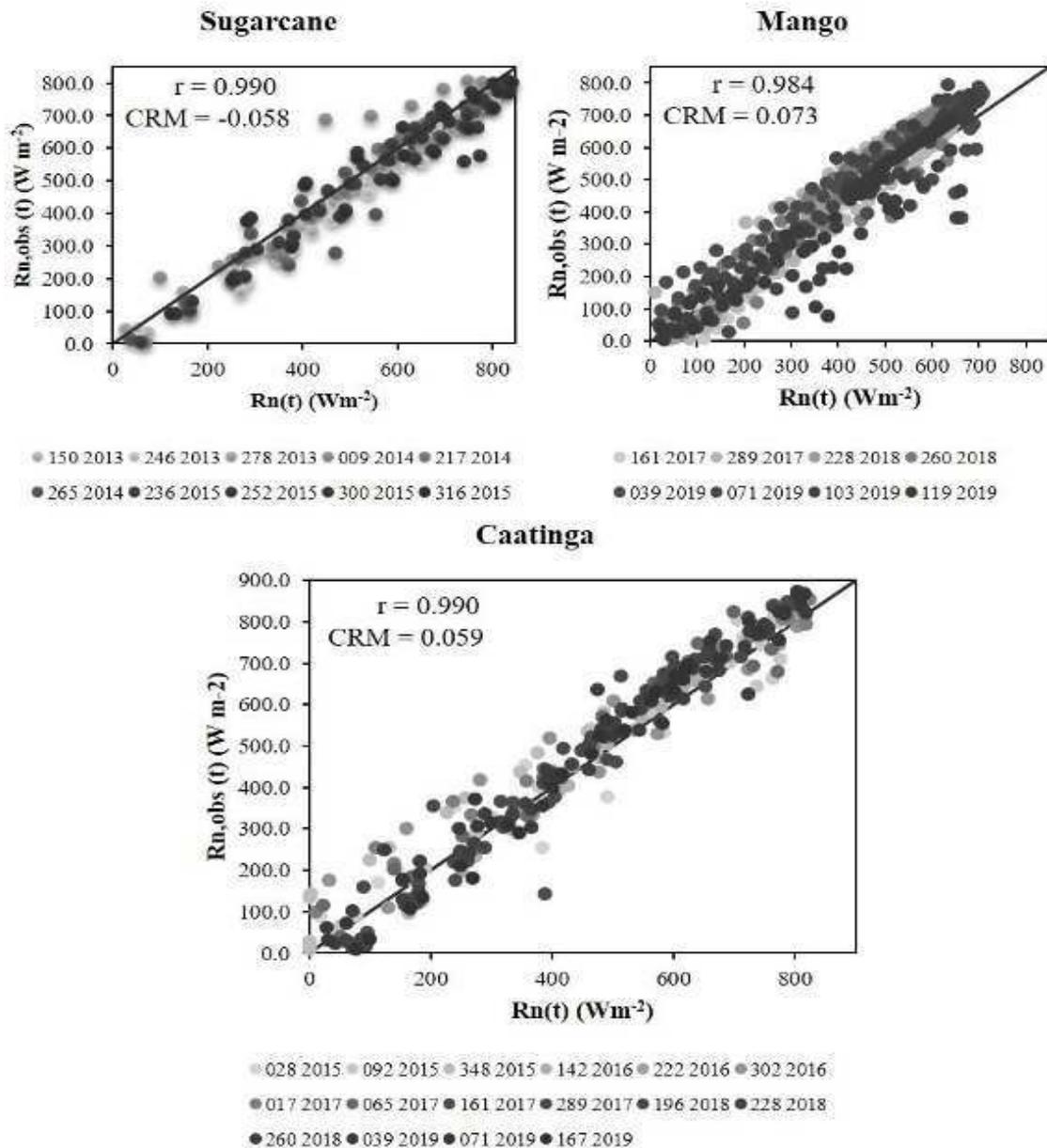


Figura 6. Desempenho do modelo senoidal para $R_{n(t)}$ (Eq. 2) em comparação com $R_{n,obs}(t)$ sobre a cana-de-açúcar, um pomar de manga e caatinga preservada. A legenda indica o dia de ordem do ano de cada plotagem.

2.3.4 Estimativas instantâneas do albedo, da temperatura da superfície e do saldo de radiação

A mudança no uso do solo, como resultado da substituição da vegetação primária por pastagens, culturas agrícolas e ocupação urbana, pode afetar substancialmente a troca de calor e massa no sistema solo-planta-atmosfera. A [Fig. 7](#) mostra a distribuição espacial do albedo, NDVI, temperatura da superfície terrestre — LST ($^{\circ}C$) e emissividade da superfície — ϵ_0 obtidas a partir do imageamento remoto de 9 de janeiro de 2014. Nesses mapas consta, de forma clara, a presença do leito do rio São Francisco cruzando a área de estudo de oeste para nordeste;

ele destaca-se devido aos baixos valores de albedo (os corpos d'água geralmente têm valores de 0,05-0,08) e baixos valores LST (< 20 °C, muito inferior à temperatura do ar). As áreas irrigadas e urbanas mostram valores e padrões consideravelmente diferentes de NDVI, LST e ϵ_0 .

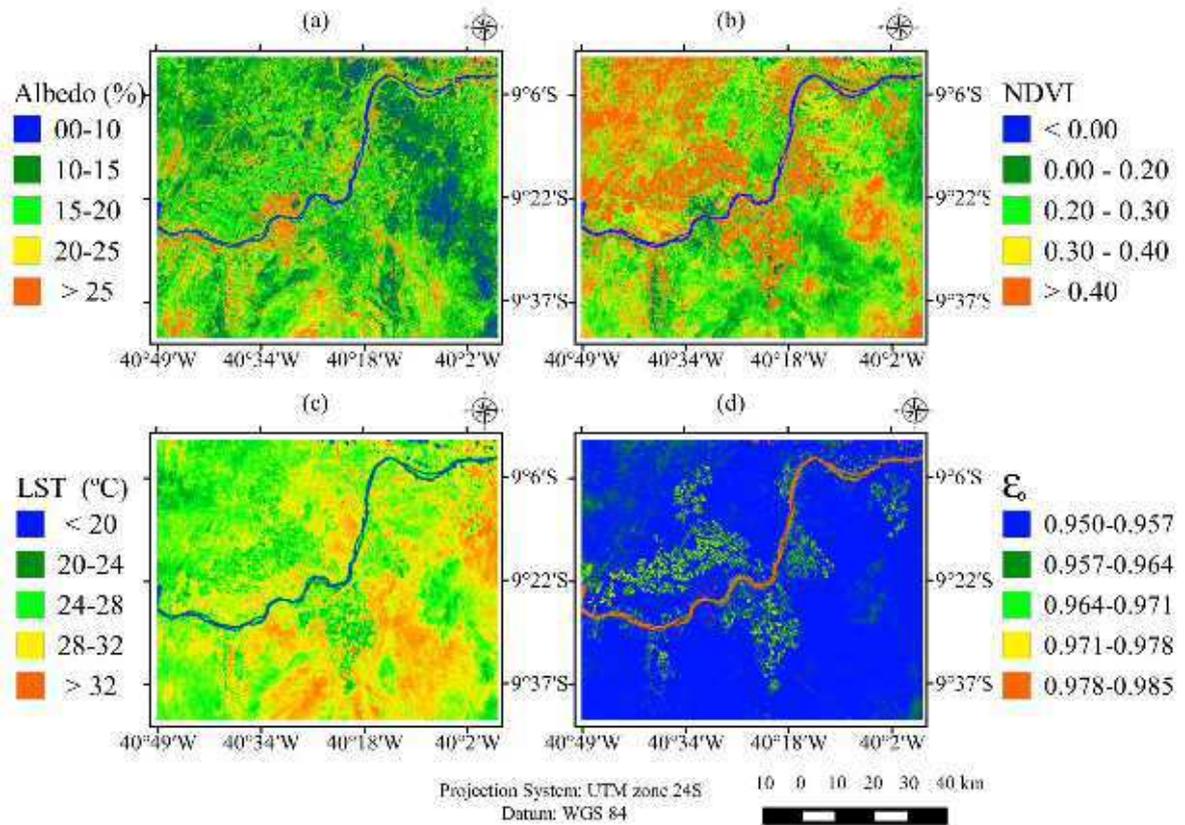


Figura 7. (a) Albedo instantâneo, (b) NDVI, (c) LST e (d) ϵ_0 em 9 de janeiro de 2014 – DOA 9.

As áreas urbanas dos municípios de Petrolina e Juazeiro possuem altos valores de albedo, o que significa maior reflexão da radiação de ondas curtas, e a LST é alta, o que aumenta a radiação de ondas longas emitidas. Consequentemente, o saldo de radiação instantâneo sobre áreas urbanas (calculado usando a Eq. 1) é menor do que a das superfícies vegetadas, especialmente as parcelas irrigadas, onde albedo e LST são muito mais baixos.

As imagens selecionadas de $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$), [Fig. 8](#), apresentaram valores para: a) 9 de janeiro de 2014 – DOA 9; b) 22 de setembro de 2014 – DOA 265; c) 24 de agosto de 2015 – DOA 236; e 12 de novembro de 2015 – DOA 316. Considerando toda a área de estudo, os valores de R_n obtidos são mais elevados para 9 de janeiro de 2014 ([Fig. 7-d](#) e [9-a](#)), variando de $260,8 W m^{-2}$ a $722,0 W m^{-2}$. Em 24 de agosto de 2015 ([Fig. 8-c](#)) os valores são os mais baixos (embora os padrões sejam basicamente os mesmos mostrados nos outros mapas), como consequência da menor radiação de ondas curtas — R_{sw} neste dia, causada pela baixa τ_{sw}

(relacionado às condições atmosféricas), d_r (devido à maior distância terra-sol) e $\cos(Z)$ (devido à sazonalidade), (ver Tabelas 2A e 3A).

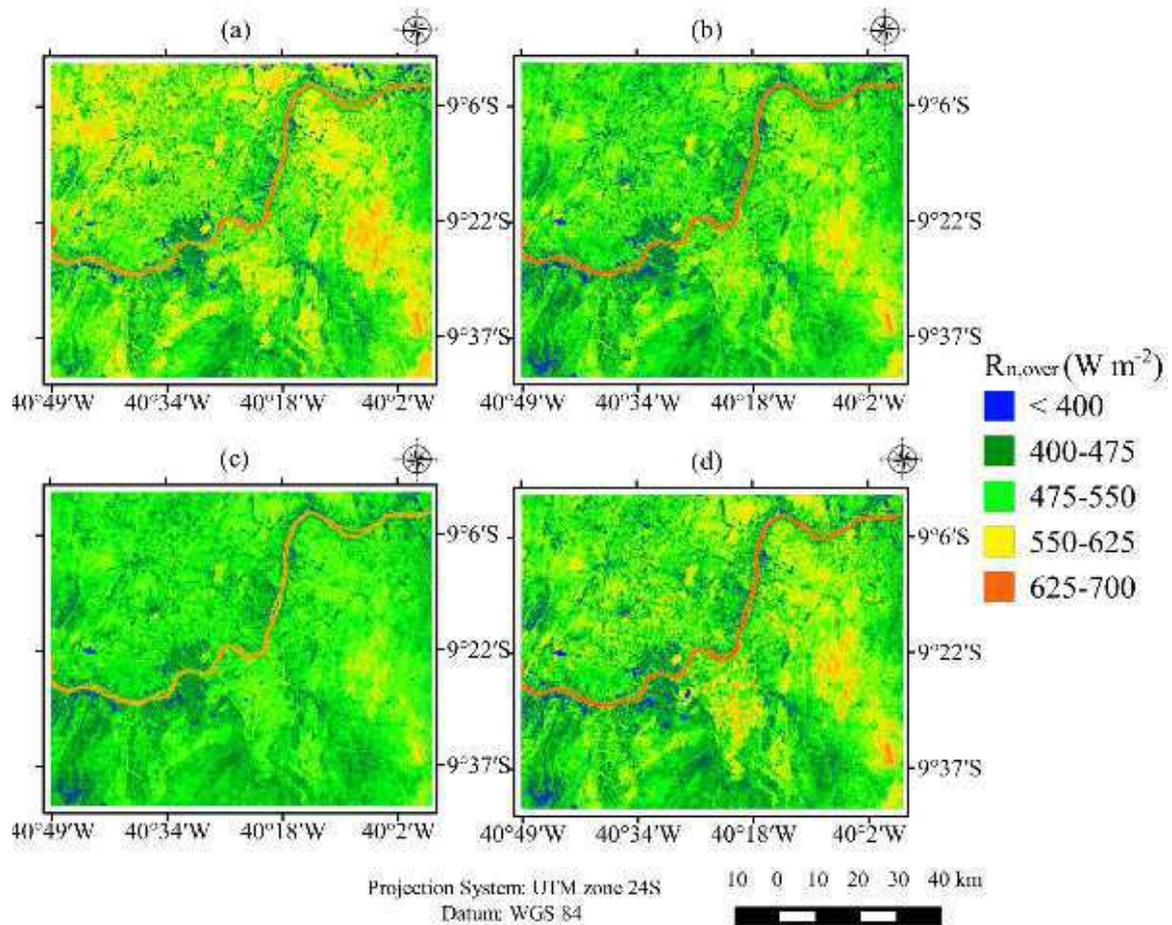


Figura 8. Saldo de radiação instantâneo durante a passagem do satélite — $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$) conforme calculado a partir de informações de sensoriamento remoto em: a) 9 de janeiro de 2014; b) 22 de setembro de 2014; c) 24 de agosto de 2015 e d) 12 de novembro.

Por razões explicadas anteriormente, o rio apresenta os maiores valores de $R_{n,over}$, seguido pela vegetação de caatinga e pelos perímetros irrigados, particularmente àqueles localizados a sudeste do rio São Francisco. O saldo de radiação de ondas curtas para a vegetação da caatinga é geralmente maior do que nas áreas agrícolas, devido ao seu albedo inferior; no entanto, espera-se que a radiação de ondas longas emitida pela caatinga também seja maior (maior LST). A caatinga apresenta frequentemente baixo IAF (exceto na estação chuvosa) (Miranda et al., 2020), o que significa uma menor emissividade (Fig. 7d), devido ao fato de que a emissividade do solo é geralmente menor do que a das folhas; portanto, apesar de a Caatinga ter altos valores de LST^4 , possui uma emissividade menor do que as áreas irrigadas. Essa combinação torna o R_n da caatinga semelhante ao das áreas agrícolas durante grande parte do ano (Carvalho et al., 2018a).

Embora o R_n das áreas irrigadas seja semelhante ao das áreas de caatinga, as áreas irrigadas utilizam grande parte dessa energia para transpiração (Carvalho et al., 2018; Teixeira et al., 2008), por ter maior teor de umidade do solo, o que leva a uma menor LST, o que pode impactar o clima local sobre essas áreas. É bem provável que essas culturas estejam usando energia advectada de áreas mais secas próximas (por exemplo, pastagem ou caatinga com solo exposto, com fluxos de calor sensível muito mais altos) (Oliveira & Leitão, 2000), fazendo com que as temperaturas das superfícies das áreas irrigadas diminuam ainda mais.

Observa-se que nas áreas dominadas por pastagem e infraestrutura urbana, os valores de LST e albedo são mais elevados, e NDVI e $R_{n,over}$ são inferiores aos calculados para caatinga e para as culturas. Para a pastagem, isso pode ser devido à menor densidade vegetal, o que resulta em solo mais seco exposto, com maior albedo e menores taxas de fluxos evaporativos de resfriamento (devido ao transporte vertical de calor), o que aumenta a LST. Outro fator que contribui para LSTs altas na pastagem é o fato de que as gramíneas têm raízes rasas e podem, portanto, acessar apenas a umidade do solo próxima à superfície, que se esgota mais rapidamente.

Bezerra et al. (2013) mostraram que as áreas rurais apresentaram temperaturas de ar mais baixas (diferença na temperatura mínima do ar registrada de 5,9 °C e para a temperatura máxima do ar de 2,3 °C) do que a temperatura do ar medida na cidade de Petrolina. É fato que a vegetação de caatinga pode apresentar várias fisionomias (de florestas a arbustos espinhosos pouco distribuídos; Silva et al., 2017), e cada um deles tem uma estrutura de vegetação diferente. O pasto que ocorre em alguns sítios da Caatinga também impacta a densidade vegetal e, conseqüentemente, sua dinâmica espaço-temporal, e variáveis de superfície relacionadas com o NDVI (Silveira et al., 2018), LST, albedo e emissividade. Por fim, isso afetará o clima em escala micro e regional e os fluxos do sistema solo-superfície-atmosfera.

Em uma área de oásis, Bastiaanssen et al. (1998) relataram R_n com valores próximos a 600 W m⁻² e menores que 400 W m⁻² para áreas de deserto no verão. Na bacia hidrográfica de Mogi-Guaçu, no sudeste do Brasil, uma região subúmida, Silva et al. (2015) registraram valores de R_n , durante 2005, semelhantes aos observados neste estudo sobre áreas urbanas e agrícolas, apesar de as condições climáticas serem diferentes. Valores de R_n para solo exposto variando entre 310-430 W m⁻² (entre a primavera e o verão) foram detectados em uma área semiárida do Brasil (Di Pace et al., 2008) e entre 500-550 W m⁻² (no verão) em uma região com efeitos advectivos elevados (Chávez et al., 2007). É importante considerar que os valores do R_n dependem das interações complexas dentro do sistema solo-superfície-atmosfera, da evolução sazonal local e dos padrões de chuvas e componentes de radiação subsidentes, bem como da

natureza altamente dinâmica do manejo de culturas e das atividades agrícolas irrigadas que ocorrem nesta importante área de produção agrícola.

2.3.5 Estimativas do saldo de radiação diário

Na [Fig. 9](#), são mostrados mapas de valores de $R_{n,24,DeB}$ para 2 de junho de 2014 (DOA = 153) e 12 de novembro de 2015 (DOA = 316). Os padrões $R_{n,24,DeB}$ são semelhantes aos obtidos para $R_{n,over}$ (ver [Fig. 8](#)). A sazonalidade de R_n pode ser observada nesta figura; em junho, a maior parte dos valores de $R_{n,24,DeB}$ estavam entre 60 e 160 $W m^{-2}$ (perto do solstício de inverno, com $R_{sw,24}$ de 245,1 $W m^{-2}$ e $\tau_{sw,24}$ de 0,709, ver Table 3A), enquanto um aumento substancial no R_n foi encontrado para novembro, resultando em valores entre 80 e 200 $W m^{-2}$ (perto do solstício de verão, com $R_{sw,24}$ de 326,7 $W m^{-2}$ e $\tau_{sw,24}$ de 0,721, ver Tabela 3A). Silva et al. (2011a), para uma região semiárida, encontraram valores $R_{n,24,DeB}$ entre 146,8 (14 de setembro de 2008) e 164,7 (19 de dezembro de 2008) $W m^{-2}$ para um pomar de banana irrigado, e entre 95,6 e 112,5 $W m^{-2}$ (nas mesmas datas) para solo nu.

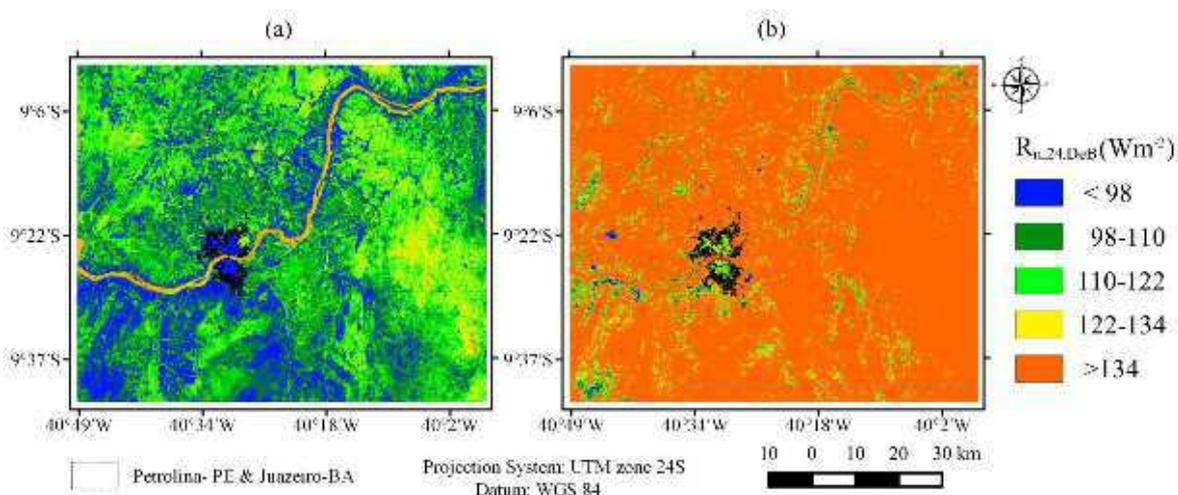


Figura 9. Saldo de radiação diário — $R_{n,24,DeB}$ ($W m^{-2}$) em: a) 2 de junho de 2014 (DOA 153) e b) 12 de novembro de 2015 (DOA 316).

2.3.6 O efeito das mudanças de uso do solo no saldo de radiação

A [Fig. 10](#) apresenta os diagramas *box-plot* para as mesmas variáveis apresentadas na [Fig. 7](#), quais sejam, NDVI, LST (K), albedo, emissividade superficial, ϵ_0 e para $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$), gerados a partir dos dados de pixels para os quatro tipos contrastantes de cobertura terrestre (100 pontos aleatórios extraídos para cada tipo de cobertura terrestre, ver Seção 2.2.1). Os pixels irrigados têm maiores valores de NDVI e ϵ_0 e menores valores de LST do que os outros tipos, enquanto $R_{n,over}$ é semelhante e o albedo é ligeiramente maior do que os valores encontrados para caatinga (como mencionado acima). A variabilidade (como indicado pela faixa interquartil) do NDVI, ϵ_0 e LST de áreas irrigadas é muito maior do que a calculada para

outras áreas, indicando que a existência de diferentes culturas e suas diferentes fases de cultivo, resultam em maior variabilidade espaço-temporal do que a variabilidade causada pela sazonalidade na pastagem e na Caatinga.

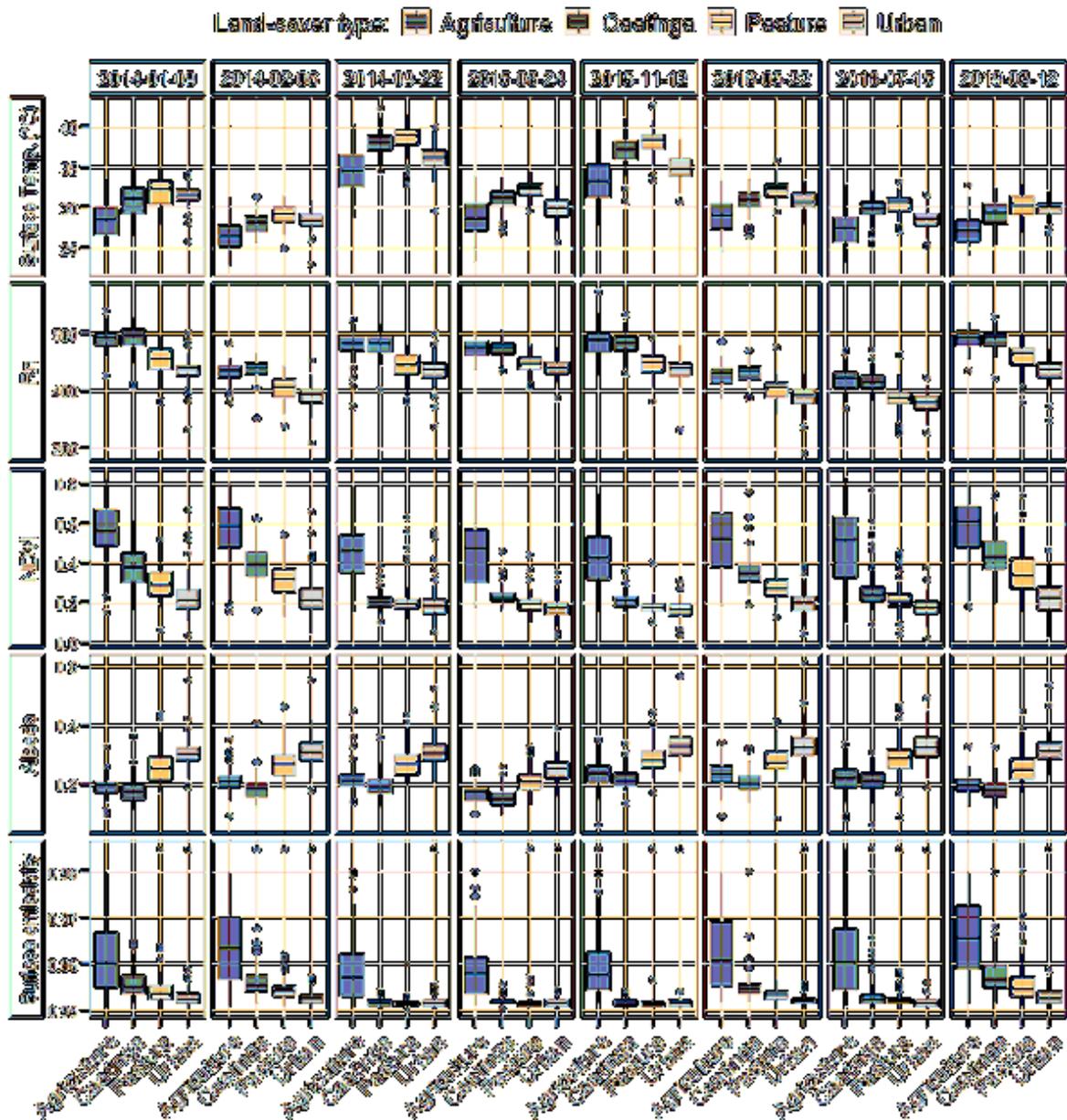


Figura 10. Diagramas box-plot da LST (K), $R_{n,over}$ ($W m^{-2}$), NDVI, Albedo e emissividade superficial para agricultura (irrigada), infraestrutura urbana, vegetação de caatinga e pastagem.

Ainda na [Fig. 10](#), os maiores valores de R_n foram encontrados principalmente para a agricultura irrigada e a caatinga. Esperaríamos valores elevados para a agricultura irrigada, pois seus baixos valores de LST e baixos valores de albedo resultam em altos valores de saldo de ondas longas e de ondas curtas. No entanto, os altos valores de R_n não são tão óbvios para a caatinga porque ela apresenta altas temperaturas da superfície, e portanto, em princípio, altos valores de radiação de onda longa emitida diminuiriam o saldo de ondas longas e

consequentemente o R_n . No entanto, seu valor relativamente baixo de emissividade da superfície, ϵ_0 , atenua as perdas por emissão de ondas longas até certo ponto. Observe também que os valores de albedo para caatinga são os mais baixos entre todos os tipos de cobertura da terra (incluindo culturas), o que resulta em valores maiores de saldo de ondas curtas para esta cobertura superficial.

A pastagem tem os menores valores de R_n entre os tipos de cobertura vegetal. Isso é causado pelo fato de que suas LSTs são ainda mais altas do que os da caatinga e suas ϵ_0 é comparável ao da caatinga de modo que seu saldo de radiação de ondas longas é o mais baixo (ou seja, mais negativo do que para os outros tipos de superfície). Ao mesmo tempo, o albedo para pastagem é consideravelmente maior que o da caatinga, fazendo com que o saldo de radiação de ondas curtas também seja baixo para pastagem. Curiosamente, os valores de LST para áreas urbanas são comparáveis aos da caatinga e pastagem, em alguns casos são ainda menores; também, as emissividades das áreas urbanas são comparáveis ou inferiores às da caatinga e pastagem, de modo que o saldo de radiação de ondas longas da rede urbana é maior ou comparável ao da caatinga e da pastagem. No entanto, seus valores R_n são os mais baixos de todos os tipos de superfície, por causa de seu alto albedo.

Em resumo, se a caatinga preservada (PC) for transformada em pastagem, então é provável que o albedo aumente, a LST será ligeiramente mais alta e o R_n mais baixo. Se for alterado para áreas urbanas, o albedo aumentará, mas a LST será de fato semelhante ou ligeiramente menor, e o R_n será menor. Se for transformada em culturas irrigadas, o albedo será ligeiramente mais alto, LST 3-5 graus mais baixo, mas R_n permanecerá semelhante aos valores calculados para PC, como resultado da emissividade superficial consideravelmente menor para caatinga. A Fig. 1A (no Apêndice do artigo 1) ilustra o impacto no saldo de radiação, discutido acima, causado pela mudança do uso da terra ao longo do período de estudo, para dois subconjuntos da área de estudo.

Esses dados ilustram que o uso da terra afeta substancialmente o saldo de radiação através de seus componentes de ondas curtas e ondas longas. Isso afetará a energia disponível (saldo de radiação menos armazenamento de calor na vegetação e no solo) e possivelmente parâmetros aerodinâmicos de rugosidade (por exemplo, as culturas terão um menor comprimento de rugosidade e altura de deslocamento do “plano zero”), o que afetará a troca de vapor de água e calor entre a superfície terrestre e a atmosfera. Esses efeitos combinados terão um impacto no clima localmente, através de *feedbacks* da atmosfera terrestre, se o tamanho da área alterada for relativamente grande e bastante homogêneo, como no caso da caatinga neste estudo.

2.4 CONCLUSÕES

Os efeitos que o clima e a sazonalidade têm sobre os componentes incidentes e que o uso da terra tem sobre os componentes ascendentes do saldo de radiação da superfície foram avaliados para uma área semiárida do Brasil (dentro da Caatinga brasileira), consistindo em um mosaico de áreas remanescentes de vegetação caatinga, agricultura irrigada e pastagens seminaturais. Foram usados dois modelos para calcular a radiação de ondas curtas incidente, e dez modelos de emissividade atmosférica para condição de céu claro para calcular a radiação de ondas longas incidente segundo a equação de Stefan-Boltzmann. Foram usadas imagens de satélite Landsat 8 para obter as variáveis biofísicas necessárias, como a temperatura e albedo da superfície, e variáveis climáticas medidas em uma estação meteorológica próxima foram usadas para calcular radiação de ondas longas. Os modelos selecionados de ondas curtas e de ondas longas tiveram um bom desempenho quando comparados com as medições da estação SONDA *in-situ*, avaliados utilizando as métricas MAE, MRE e RMSE.

Os padrões espaciais obtidos mostram que o uso da terra, em particular a cobertura da vegetação da caatinga, afeta substancialmente os componentes do saldo de radiação que dependem do tipo e estado da cobertura da superfície terrestre, como radiação refletida de ondas curtas e radiação de ondas longas emitidas. É importante que equações confiáveis sejam empregadas para calcular os componentes individuais do saldo de radiação, de modo que estimativas subsequentes de fluxo de calor sensível e latente sejam mais precisas.

Nesse contexto, foi mostrado que o modelo senoidal (Bisht, 2005), utilizado para a determinação do saldo de radiação diário, $R_{n,24}$, a partir de valores instantâneos de R_n (determinados a partir de sensoriamento remoto), apresenta uma considerável superestimativa como consequência do fato de que este modelo não contempla os valores negativos de R_n que ocorrem durante todo o período noturno e parte do período diurno. Por outro lado, o modelo De Bruin, que usa apenas valores baseados em sensoriamento remoto para o saldo de ondas curtas (e um termo empírico, derivado de dados meteorológicos, para representar o saldo de radiação de ondas longas), teve um desempenho muito satisfatório.

Na pastagem, o albedo e a temperatura da superfície terrestre, LST, e, portanto, os componentes ascendentes de radiação de ondas curtas e ondas longas, tiveram valores maiores do que na caatinga preservada, o que contribui para uma redução do saldo de radiação na superfície, e provavelmente aumento no fluxo de calor sensível (dados não apresentados) através das LSTs mais altas. Nas áreas urbanas, a LST e a emissividade superficial são comparáveis aos valores encontrados para caatinga e pastagem, mas os valores de albedo para essas áreas urbanas são os mais altos de todos os tipos de superfície, o que resultou no menor

saldo de radiação de ondas curtas e, conseqüentemente, no menor R_n . O albedo nas culturas agrícolas irrigadas é 0,01-0,03 maior do que na caatinga preservada, e a LST é 3-5 graus menor; no entanto, R_n para esses dois usos da terra é semelhante, como resultado de uma emissividade superficial consideravelmente menor para caatinga.

Fornecemos evidências de que quando os dados *in-situ* de saldo de radiação não estão disponíveis, dados de sensoriamento remoto, combinados com dados mais facilmente disponíveis, como temperatura pressão e umidade do ar, podem ser usados para obter estimativas confiáveis do R_n que podem identificar impactos ambientais e antropogênicos, e a curto prazo, bem como a longo prazo, impactos no balanço radiativo da superfície terrestre, e, finalmente, no balanço de energia. É importante enfatizar que estudos de sensoriamento remoto, como o que aqui se apresenta, são cruciais na determinação da energia disponível para os fluxos turbulentos (por exemplo, evapotranspiração, ET) entre a superfície e a atmosfera, na escala regional. A estimativa confiável da ET é de grande importância no contexto do planejamento da irrigação e da gestão mais ampla do uso da água, destacando novamente a necessidade de dados confiáveis e precisos.

CAPÍTULO 3 (Artigo 2) - Avaliação da demanda de água para irrigação usando modelos de balanço de energia e fusão de dados de satélite em computação em nuvem: um estudo na região semiárida brasileira

Resumo: A avaliação da irrigação em regiões áridas e semiáridas é imperativo para garantir o uso sustentável de recursos hídricos limitados e garantir a produção de alimentos. O objetivo desta pesquisa foi avaliar a evapotranspiração (ET) a partir de um modelo de balanço de energia, com e sem fusão de imagens de satélite (série Landsat e sensores MODIS), como entrada para o balanço hídrico do solo em uma área piloto de cana-de-açúcar da região semiárida brasileira. Para tanto, usou-se computação em nuvem para processar as imagens orbitais e os dados meteorológicos de superfície. Foi avaliada a precisão do uso dos modelos SEBAL e STARFM na estimativa de variáveis-chave e do próprio saldo de radiação e na determinação da ET em escalas diária e mensal. A fusão de imagens retratou um RMSE do R_n , T_s , NDVI e albedo iguais a 17,00 $W m^{-2}$, 2,28 K, 0,07 e 0,01, respectivamente. A ET diária (ET_{24}) e mensal (ET_m) resultado da combinação do STARFM com o SEBAL, apresentou baixos erros médios (PBIAS = -2.75% e RMSE = 0.97 $mm d^{-1}$ e 16.66 $mm mês^{-1}$) e alto coeficiente de determinação (0,87 para ET_{24} e 0.91 para ET_m) em comparação com o emprego do SEBAL unicamente em imagens Landsat (PBIAS = -5.25%, RMSE = 0.97 $mm d^{-1}$ e 17.66 $mm mês^{-1}$, $r^2 = 0.92$). A adição de imagens fusionadas provocou um melhor ajuste da curva de ET_{24} acumulada estimada em relação a ET_{24} medida. O balanço hídrico indicou que a cana cultivada sofreu estresse hídrico no meio e no final do ciclo do cultivo, circunstância que foi melhor representada pelas estimativas utilizando a curva de ET_{24} com adição de imagens fusionadas do que utilizando apenas imagens Landsat. Embora esse incremento na resolução temporal dos dados estimados de ET_{24} tenha indicado um maior consumo de água, ele informa um quantitativo que seria suficiente para suprir a demanda hídrica dos cultivos. Certamente a necessidade de um monitoramento sistemático do uso da água para irrigação em regiões semiáridas, em particular no contexto espacial e temporal, é não apenas evidente, mas imperativa. Nesse contexto, a modelagem da ET_{24} com dados orbitais é uma das técnicas que se prezam a auxiliar o campo de informações que se exige para um manejo adequado da irrigação, e que pode contribuir para garantir um melhor planejamento das políticas públicas de direito e uso da água, com vistas a alcançar um uso mais eficiente desse recurso.

Palavras-chave: sensoriamento remoto; google earth engine, evapotranspiração, balanço hídrico.

Abstract: Irrigation assessment in arid and semi-arid regions is imperative to ensure sustainable use of limited water resources and guarantee food production. The objective of this research was to evaluate evapotranspiration (ET) from an energy balance model, with and without satellite image fusion (Landsat series and MODIS sensors), as input to the soil water balance in a pilot area of Brazilian semiarid region. To this end, cloud computing was used to process the orbital images and surface meteorological data. The accuracy of using the SEBAL and STARFM models was evaluated in the estimation of key variables and the radiation balance itself and in the determination of ET on a daily and monthly scale. The image fusion indicated an RMSE of R_n , T_s , NDVI and albedo equal to 17.00 W m⁻², 2.28 K, 0.07 and 0.01, respectively. The daily (ET₂₄) and monthly (ET_m) ET as a result of the combination of STARFM with SEBAL, presented low mean errors (PBIAS = -2.75% and RMSE = 0.97 mm d⁻¹ and 16.66 mm month⁻¹) and high coefficient of determination (0.87 for ET₂₄ and 0.91 for ET_m) compared to using SEBAL only in Landsat images (PBIAS = -5.25%, RMSE = 0.97 mm d⁻¹ and 17.66 mm month⁻¹, $r^2 = 0.92$). The addition of fused images resulted in a better fit of the estimated accumulated ET₂₄ curve in relation to the ET₂₄ measured. The water balance indicated that the cultivated sugarcane suffered water stress in the middle and at the end of the growing season, a circumstance that was better represented by the estimates using the ET₂₄ curve with the addition of fused images than using only Landsat images. Although this increase in the temporal resolution of the estimated ET₂₄ data has indicated a greater consumption of water, it informs a quantity that would be sufficient to supply the water demand of the crops. Certainly, the need for a systematic monitoring of water use for irrigation in semiarid regions, particularly in the spatial and temporal context, is not only evident, but imperative. In this context, the modeling of ET₂₄ with orbital data is one of the techniques that are intended to help the range of information that is required for an adequate management of irrigation, and that can contribute to guarantee a better planning of public policies for water rights and use. water, with a view to achieving a more efficient use of this resource.

Keywords: remote sensing; google earth engine, evapotranspiration, water balance.

3.1 INTRODUÇÃO

Ao considerar o consumo de água pelo setor agrícola, deve-se quantificar a demanda hídrica das culturas e a eficiência do sistema de irrigação utilizado, sob uma perspectiva sustentável, do ponto de vista ambiental e econômico. Associado às questões ambientais de tempo e clima, deve-se avaliar a real evapotranspiração (ET) produzida por superfícies vegetadas, variável que tem ganhado destaque em estudos com imagens orbitais de

sensoriamento remoto, devido ao custo-benefício monetário (disponibilidade gratuita de imagens da superfície terrestre) e custo-benefício espacial (varredura de centenas de km em uma cena).

Vários modelos que usam imagens de satélite estão disponíveis para calcular a ET, como *Two-Source Energy Balance* (Norman et al., 1995), *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998), *Mapping Evapotranspiration at high resolution and Internalized Calibration* – METRIC (Allen et al., 2007), *Atmosphere Land Exchange Inverse* – ALEXI (Anderson et al., 2007) e o *Operational Simplified Surface Energy Balance* – SSEBop (Senay et al., 2013). Esses modelos têm sido utilizados por diversas agências para avaliação do consumo de água por culturas irrigadas e para gestão de recursos hídricos, como o Departamento de Recursos Hídricos de Idaho – IDWR, Daugherty Water for Food Global Institute – DWFI, United States Geological Survey – USGS e, recentemente, Agência Nacional de Águas – ANA. Dentre essas técnicas, SEBAL e METRIC se destacam por terem sido validadas em diferentes regiões do mundo e apresentarem em média, Erro Médio Absoluto (MAE), Erro Relativo Médio (MRE), Erro Quadrado Médio Médio (RMSE) e coeficiente de determinação (r^2) iguais a 0,40 mm, 10,35%, 0,71 mm e 0,81, respectivamente (ver Apêndice, Quadro 1A).

Embora essas técnicas apresentem boas estimativas de ET, satélites que possuem boa resolução espacial geralmente estão associados a baixa resolução temporal devido à natureza de suas órbitas e limitações instrumentais (Gao et al., 2015). Essa situação torna difícil estimar o consumo de água pela agricultura irrigada de forma confiável e com uma boa frequência, o que é fundamental para melhorar a gestão e fiscalização da irrigação pela ANA e pelos comitês de bacias hidrográficas no Brasil. Diante dessa adversidade, o algoritmo *Spatial and Temporal Adaptive Reflectance Fusion Model* – STARFM (Gao et al., 2006; Gao et al., 2015), foi desenvolvido com a proposta de aumentar a frequência de imagens disponíveis em uma determinada área, combinando a resolução espacial dos sensores da série Landsat com a resolução temporal dos sensores *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* – MODIS a bordo das plataformas Terra e Aqua. A técnica é baseada em uma função de peso determinística da similaridade espectral, diferença temporal e distância espacial entre pixels imageados por pares de imagens Landsat-MODIS (Knipper et al., 2020).

Sem dúvida, a atividade agrícola em áreas semiáridas e áridas requer mais atenção no uso consuntivo da água para irrigação, uma vez que os conflitos nos diversos setores da sociedade se manifestam principalmente em regiões com baixa disponibilidade de recursos hídricos. Este cenário descreve a área de irrigação Petrolina/Juazeiro, que possui cerca de 70.000 hectares de agricultura irrigada na região do semiárido brasileiro (Ferreira et al., 2020).

Essa área irrigada representa 77% da demanda hídrica do rio São Francisco (ANA, 2017b), o principal rio da região. Cerca de 20 mil hectares da área irrigada de Juazeiro são cobertos por cana-de-açúcar (MAPBIOMAS, 2022) e parte dela é irrigada por sistema de gotejamento subterrâneo. O cultivo desta cultura está diretamente ligado a produção de etanol e de açúcar, e é justificado pela adaptabilidade da planta ao clima tropical sob alta disponibilidade de água, radiação solar e nutrientes (Silva et al., 2011b). Segundo Vieira (2012) a produtividade média das áreas irrigadas por gotejamento subsuperficial foi de 115 t ha⁻¹ em 2011, muito superior à média nacional para cana-de-açúcar (72,44 t ha⁻¹, segundo CONAB, 2014) e internacional (70 t ha⁻¹, segundo a CONAB, 2014) ha⁻¹, com base nos países com maior produtividade, segundo Matos et al. (2020).

Além da irrigação, e da geração de energia hidrelétrica, o consumo municipal e a pecuária são outros usos consuntivos nesta bacia (ANA, 2019b). Segundo Silva et al. (2021), os efeitos das mudanças climáticas e o aumento da demanda consuntiva de água na bacia do rio São Francisco podem reduzir significativamente a disponibilidade hídrica, reduzindo a produção de energia da região em cerca de 30 a 50% nas próximas décadas. Entre os anos de 2015 e início de 2016, o volume útil do reservatório da Usina Hidrelétrica de Sobradinho atingiu percentuais abaixo de 5%, que foram os menores níveis de armazenamento já registrados (ANA, 2020b e ANA, 2020c), consequência da seca prolongada iniciada em 2012 (Marengo et al., 2020). Portanto, eventos de seca aliados às mudanças climáticas podem intensificar o uso consuntivo de água nesta bacia e, conseqüentemente, garantir alimentos, água, energia e a segurança econômica nesta região representa um grande desafio hoje e deve se intensificar ainda mais.

O objetivo desta pesquisa foi avaliar a evapotranspiração a partir de um modelo de balanço de energia, com e sem fusão de imagens de satélite, como entrada para o balanço hídrico do solo em uma área piloto de cana-de-açúcar da região semiárida brasileira. Para tanto, usou-se computação em nuvem para processar as imagens orbitais e os dados meteorológicos de superfície. Foi avaliada a precisão do uso dos modelos SEBAL e STARFM na estimativa de variáveis-chave e do próprio saldo de radiação e na determinação da ET em escala diária e mensal.

3.2 MATERIAL E MÉTODOS

3.2.1 Área de estudo

A área piloto é caracterizada por um canavial (*Saccharum officinarum* spp.) de 15 hectares (Fig. 11), var. VAT 90-212, segunda soca, em Vertisol, com fileiras duplas no espaçamento de 1,3 x 1,0 m, sob irrigação por gotejamento subsuperficial. Este campo pertence

à área agrícola Petrolina/Juazeiro, a maior área de agricultura irrigada da região semiárida brasileira (ANA, 2017a), localizada na bacia do Submédio São Francisco. De acordo com o INMET (2020) a precipitação média anual é de 482 mm.

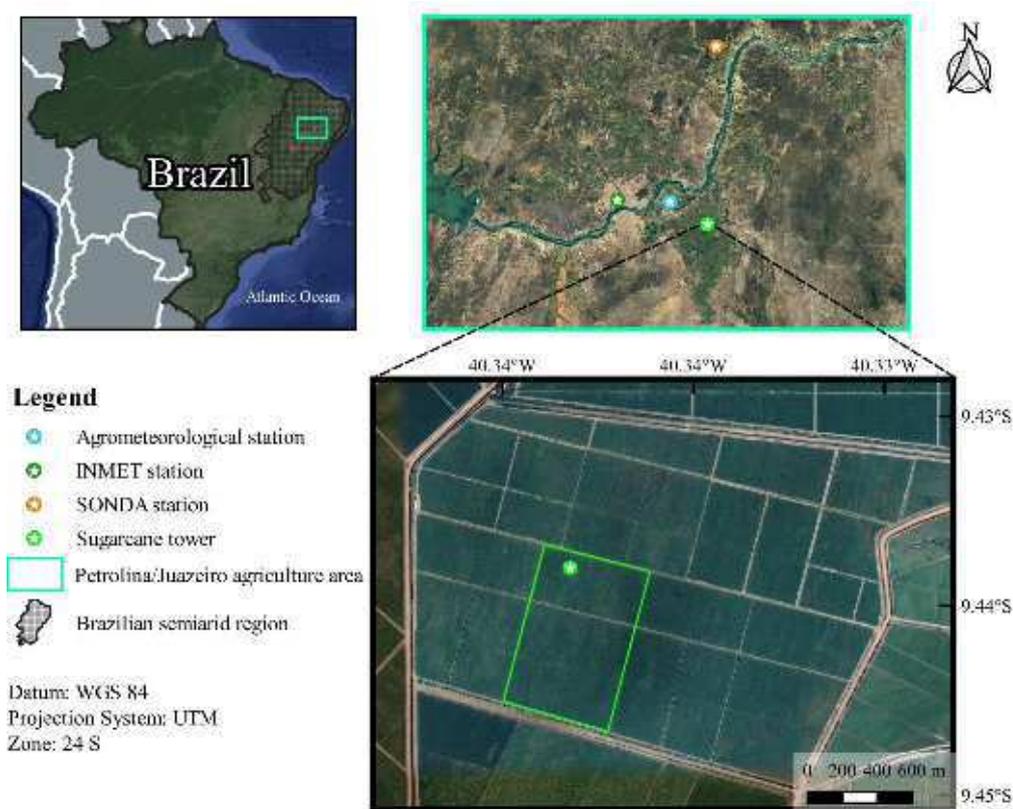


Figura 11. Área de estudo no semiárido brasileiro.

Nas últimas décadas a vegetação nativa desta região (Caatinga) tem sido substituída pela agricultura de sequeiro e irrigada, devido à criação dos Projetos Públicos de Irrigação implantados no início da década de 1970. Essas áreas irrigadas somam atualmente (considerando os lotes familiares e empresariais) cerca de 70.000 hectares (Ferreira et al., 2020), e são assistidos pelo poder público com uma unidade parcelar (área para atividade agrícola), infraestrutura instrumental (equipamentos de captação, adução, armazenamento, distribuição ou drenagem de água) e social, e serviços de irrigação (administrativos e de manutenção) (ANA, 2017a). A economia local é majoritariamente dependente desse aparato produtivo agrícola que desempenha um importante papel socioeconômico.

Na área de estudo, a irrigação é feita por sistema de gotejamento subsuperficial que apresenta uma eficiência igual ou superior a 90%. Na área em destaque da [Fig. 11](#) foi realizado

um experimento para mensurar os dados de evapotranspiração diária, ET_{24} , pelo método da razão de Bowen adotando os critérios de qualidade citados por Perez et al. (1999), $ET_{24 \text{ torre}}$. As medições de superfície foram feitas entre 24 de junho de 2015 e 30 de maio de 2016, por meio de uma torre micrometeorológica de 7 m de altura instalada no canal (Fig. 11). Para mais detalhes sobre o experimento, ver Carvalho et al. (2018). Esses dados foram usados para validar as estimativas de ET baseadas em imagens de satélite feitas nesta pesquisa.

A localização das estações meteorológicas e agrometeorológicas encontra-se na Fig. 11. A estação meteorológica do Sistema Nacional de Organização de Dados Ambientais - SONDA foi a fonte dos dados meteorológicos, no momento da passagem do satélite (os dados têm resolução temporal de um minuto), empregada no algoritmo SEBAL. A estação do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (INMET, 2020) foi a fonte dos dados climáticos. A estação agrometeorológica da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Embrapa Semiárido foi a fonte dos dados de evapotranspiração de referência para grama- $ET_{0,24}$ (Allen et al., 1998).

3.2.2 Imagens de satélite e dados meteorológicos

Foram utilizadas imagens do *Operational Land Imager* (OLI) Landsat 8 a céu claro, de 2015 a 2016, *path* 217 e *rows* 66 e 67, adquiridas do produto de refletância de superfície *Collection 1 Tier 1* (dados que atendem aos requisitos de qualidade geométrica e radiométrica), bandas 2 (0,450–0,51 μm), 3 (0,53–0,59 μm) e 4 (0,64–0,67 μm) no espectro visível, banda 5 (0,85–0,88 μm) no infravermelho próximo, e bandas 6 (1,57–1,65 μm) e 7 (2,11– 2,29 μm) no infravermelho médio, todas imageadas pelo sensor OLI (resolução espacial de 30 m). Esses dados foram corrigidos atmosféricamente usando o *Land Surface Reflectance Code* (LaSRC) e incluem uma máscara de nuvem, sombra, água e neve, bem como uma máscara de saturação por pixel (USGS, 2020b). Também foram usadas imagens OLI/*Thermal Infrared Sensor* (TIRS) Landsat 8, bandas 4 e 5 (espectro solar) e 10 (10,60–11,19 μm), nas mesmas datas, *path* e *row* mencionados acima, adquiridos da coleção Landsat 8 Tier 1 *raw scenes*, que representam a radiância no sensor dimensionada e calibrada. Imagens do Enhanced Thematic Mapper (ETM) Landsat 7 foram também utilizadas nas mesmas condições (período, área e coleções). As imagens do ETM posteriores a maio de 2003 apresentam falhas no escaneamento (linhas não imageadas), entretanto, a área de estudo encontra-se na parte central do *path* 217, onde o

imageamento não apresenta problemas. As imagens processadas foram adquiridas do conjunto de dados do Google Earth Engine (<https://earthengine.google.com/>).

Foram utilizados três produtos do sensor MODIS a bordo das plataformas orbitais Terra e Aqua, quais sejam: refletância da superfície–MOD/MYD09GA (Vermote e Wolfe, 2015a, 2015b), albedo da superfície–MCD43A3 (Schaaf e Wang, 2015), e temperatura da superfície – MOD/MYD11A1 (Wan e Hulley, 2015a, 2015b), com a seguinte posição na grade MODIS: vertical 09 e horizontal 13 e 14, de 2015 a 2016. Os dados também foram acessados a partir do conjunto de dados do Google Earth Engine.

Os dados meteorológicos possuem um minuto de resolução temporal e foram adquiridos nos horários de passagem do satélite para calcular as variáveis necessárias para o processamento do balanço de energia instantâneo. Esses dados foram obtidos da estação SONDA (Fig. 11), localizada no município de Petrolina (parte da *Baseline Surface Radiation Network* – BSRN). Os seguintes dados foram adquiridos: temperatura do ar - T_a (°C), umidade relativa - RH (%), pressão atmosférica - P_a (kPa), velocidade do vento (ms^{-1}), radiação de ondas curtas incidente - $R_{\text{sw,obs}}$ (W m^{-2}) e radiação de ondas longas incidente — $R_{\text{lw,obs}}$ (W m^{-2}). Para detalhes de sensores e controle de qualidade de dados, ver Driemel et al. (2018).

Para extrapolar a ET_{24} do dia da passagem do satélite para a escala mensal, foi utilizada a $ET_{0,24}$ e dados de precipitação (ver subseções 3.2.3 e 3.2.4). Para tanto, foram usados os dados de $ET_{0,24}$ de acordo com o método FAO - 56 Penman-Monteith (Allen et al., 1998), e os dados de precipitação, coletados de uma estação agrometeorológica localizada a 10 km da área de estudo, na Estação da Embrapa Semiárido em Mandacaru, Juazeiro, BA (Fig. 11).

3.2.3 Algoritmo SEBAL

O SEBAL proporciona a estimativa da ET com base no fluxo de calor latente obtido como resíduo da equação do balanço de energia. O algoritmo combina dados multiespectrais (geralmente de imagens de satélite), que captam a radiação da superfície na porção solar e termal (radiação terrestre) do espectro eletromagnético, e dados complementares obtidos em uma estação meteorológica localizada na área de estudo. Neste estudo, a execução do algoritmo SEBAL foi realizada na plataforma Google Colab utilizando a linguagem de programação Python, versão 3.7, e está disponível gratuitamente no site do GitHub https://github.com/thomasmcz/SEBAL_STARFM. Qualquer indivíduo com uma conta Google poderá acessar, executar este script e exportar os dados para uma pasta no Google Drive.

As variáveis do balanço de energia, a saber, densidades de fluxo de calor latente-LE (W m^{-2}), fluxo de calor do solo-G (W m^{-2}), fluxo de calor sensível-H (W m^{-2}) e saldo de radiação- R_n (W m^{-2}), estão relacionados da seguinte forma:

$$LE = R_n - G - H \quad (25)$$

O R_n no instante da passagem do satélite ($R_{n,over}$) foi calculado por meio do balanço da radiação de ondas curtas e longas, que é função da radiância espectral, refletividade e das emissividades da superfície e da atmosfera. O conjunto de equações utilizado foi validado para diferentes usos do solo por Ferreira et al. (2020) (ver Capítulo 2), incluindo a cana-de-açúcar na mesma área de estudo e período desta pesquisa. A equação a seguir representa o balanço entre a radiação de ondas curtas e longas:

$$R_{n,over} = (1 - \alpha)R_{sw} - R_{emi} + \epsilon_0 R_{lw} \quad (26)$$

onde α é o albedo da superfície, R_{sw} ($W m^{-2}$) é a radiação de onda curta incidente, R_{emi} ($W m^{-2}$) é a radiação de onda longa emitida pela superfície, ϵ_0 é a emissividade da superfície e R_{lw} ($W m^{-2}$) é a radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera. Na [Fig. 12](#), está apresentado um diagrama que ilustra o passo a passo adotado para obter o saldo de radiação para os sensores OLI/TIRS ([Fig. 12a](#)) e para as imagens produzidas após a aplicação do STARFM ([Fig. 12b](#), ver subseção 3.2.5). Procurou-se destacar neste diagrama os momentos em que os metadados das imagens e os dados meteorológicos são essenciais.

O fluxo de calor no solo G ($W m^{-2}$) pode ser obtido de acordo com a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia (horário contemplado pelo imageamento dos sensores orbitais utilizados):

$$G = [LST (0.0038 + 0.0074 \alpha) (1 - 0.98 NDVI^4)]R_n \quad (27)$$

onde LST é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície e $NDVI$ é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada.

O fluxo de calor sensível- H ($W m^{-2}$) foi determinado pela equação aerodinâmica clássica resolvida por meio de uma técnica de calibração interna que teve sua gênese no trabalho de Bastiaanssen (1995) na concepção do SEBAL e adaptado por Allen et al. (2007) no algoritmo conhecido como METRIC. A técnica calcula H determinando seus valores em duas condições extremas na imagem de satélite com base no conhecimento da energia disponível e algumas condições de superfície (ver Apêndice B do artigo 2). Bastiaanssen et al. (1998) afirmam no SEBAL que assumir que a fração evaporativa ($LE/(R_n - G)$) de 100% em superfícies molhadas é uma aproximação segura e, portanto, o LE pode ser determinado em um chamado “pixel úmido” ou “pixel frio” escolhido em um corpo d’água local ou em um campo bem vegetado

livre de estresse hídrico. Por outro lado, um “pixel seco” ou “pixel quente” é escolhido em uma área de solo nu, onde se assume que a energia disponível é utilizada apenas para H ($LE = 0$).

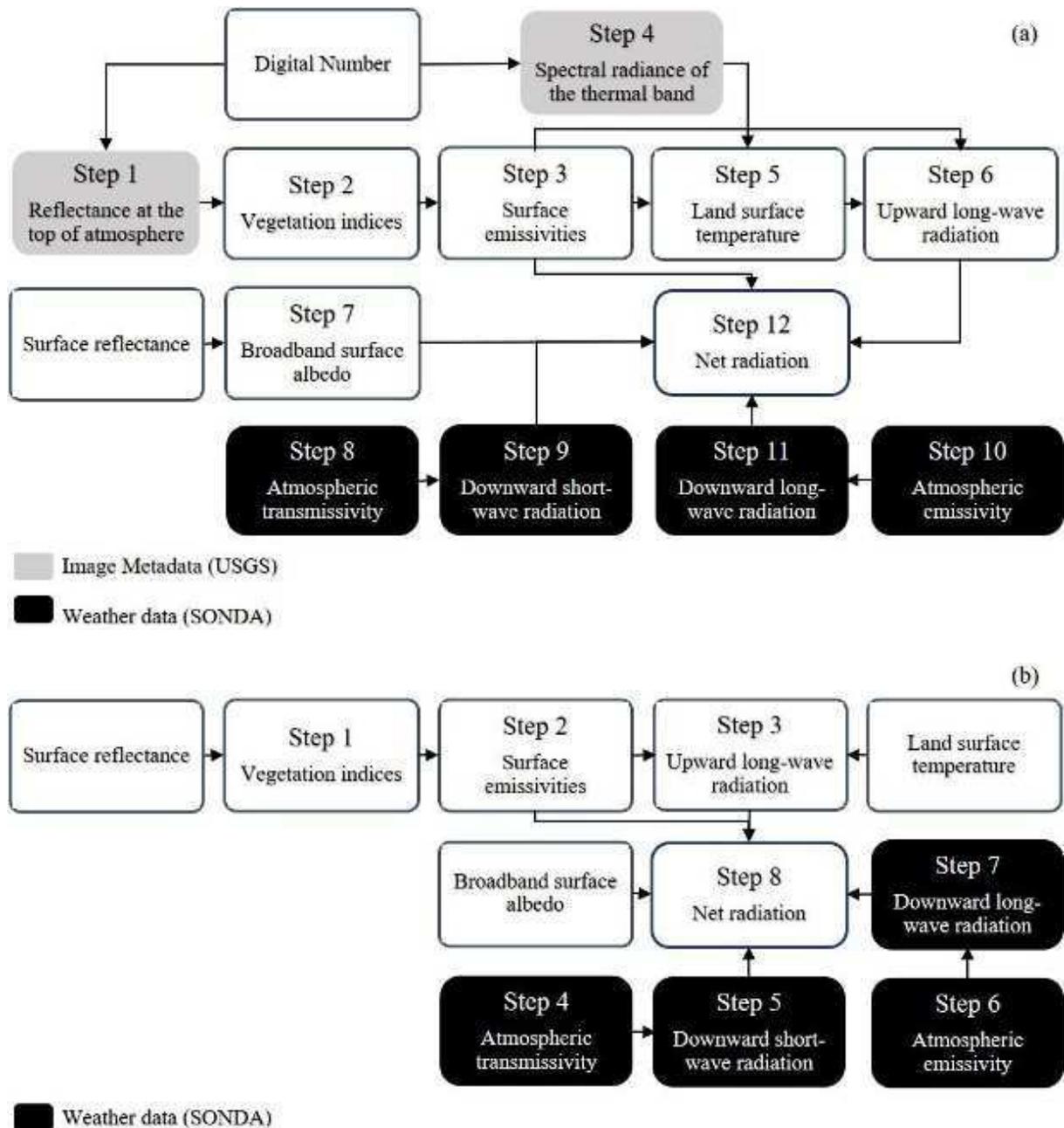


Figura 12. Diagrama dos procedimentos para cálculo do saldo de radiação de superfície para o OLI/TIRS Landsat 8 no instante da passagem do satélite (a) e para as imagens STARFM (b).

Após assumir essas aproximações, pode-se interpolar o balanço de energia da superfície para todos os outros pixels entre os dois extremos, considerando uma relação linear entre a temperatura da superfície e o gradiente de temperatura vertical (dT) próxima a ela. Em seguida, é feito um processo de calibração iterativo para corrigir os fluxos de acordo com a estabilidade da atmosfera. Ao final da calibração, os erros relacionados às estimativas de R_n , G e outros componentes intermediários são reduzidos quando ET é calculada para todos os pixels da

imagem (Bastiaanssen et al., 1998). O Apêndice B do artigo 2 e a [Fig. 13](#) detalham o procedimento iterativo.

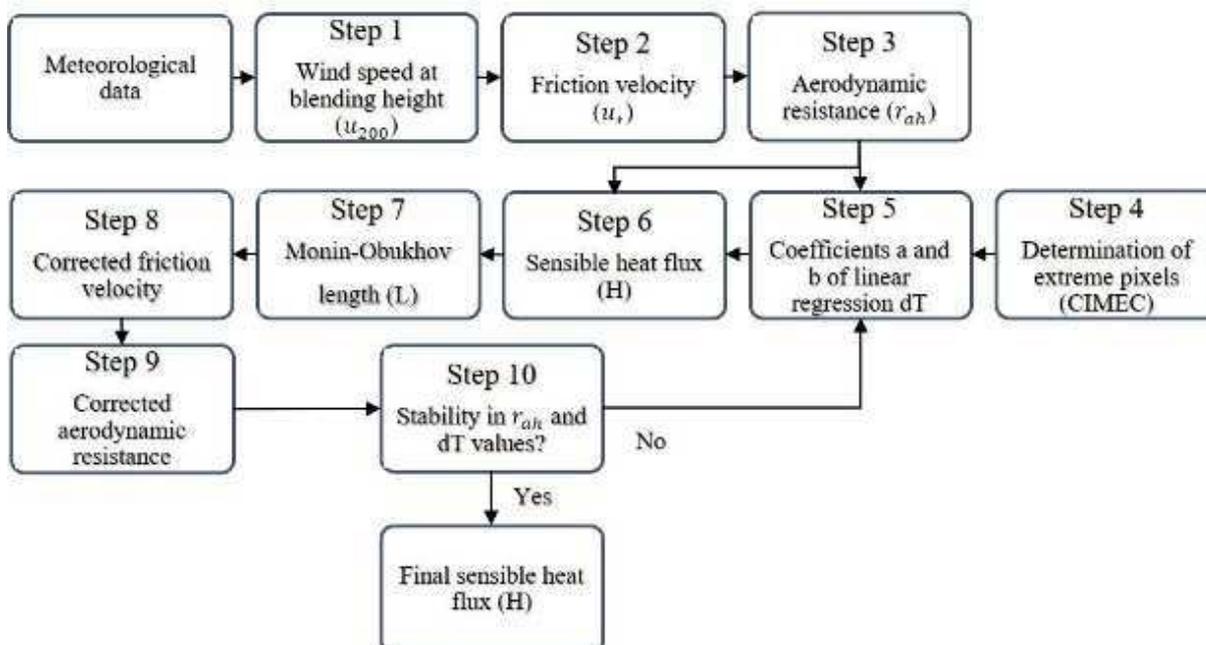


Figura 13. Diagrama do processo iterativo para obter fluxo de calor sensível—H.

Para realizar a seleção dos pixels extremos de forma automatizada, foi utilizado o algoritmo *Calibration using Inverse Modeling at Extreme Conditions-CIMEC* (Allen et al., 2013), que é bastante difundido, devido à excelência demonstrada de seus resultados (Olmedo et al., 2016; Jaafar e Ahmad, 2020; Laipelt et al., 2021). Os mapas anuais de uso e cobertura do solo de 2015 e 2016 do projeto MapBiomias (2020) foram usados para delinear as áreas alvo da seleção de pixels extremos do CIMEC. O projeto MapBiomias produz mapas anuais de cobertura e uso do solo a partir da classificação pixel-a-pixel das imagens de satélite Landsat. Todo o processo é feito usando algoritmos extensivos de aprendizado de máquina usando a plataforma Google Earth Engine para cada bioma e tipo de cobertura/uso do solo (pastagem, agricultura, zona costeira e área urbana). Para mais detalhes sobre o projeto e a base teórica do algoritmo empregado, consulte Projeto MapBiomias (2020).

3.2.4 Evapotranspiração diária

Após a resolução do balanço de energia no momento da passagem do satélite, obteve-se a evapotranspiração real diária— ET_{24} , com base no conceito de fração evaporativa instantânea — FE_i (razão entre a energia latente e a energia disponível ao nível da superfície — $R_n - G$) (Bastiaanssen et al., 1998). De acordo com a metodologia SEBAL, é razoável supor que o FE_i seja preservado ao longo do dia. Portanto, $FE_i = FE_{24}$, o que permite extrapolar a ET de um instante para o dia:

$$FE_i = FE_{24} = \frac{LE}{Rn - G} = \frac{LE_{24}}{R_{n24}} \quad (28)$$

onde R_{n24} ($W m^{-2}$) é o saldo de radiação diário. Essa suposição ($FE_i = FE_{24}$) pode não ser válida em algumas situações, como demonstrado por Van Niel et al. (2011) e Van Niel et al. (2012), entretanto, é importante mencionar que de acordo com a literatura (Farah, Bastiaanssen e Feddes, 2004; Hoedjes et al., 2008; Santos et al., 2010; Peng et al., 2013; French, Hunsaker e Thorp, 2015; Liu et al., 2020; e Nassar et al., 2021) o uso da fração evaporativa instantânea no horário entre 10h e 14h é eficiente para estimar a ET_{24} , principalmente quando se considera dias de céu claro (que também é pré-requisito para estudos de ET calculada utilizando imagens de satélite de órbita polar). Esta janela de tempo compreende os tempos de imageamento do Landsat, Terra e Aqua no meridiano local. Além disso, os resultados de muitas pesquisas em diferentes condições exibiram r^2 alto ao determinar a ET_{24} com base nessa suposição (ver Apêndice, Quadro 1A). Isto posto, podemos definir a última variável da Eq. 28, R_{n24} , como:

$$R_{n,24} = R_{sw,24}(1 - \alpha) - 110 \cdot \tau_{sw,24} \quad (29)$$

onde, $R_{sw,24}$, α e $\tau_{sw,24}$ são, respectivamente, a radiação solar global diária ($W m^{-2}$) obtida na estação SONDA, o albedo de superfície (ver Capítulo 2 (Artigo 1)) e a transmissão atmosférica média diária, que por sua vez foi obtida pela razão entre $R_{sw,24}$ ($W m^{-2}$) e a radiação solar diária no topo da atmosfera – $R_{sw,toa}$ ($W m^{-2}$). A Eq. 29 é a equação de Slob, publicada por de Bruin (1987), e mencionada por de Bruin e Stricker (2000). Ferreira et al. (2020) validaram a Eq. 29 sobre diferentes usos do solo para a mesma área de estudo desta pesquisa. Laipelt et al. (2021) também encontraram bons resultados aplicando essa equação em uma área de transição entre floresta tropical e vegetação de savana no Brasil.

3.2.5 STARFM

Dentre as alternativas disponíveis para aumentar a frequência de imagens em uma área, o modelo STARFM (Gao et al., 2006; Gao et al., 2015) demonstra eficácia na produção de imagens fusionadas a partir dos sensores da série Landsat e os sensores MODIS. Esta fusão combina a resolução espacial dos sensores da série Landsat com a resolução temporal do MODIS, desde que haja um par de imagens de ambos os sensores antes e/ou outro após a data em que uma imagem MODIS está disponível na área de estudo. Cada pixel da imagem fusionada é gerado no centro de uma janela-móvel, de acordo com a contribuição (ponderada) de três aspectos observados nos pixels vizinhos, espectralmente semelhantes ao central (e dentro da janela), que são: (I) similaridade espectral entre os pixels dos sensores Landsat e

MODIS; (II) diferença temporal entre as passagens do MODIS e (III) distância espacial entre o pixel vizinho espectralmente semelhante e o pixel central da janela-móvel.

A abordagem STARFM foi originalmente desenvolvida para ser aplicada em bandas de refletância de superfície entre sensores Landsat, de alta resolução espacial, e sensores MODIS, de alta resolução temporal; mas o algoritmo funciona bem com imagens de ET de multi-escala (Cammalleri et al., 2014). Esta pesquisa propõe a aplicação do algoritmo às variáveis albedo, temperatura da superfície e refletância na faixa do vermelho (banda 4 do OLI, 3 do ETM e 1 do MODIS) e do infravermelho próximo (banda 5 do OLI, 4 do ETM e 2 do MODIS). As estimativas dessas variáveis são utilizadas para o cálculo de R_n (Fig. 12) e, conseqüentemente, ET_{24} (ver Capítulo 2 (Artigo 1) e Apêndice do Artigo 2). As estimativas dessas três variáveis-chave para as imagens OLI/TIRS foram determinadas de acordo com o conjunto de equações apresentado no Capítulo 2 (Artigo 1), enquanto para MODIS foram utilizados os produtos MODIS mencionados na subseção 3.2.2. Assim, a estimativa das variáveis supramencionadas na resolução de sensores Landsat, entre passagens do Landsat ou próximo de uma única passagem do Landsat (ver Gao et al., 2006 e Cmalleri et al., 2014), baseia-se numa função-peso aplicada numa janela-móvel:

$$L_{(x_{w/2}, y_{w/2}, t_0)} = \sum_{i=1}^w \sum_{j=1}^w \sum_{k=1}^n W_{ijk} (M_{(x_i, y_j, t_0)} + L_{(x_i, y_j, t_k)} - M_{(x_i, y_j, t_k)}) \quad (30)$$

em que, w representa o tamanho da janela de busca ($w = 1470$ m), o subscrito $(x_{w/2}, y_{w/2})$ representam o pixel central da janela de busca, (x_i, y_j) indica a posição de um dado pixel (na janela de busca), tanto para Landsat (L) como para o MODIS (M), t_0 indica a data da estimativa do pixel na resolução do sensor Landsat e t_k indica a data do par de imagens Landsat-MODIS (k varia de 1 a n , onde $n = 2$ quando dois pares Landsat-MODIS estão disponíveis, um antes e um depois da data t_0). O termo W_{ijk} representa o peso associado à contribuição de cada pixel da janela-móvel na determinação do pixel central. Os pixels que não são espectralmente semelhantes ao pixel central têm $W_{ijk} = 0$. Esse peso é sustentado na configuração de três fatores:

- 1) Diferença espectral entre MODIS e Landsat, S_{ijk} :

$$S_{ijk} = \left| L_{(x_i, y_j, t_k)} - M_{(x_i, y_j, t_k)} \right| \quad (31)$$

S_{ijk} indica a homogeneidade do pixel MODIS, pois expressa as diferenças entre um pixel Landsat (considerado homogêneo) e um pixel MODIS (resultado das contribuições de uma área

de superfície maior, muitas vezes heterogênea). Um valor baixo de S_{ijk} indica que o pixel de alta resolução (Landsat) tem características espectrais semelhantes aos pixels circundantes (na dimensão MODIS), portanto, as alterações no pixel de alta resolução serão comparáveis às alterações no pixel de baixa resolução. Nesse cenário, o termo S_{ijk} terá um impacto maior na determinação de W_{ijk} e conseqüentemente na Eq. 30.

Uma suposição mais geral é que se as informações MODIS e Landsat forem iguais em uma determinada data t_k , elas serão iguais em t_0 . Isso pode ocorrer para um pixel homogêneo na escala MODIS. No entanto, pode haver casos em que há igualdade entre os dois sensores no tempo t_k , mas há uma diferença no tempo t_0 (ao contrário da suposição anterior). Uma medida para observar se isso ocorre é calcular as diferenças que o MODIS pode apresentar entre as datas t_k e t_0 , conforme apresentado a seguir.

2) Diferença de tempo entre as imagens MODIS, T_{ijk} :

$$T_{ijk} = \left| M_{(x_i, y_j, t_k)} - M_{(x_i, y_j, t_0)} \right| \quad (32)$$

Este fator leva em conta as mudanças que ocorrem entre a data a ser estimada t_0 e a data t_k . Se T_{ijk} tem um valor baixo, significa que a diferença entre as duas datas é pequena, e esse pixel terá um impacto maior na determinação de W_{ijk} e conseqüentemente na Eq. 30.

3) Distância espacial entre o pixel central da janela de busca ($x_{w/2}, y_{w/2}$) e um pixel espectralmente semelhante (x_i, y_j), d_{ijk} :

$$d_{ijk} = \sqrt{(x_{w/2} - x_i)^2 + (y_{w/2} - y_j)^2} \quad (33)$$

Este cálculo mede a distância euclidiana entre o pixel central da janela e o pixel espectralmente semelhante. Dentre os pixels espectralmente semelhantes, aqueles mais próximos do pixel central representarão um peso maior na estimativa.

A combinação desses três fatores foi realizada para torná-lo menos sensível às diferenças espectrais, segundo Gao et al. (2006):

$$C_{ijk} = \ln(S_{ijk} \cdot B + 1) \cdot \ln(T_{ijk} \cdot B + 1) \cdot D_{ijk} \quad (34)$$

em que B é um fator de escala (igual a 10000) e D_{ijk} é a distância relativa, determinada de acordo com a expressão:

$$D_{ijk} = 1 + \frac{d_{ijk}}{A} \quad (35)$$

em que A é uma constante que define a importância relativa da distância espacial, antes das diferenças temporais e espectrais na Eq. 34. Gao et al. (2006) recomendam o uso de $A = 250$ m para áreas heterogêneas, e esse valor foi adotado no presente estudo.

Finalmente, a função-peso W_{ijk} é determinada usando a seguinte expressão:

$$W_{ijk} = \frac{\left(1/C_{ijk}\right)}{\sum_{i=1}^w \sum_{j=1}^w \sum_{k=1}^n \left(1/C_{ijk}\right)} \quad (36)$$

O critério utilizado para a seleção de pixels vizinhos espectralmente semelhantes ao pixel central da janela móvel, foi a observância verdadeira das seguintes inequações (I, II e III):

$$\left|L_{(x_i, y_j, t_k)} - L_{(x_{w/2}, y_{w/2}, t_k)}\right| < \sigma \quad (I)$$

$$S_{ijk} < \max\left(\left|L_{(x_{w/2}, y_{w/2}, t_k)} - M_{(x_{w/2}, y_{w/2}, t_k)}\right|\right) + \sigma_{lm} \quad (II)$$

$$T_{ijk} < \max\left(\left|M_{(x_{w/2}, y_{w/2}, t_k)} - M_{(x_{w/2}, y_{w/2}, t_0)}\right|\right) + \sigma_{mm} \quad (III)$$

em que σ representa o desvio padrão dos pixels dentro da janela móvel, σ_{lm} e σ_{mm} representa a incerteza entre as estimativas do Landsat-MODIS na mesma data e MODIS-MODIS entre duas datas, respectivamente. Para os valores σ_{lm} e σ_{mm} adotamos os propostos por Gao et al., (2006) para áreas heterogêneas, a saber, $\sigma_{lm} = \sigma_{mm} = 0,01$ para a banda espectral do vermelho (V) e $\sigma_{lm} = \sigma_{mm} = 0,015$ para a banda espectral do infravermelho próximo (IV).

A inequação (I) seleciona os pixels para o STARFM e é aplicada às refletâncias V e IV do Landsat 8 (bandas 4 e 5, respectivamente) ou Landsat 7 (bandas 3 e 4) nas imagens disponíveis, ou seja, quando há dois pares de imagens Landsat-MODIS, a Inequação (I) é aplicado à imagem anterior e posterior à data de estimativa, de modo que o pixel é selecionado apenas quando atende aos critérios em ambas as datas. As inequações (II) e (III) garantem que os pixels selecionados forneçam melhores informações espectrais do que os pixels centrais da janela móvel (Gao et al., 2006). A [Fig. 14](#) descreve os procedimentos seguidos para a execução do STARFM. O algoritmo foi executado utilizando a linguagem de programação Python, versão 3.7, na plataforma Google Colab. O script usado está disponível gratuitamente no site do GitHub https://github.com/thomasmcz/SEBAL_STARFM. Qualquer indivíduo com uma conta Google poderá acessar, executar este script e exportar os dados para uma pasta no Google Drive.

Para avaliar as estimativas do STARFM o algoritmo foi aplicado a uma área maior (2.300 km²) contendo a área de estudo, utilizando dois pares de imagens Landsat 8-MODIS, a primeira em 27 de outubro e a segunda em 14 de dezembro de 2015, visando obter uma imagem em 12 de novembro do mesmo ano. Neste dia, uma imagem do Landsat 8 sem nuvens está disponível, o que nos permitiu verificar a eficiência nas estimativas de algumas variáveis biofísicas, como NDVI, T_s , Albedo e R_n no momento da passagem do satélite — $R_{n,over}$ (ver Apêndice do Artigo 1), que são variáveis-chave para a obtenção da ET. Dessas variáveis foram extraídos os pixels classificados como agricultura de acordo com a classificação de uso e cobertura da terra do Mapbiomas (MapBiomas, 2020) para realizar a validação do STARFM.

3.2.6 Evapotranspiração diária e mensal contínua no tempo

Ao final da execução do algoritmo STARFM, foram obtidas imagens com resolução espacial Landsat e resolução temporal MODIS (para dias de céu claro), prontas para aplicação do algoritmo SEBAL para obtenção de ET_{24} . Para obter um banco de dados contínuo no tempo de ET_{24} , usamos uma interpolação da razão $f_{PET} = ET_{24}/ET_{0,24}$ produzida nos dias das passagens dos satélites. Em outras palavras, $ET_{24} = f_{PET} \cdot ET_{0,24}$. Esta abordagem é bem conhecida e amplamente utilizada em aplicações com modelos ET baseados em sensoriamento remoto (Allen et al., 2007; Anderson et al., 2007; Castelli et al., 2018; Shamloo et al., 2021; Yang et al., 2012). Avaliamos o desempenho de ambas as interpolações: Usando apenas imagens Landsat e Landsat+fused (imagens Landsat e fusionadas) para determinar se há uma melhoria nas estimativas de ET_{24} ao adicionar imagens fusionadas. A ET mensal foi calculada somando-se a ET diária.

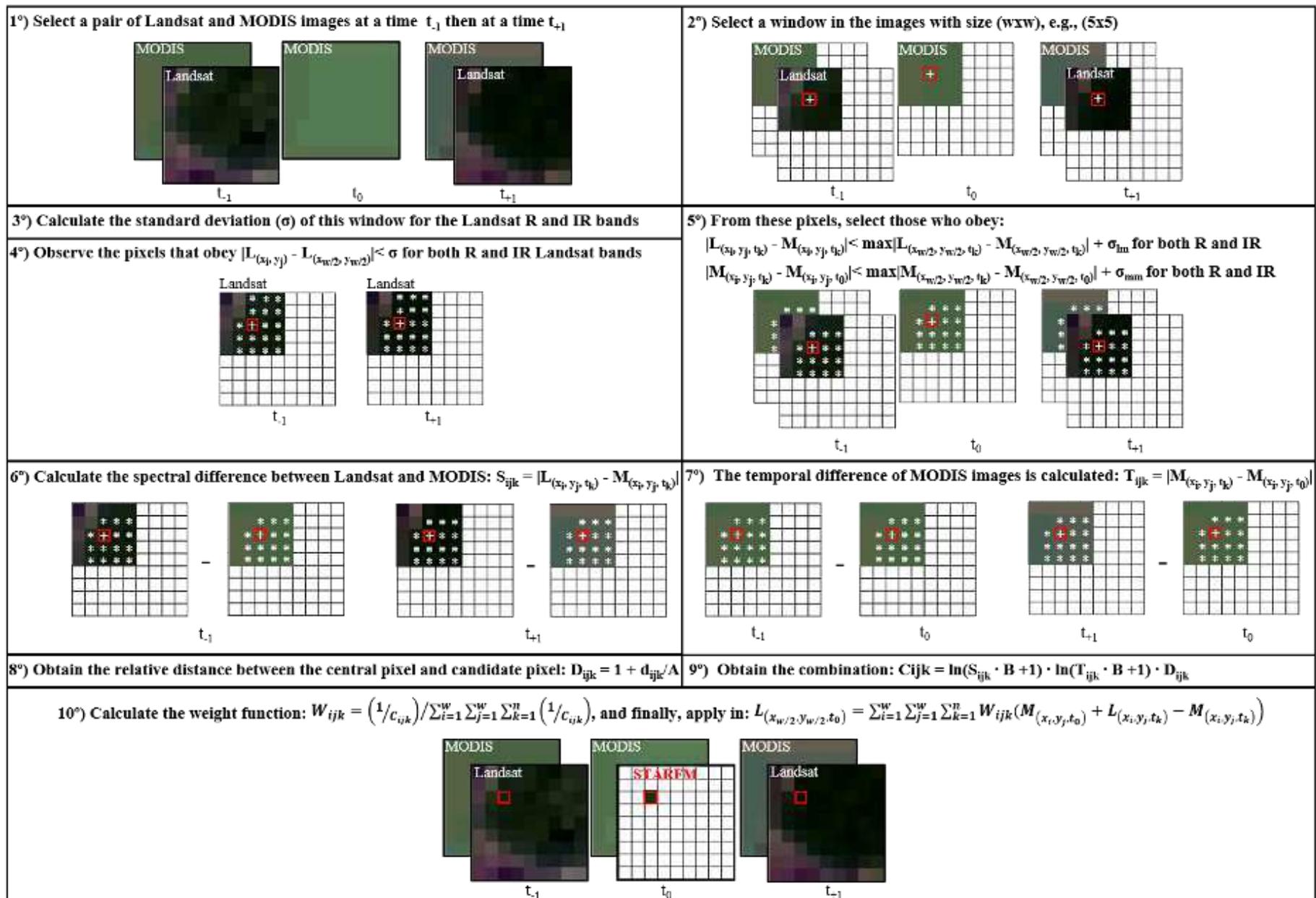


Figura 14. Diagrama dos procedimentos para aplicação do STARFM

3.2.7 Avaliação do manejo da irrigação

Uma abordagem para o balanço hídrico (FAO 56, Allen et al., 2007b) foi usada para avaliar o manejo da irrigação na área de estudo durante a safra 2015-2016. Os fluxos diários de água foram computados considerando um modelo de balanço hídrico diário (Eq. 37) para determinar as entradas e saídas do sistema, contabilizando a precipitação (P), irrigação (I_{net}), ET da cultura (ET_{24}), escoamento superficial (RO), e percolação profunda da água abaixo da zona radicular (DP), resolvendo para o conteúdo de água do solo do dia atual (SW_i):

$$SW_i = SW_{i-1} + P + I_{net} - RO - DP - ET_{24} \quad (37)$$

Os dados diários de precipitação usados no modelo de balanço hídrico foram coletados da estação da Embrapa semiárido (Fig.11). A irrigação diária foi determinada com base na quantidade de água aplicada através do sistema de irrigação subsuperficial (gotejamento), considerando a eficiência de aplicação de 90%. A companhia que gerencia os cultivos agrícolas na área experimental, e portanto, a irrigação, forneceu o volume diário total de água aplicado. O escoamento superficial foi calculado usando a precipitação diária e a equação de escoamento do *Natural Resources Conservation Service* do USDA (USDA, 2004), usando uma curva-número de 0,78. A percolação profunda da água abaixo da zona radicular foi calculada com base no excesso de água recebido além da capacidade de retenção de água do solo ou capacidade de campo (FC). Se a água recebida no solo, seja por precipitação ou irrigação, resultasse em um conteúdo que exceda a FC, a diferença entre o volume do dia atual e a FC foi alocada como percolação profunda. Os valores volumétricos de FC e ponto de murcha (WP) do solo foram 0,38 e 0,16 (Celestino, 2017). A diferença de FC e WP representa o total de água disponível (TAW) para a vegetação para o crescimento, dentro da zona radicular (Z_r , Eq 38). A quantidade de água disponível para a vegetação antes de ocorrer o estresse hídrico, conhecida como água facilmente disponível (RAW), foi baseada em uma fração de depleção específica da cultura ($p = 0,65$, Celestino, 2017) e da ET_{24} do dia atual, onde p foi ajustado com base nas demandas de ET_{24} (Eqs. 39 e 40, Allen et al., 1998). Uma profundidade de raiz constante de 1,2 m foi usada durante toda a safra, pois a cultura da cana-de-açúcar havia sido colhida uma vez antes (segunda soca) e as raízes haviam sido estabelecidas antes da safra 2015-2016.

$$TAW = 1000(FC - WP)Z_r \quad (38)$$

$$p_{adj} = p + 0.04(5 - ET_c) \quad (39)$$

$$RAW = p_{adj} * TAW \quad (40)$$

A ET_{24} usada para atualizar o modelo do balanço hídrico diário foi medida usando a torre de razão de Bowen ($ET_{24 \text{ torre}}$) localizada dentro da área de estudo (ver [Fig. 11](#)). O modelo de balanço hídrico exigiu o conteúdo de água no solo no início do ciclo do cultivo. Como este parâmetro não foi medido, no início da estação, admitiu-se que a irrigação foi aplicada a fim de reabastecer o perfil do solo até que o seu volume de água atingisse a FC. Esta informação foi confirmada segundo comunicação pessoal com a companhia que realiza o manejo da irrigação. Usando a irrigação aplicada e o modelo de balanço hídrico, o volume inicial de água do solo foi estimado através de cálculos retroativos, onde um conteúdo inicial de água do solo de 262 mm em 14 de junho de 2015 resultou no teor de água do solo atingindo a FC em 28 de julho de 2015.

Dois modelos adicionais de balanço hídrico foram executados usando os mesmos dados do modelo de balanço hídrico da $ET_{24 \text{ torre}}$ (supramencionado), exceto a própria $ET_{24 \text{ torre}}$: o segundo modelo considerou as estimativas de ET_{24} usando o modelo SEBAL apenas com imagens Landsat, $ET_{24 \text{ Landsat}}$, e o terceiro modelo considerou imagens Landsat e imagens fusionadas Landsat-MODIS, $ET_{24 \text{ Landsat+fused}}$, produzidas após execução do STARFM. Os dois modelos de balanço hídrico que contemplam ET_{24} estimada foram avaliados em paralelo com o modelo de balanço hídrico com $ET_{24 \text{ torre}}$. Essa comparação ajudou a avaliar as diferenças na depleção de água do solo estimada na zona radicular, que é um aspecto crítico no gerenciamento preciso da irrigação para evitar o estresse hídrico das culturas.

3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.3.1 Avaliação do desempenho do STARFM

Na avaliação espacial do STARFM, a semelhança com relação aos mapas derivados de OLI/TIRS é notável ([Fig. 15](#)). A fusão produziu mapas que representam bem a variabilidade espacial encontrada nos diferentes tipos de uso e cobertura do solo, e indicam que o uso dos parâmetros para áreas heterogêneas propostos por Gao et al. (2006) é bastante adequado para a área de estudo.

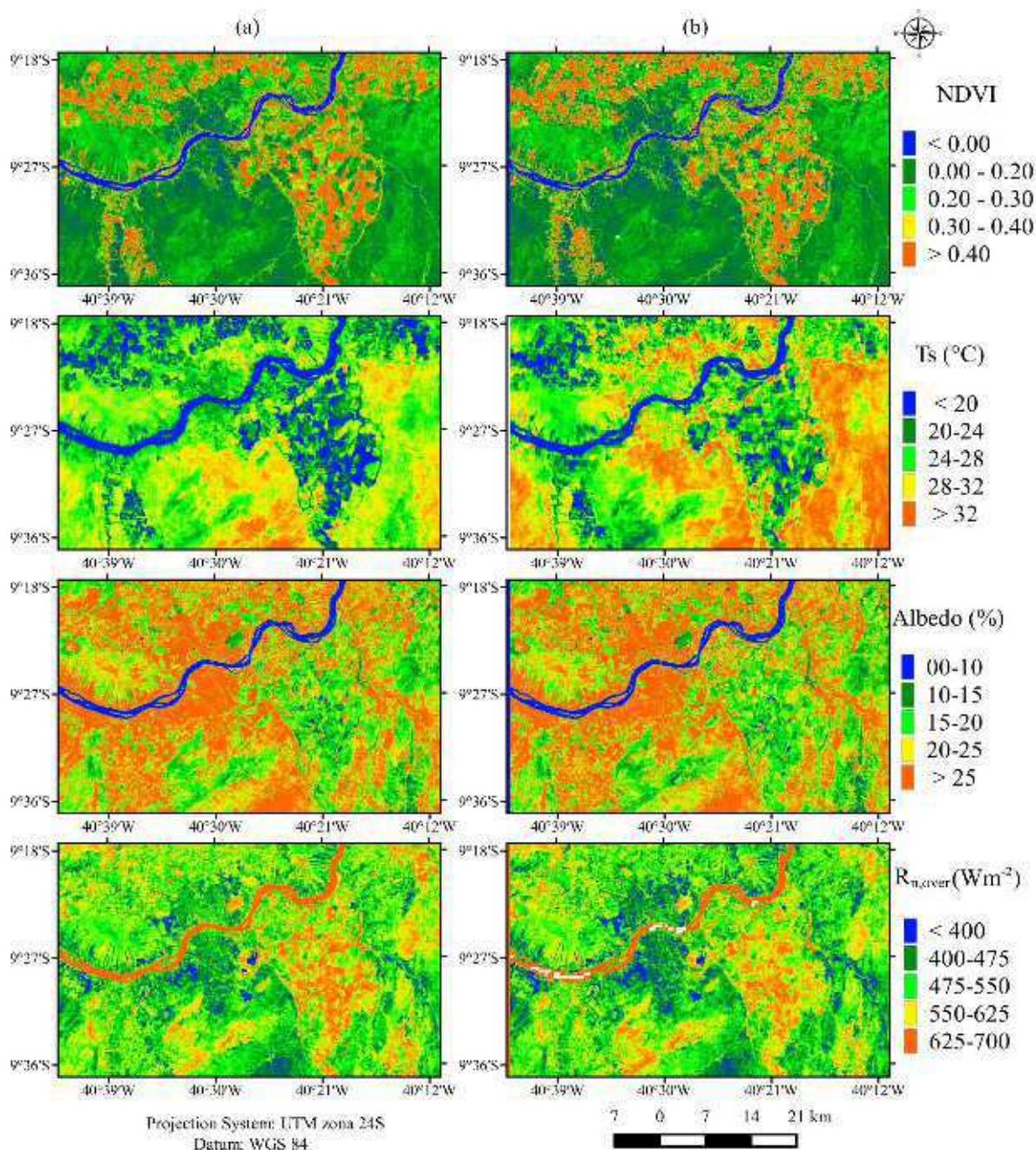


Figura 15. NDVI, T_s , Albedo e $R_{n,over}$ mapas estimados com OLI/TIRS (a) e com STARFM (b) para 12 de novembro de 2015.

Entre os erros médios MAE, MRE e RMSE (Fig. 16 (a)) as métricas que possuem a mesma magnitude da variável (MAE e RMSE) indicam valores maiores para $R_{n,over}$ e valores mais baixos para NDVI e albedo. Isso se deve à maior escala numérica apresentada por $R_{n,over}$ comparado com NDVI e albedo. Ao analisar o MRE, NDVI e albedo apresentaram maiores erros que T_s e $R_{n,over}$, indicando que STARFM apresenta maior inconsistência nessas variáveis ($R_{n,over}$ provavelmente como consequência da T_s), o que pode estar associado aos diferentes tipos de cultivo e estádios fenológicos dentre os pixels imageados (a classificação utilizada não

possibilita esse nível de distinção). Outras duas possibilidades são: (1) a diferença no horário de imageamento que os sensores OLI/TIRS e MODIS apresentam, e (2) o peso atribuído à diferença temporal das T_s do MODIS nas estimativas do STARFM. No entanto, essas incompatibilidades não foram grandes o suficiente para afetar as estimativas de $R_{n,over}$, que apresentaram um MRE de aproximadamente 2% e um coeficiente de determinação de 0,78 (Fig. 16b), resultados muito bons considerando o tamanho da amostra ($n = 235612$). Baixos erros nas estimativas de T_s são cruciais para o bom desempenho da técnica sob $R_{n,over}$, considerando que T_s é uma variável crucial no cálculo da radiação de onda longa emitida pela superfície, no balanço de onda longa, e conseqüentemente em $R_{n,over}$ (ver Capítulo 2 (Artigo 1)).

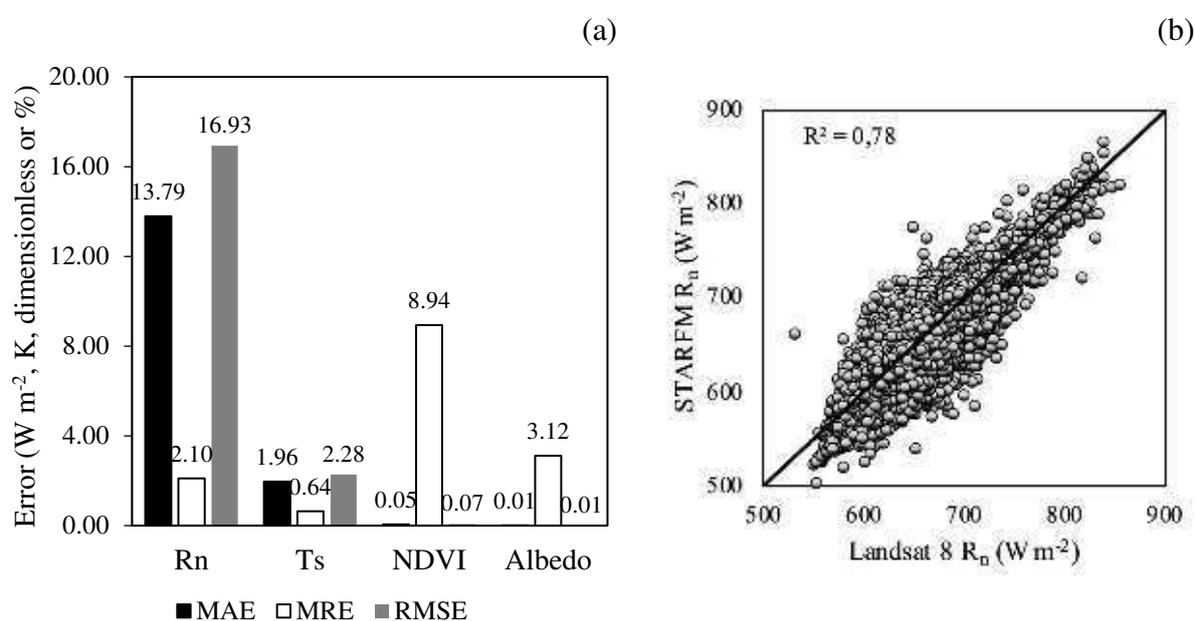


Figura 16. (a) MAE, MRE e RMSE das variáveis $R_{n,over}$, T_s , NDVI e albedo nos pixels das áreas de agricultura irrigada nas imagens Landsat 8 e STARFM em 12 de novembro de 2015, e (b) gráfico de dispersão do $R_{n,over}$ para os mesmos pixels entre Landsat 8 e STARFM.

3.3.2 Validação da evapotranspiração

De acordo com os gráficos de séries temporais ET_{24} e f_{PET} , ambas as séries de imagens Landsat e Landsat+fused reproduzem bem as flutuações sazonais representadas pelo método observado (razão de Bowen) (Fig. 17). A diferença entre estes dois resultados modelados ocorre entre os dias da passagem do Landsat. Em 2016 observamos menos imagens em relação a 2015, principalmente em janeiro e entre março (dia de ordem do ano – DOA 71) e abril (DOA 117), o que afeta o desempenho do f_{PET} . Essas lacunas ocorreram devido à presença persistente de nuvens nos horários de passagem dos satélites, algo que é climatologicamente esperado

nesta região (Ferreira et al., 2020). Mesmo sob essa circunstância, tanto as imagens Landsat quanto Landsat+fused capturaram bem o comportamento apresentado pela ET_{24} torre, o que se deve em parte à interpolação de f_{PET} , mas principalmente porque a $ET_{0,24}$ captura o declínio da radiação de ondas curtas incidente (em resposta a dias nublados) que impacta fortemente o saldo de radiação e, conseqüentemente, a ET_{24} .

Os resultados estimados de ET_{24} Landsat (para os dias de passagem do Landsat, imagens ETM e OLI/TIRS, [Fig. 18a](#)), mostraram que r^2 , MBE, PBIAS e RMSE foram 0,71, -0,30 mm d⁻¹, -4,13%, 0,70 mm d⁻¹, respectivamente, indicando boa acurácia e melhores resultados em relação aos resultados de ET_{24} apenas para os dados fusionados ET_{24} fused (imagens fusionadas em dias de passagem MODIS, [Fig. 18b](#)) que apresentaram r^2 , MBE, PBIAS e RMSE iguais a 0,60, 0,40 mm d⁻¹, 6,23%, 0,84 mm d⁻¹, respectivamente. Muitos estudos evidenciaram a precisão do SEBAL aplicado à série Landsat em diferentes culturas, regiões climáticas e medições terrestres (ver Apêndice, Quadro 1A). Por outro lado, os resultados da ET_{24} fused apontam para um gráfico mais disperso ao redor da linha 1:1 em comparação com o ET_{24} Landsat e, em média, os resultados de ET_{24} fused indicam uma superestimativa. Essas diferenças entre ET_{24} Landsat e ET_{24} fused podem ser relacionadas à influência da distância temporal nas imagens termais produzidas pelo STARFM (como mencionado em 3.3.1), cuja imprecisão (ver [Fig. 15](#) e [16a](#)) afeta a seleção dos pixels extremos e, posteriormente, o processo iterativo do SEBAL (ver subseção 3.2.3 e Apêndice do Artigo 2). Essas adversidades foram suavizadas na interpolação para obter ET_{24} para todos os dias (ver subseção 3.2.6) usando Landsat ([Fig. 18c](#)) e imagens fusionadas (ET_{24} Landsat+fused, [Fig. 18d](#)). As interpolações de ET_{24} Landsat+fused produziram r^2 e RMSE semelhantes (0,62 e 0,97 mm d⁻¹, respectivamente) e melhor MBE (-0,15 mm d⁻¹) e PBIAS (-2,75%) em relação a interpolação ET_{24} Landsat que teve r^2 , MBE, PBIAS e RMSE igual a 0,65, -0,31 mm d⁻¹, -5,25%, 0,97 mm d⁻¹, respectivamente.

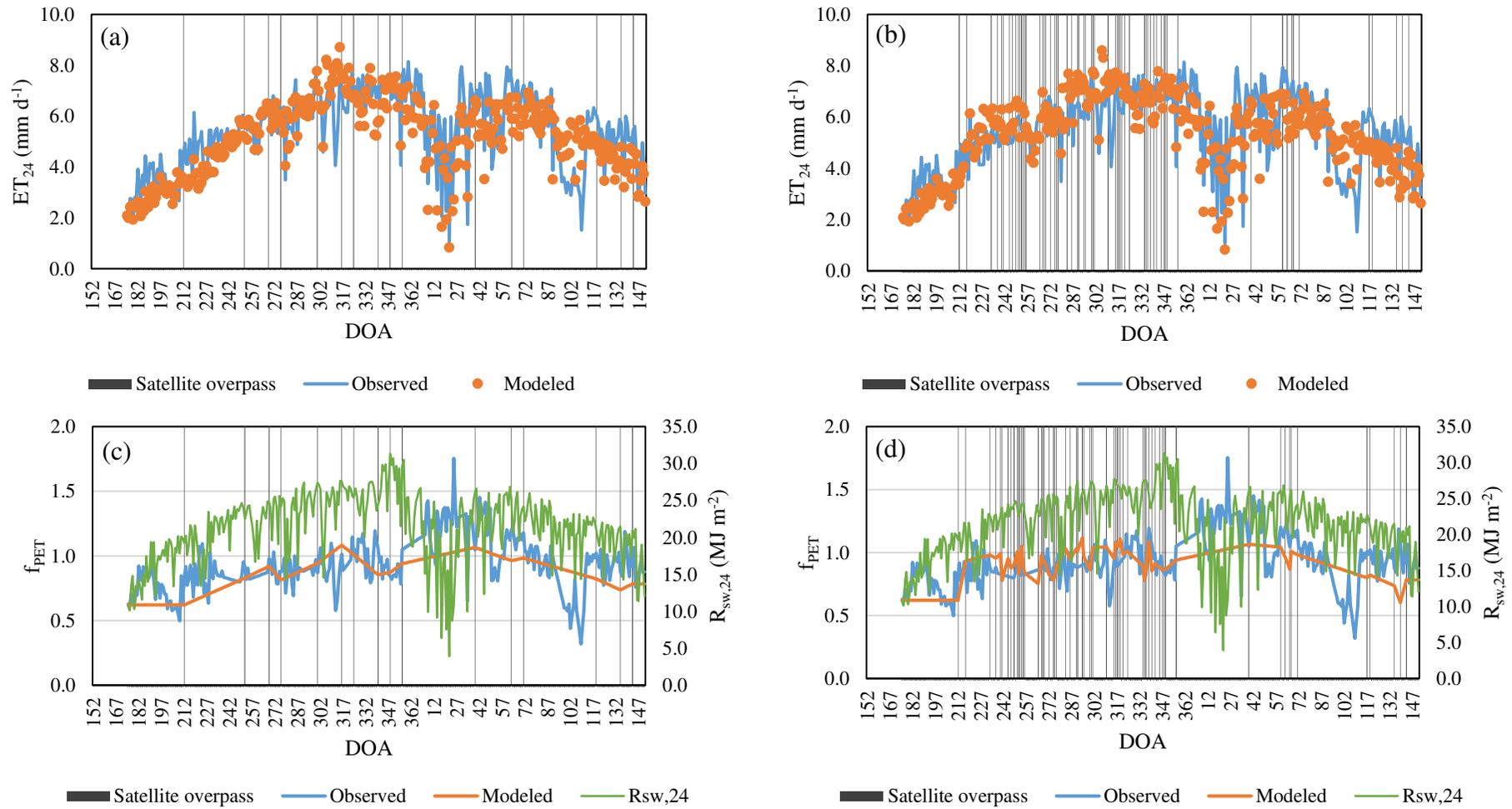


Figura 17. Variação temporal (2015-2016) da ET_{24} torre e ET_{24} modelada a partir da interpolação usando ETM e OLI/TIRS (a) e ETM, OLI/TIRS e dados fusionados (b). $R_{sw,24}$, f_{PET} observado, f_{PET} modelado usando ETM e OLI/TIRS (c) e $R_{sw,24}$ e f_{PET} modelado usando ETM, OLI/TIRS e STARFM (d). As datas de passagem do satélite também estão apresentadas.

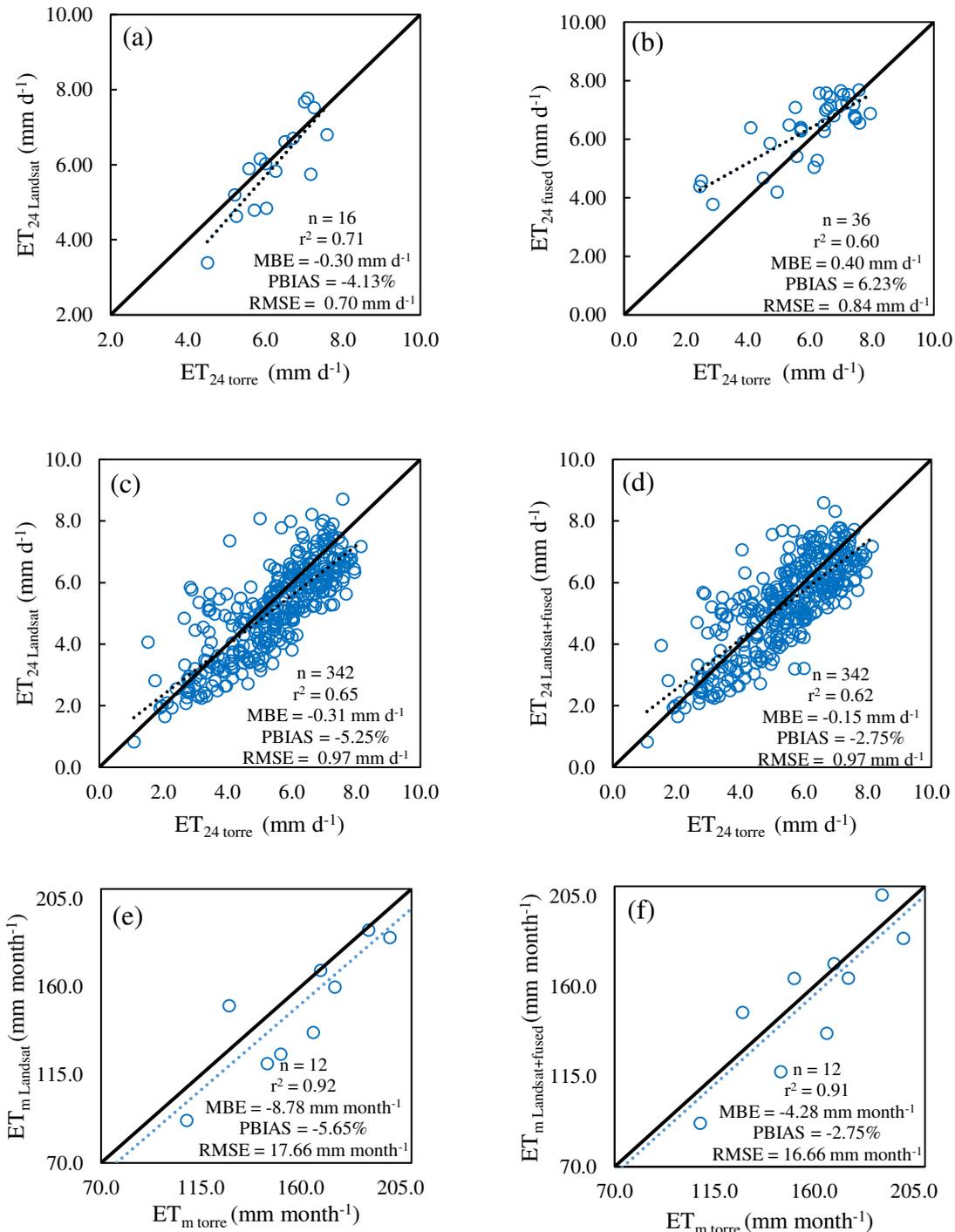


Figura 18. $ET_{24 \text{ Landsat}}$ versus $ET_{24 \text{ torre}}$ usando ETM e OLI/TIRS (a), e $ET_{24 \text{ fused}}$ versus $ET_{24 \text{ torre}}$ usando imagens fusionadas do STARFM (b), $ET_{24 \text{ Landsat}}$ versus $ET_{24 \text{ torre}}$ para todos os dias usando interpolação do ETM, OLI/TIRS (c) e $ET_{24 \text{ Landsat+fused}}$ versus $ET_{24 \text{ torre}}$ para todos os dias usando interpolação do ETM, OLI/TIRS e fusionalamento (d), $ET_{m \text{ Landsat}}$ versus $ET_{m \text{ torre}}$ usando interpolação do ETM e OLI/TIRS (e), e $ET_{m \text{ Landsat+fused}}$ versus $ET_{m \text{ torre}}$ usando interpolação do ETM, OLI/TIRS e fusionalamento (f). O coeficiente de determinação (r^2), o Percentual e o Erro de Viés médio (PBIAS e MBE), e a Raiz do erro quadrático médio (RMSE) também são apresentados.

Segundo Gavilán e Beregena (2007), a razão de Bowen, quando comparado aos dados de lisímetros de pesagem, apresenta MRE de 16%, podendo variar de 11% (atmosfera instável) a 21% (atmosfera estável). As métricas MRE e RMSE de $ET_{24 \text{ Landsat}}$ e $ET_{24 \text{ fused}}$ nos dias das passagens de satélite foram 15,71%, 16,17%, 0,70 mm d⁻¹ e 0,84 mm d⁻¹, respectivamente.

Mensalmente, foram encontrados r^2 , MBE, PBIAS e RMSE iguais a 0,92, -8,78 mm mês⁻¹, -5,65% e 17,66 mm mês⁻¹, respectivamente, para $ET_{m \text{ Landsat}}$ (Fig. 18e) e r^2 , MBE, PBIAS e RMSE iguais a 0,91, -4,28 mm mês⁻¹, -2,75%, 16,66 mm mês⁻¹ para $ET_{m \text{ Landsat+fused}}$ (Fig. 18f). A melhoria da inclusão de imagens fusionadas pode ser percebida com mais clareza quando se considera uma base mensal do que diária, principalmente em termos de MBE (redução de 4,5 mm mês⁻¹) ou PBIAS (de 5,65% para -2,75%).

Outros estudos de sensoriamento remoto avaliaram a aplicação de um modelo de fusão de imagens a modelos de ET em diferentes culturas e diferentes regiões climáticas (Tabela 3) e mostraram resultados estatísticos semelhantes em relação a este estudo. Considerando que em todos os casos os RMSE aqui apresentados foram inferiores a 1 mm d⁻¹, e que os demais parâmetros estatísticos também apresentaram bons resultados, é razoável supor que a metodologia proposta por esta pesquisa seja promissora e possa ser utilizada para determinar a ET_{24} .

Com relação às estimativas do SEBAL, deve-se fazer uma consideração com respeito a esses bons resultados quando se utiliza a Fração Evaporativa—EF ao invés da fração de ET de referência horária— ET_{rF} , método que utiliza a evapotranspiração de referência da alfafa para extrapolação da ET instantânea para 24 horas (Allen et al., 2011). De acordo com Allen et al. (2011), o método ET_{rF} compensa os efeitos da advecção regional (os impactos da advecção são bem representados pela equação de Penman–Monteith). Porém, o método da razão de Bowen é menos preciso quando a área experimental apresenta uma advecção de calor sensível considerável. Portanto, há uma incompatibilidade entre essas metodologias (razão de Bowen e Allen et al., 2011), o que nos leva a admitir que uma validação usando a razão de Bowen é mais eficaz quando utilizamos o método EF.

Tabela 3. Parâmetros estatísticos de estimativas de ET em diferentes estudos com abordagem de fusão de dados

Estudos	Localização	Uso da terra	fusão de dados	algoritmo	Validação	r ²	RMSE	MBE	PBIAS
Diário							(mm dia ⁻¹)	(mm dia ⁻¹)	%
Bai et al. (2017)	China	milho/trigo/girassol	ESTARFM	SEBS	balanço hídrico	0,79–0,85	0,58–0,70	-	-
Knipper et al. (2020)	EUA	uva para vinho	STARFM	ALEXI/ disALEXI	EC	0,70–0,84	0,78–1,02	0,41–0,44	-
Ma et al. (2018)	China	milho/legumes/pomares	ESTARFM	SEBS	EC	0,69–0,81	0,78–0,83	-0,14–-0,20	10,00-14,00
Yang et al. (2017)	EUA	pastagem	STARFM	ALEXI/ disALEXI	EC	-	1,27	-0,44	31,80
Yang et al. (2018)	EUA	milho/soja	STARFM	ALEXI/ disALEXI	EC	-	1,07–1,27	-0,27–0,09	28,62–29,33
Wu et al. (2012)	China	trigo/milho/erva	STARFM	ETWatch	EC	0,89	0,18	-0,01	-0,4
Zhang et al. (2021)	China	trigo/milho	ESTARFM	TSEB	EC	0,70–0,82	0,81–0,91	0,10–0,54	-
Este estudo	Brasil	Cana de açúcar	STARFM	SEBAL	Razão de Bowen	0,62	0,97	-0,15	-2,75
Mensal							(mm mês ⁻¹)	(mm mês ⁻¹)	%
Zhang et al. (2021)	China	trigo/milho	ESTARFM	TSEB	EC	0,90	-16,00	-5,00	-
Yang et al. (2018)	EUA	milho/soja	STARFM	ALEXI/ disALEXI	EC	-	12,32–24,34	-11,35–4,08	12,00-16,55
Este estudo	Brasil	Cana de açúcar	STARFM	SEBAL	Razão de Bowen	0,91	16,66	-4,28	-2,75

É importante mencionar que de acordo com a literatura (Farah, Bastiaanssen e Feddes, 2004; Hoedjes et al., 2008; Santos et al., 2010; French, Hunsaker e Thorp, 2015; Liu et al., 2020; e Nassar et al., 2021) o uso da fração evaporativa instantânea no horário entre 10h e 14h é eficiente para estimar a ET diária, principalmente quando se considera dias de céu claro (que também é pré-requisito para estudos de ET com imagens de satélites de órbita polar). Esta janela de tempo compreende os tempos de passagem dos satélites Landsat, Terra e Aqua.

Vale ainda ressaltar que boas estimativas de saldo de radiação diário $R_{n,24}$ são essenciais para obter bons resultados de ET ao usar EF. Ferreira et al. (2020) comprovou a eficiência de obter $R_{n,24}$ pela equação de Slob (Eq. 29, obtida de de Bruin, 1987) sobre o mesmo canal de estudo (RMSE = 9,30 W m⁻²). Laipelt et al. (2021) também obtiveram bons resultados utilizando esta expressão em uma área de transição entre os biomas Amazônia e Cerrado no Brasil (RMSE = 13,50 W m⁻²).

3.3.3 Avaliação da irrigação segundo o balanço hídrico

Apesar de 2015 e 2016 terem sido anos de seca na área de estudo (Marengo et al., 2020), em janeiro de 2016 foi registrada uma lâmina pluviométrica de 290 mm, volume mais que suficiente para suprir as necessidades hídricas das lavouras. Sem levar em conta este mês, as entradas de água foram predominantemente do manejo de irrigação. A irrigação foi interrompida 18 dias antes da colheita, o que é comum nesta região devido ao solo muito argiloso, que sob irrigação dificulta a operação das máquinas de colheita.

Com respeito aos termos subtrativos do balanço hídrico, a $ET_{0,24}$ acumulada pode ser utilizada como métrica para entender a demanda atmosférica e, nesse sentido, podemos comparar seu comportamento com a ET_{24} acumulada (observada e modelada). Notou-se que a curva de $ET_{0,24}$ acumulada é sistematicamente maior que as curvas acumuladas da ET_{24} torre, ET_{24} Landsat (Fig. 19a) e ET_{24} Landsat+fused (Fig. 19b) e que a curva de ambas as ET_{24} modeladas seguem o mesmo comportamento da ET_0 (em função da sua dependência), mas o mesmo não necessariamente acontece em todos os pontos da curva de ET_{24} torre. No período seco, compreendido nos últimos 7 meses do ano de 2015, a frequência de imagens livres de nuvens é bem maior e a superposição das curvas acumuladas de ET_{24} Landsat+fused e ET_{24} torre indica que o uso das imagens fusionadas contribui para uma melhor representatividade da ET_{24} na escala diária e contínua, o que é especialmente importante para o ajuste da irrigação em dias secos. No entanto, a cobertura de nuvens frequente a partir do final de 2015, em alguns casos associada a dias chuvosos, limitou o número de imagens de satélite e resultou em um distanciamento das curvas supramencionadas (com a ET_{24} Landsat+fused apresentando subestimativa). Embora as estimativas da curva acumulada de ET_{24} Landsat respondam bem à variabilidade sazonal, elas

indicaram uma subestimativa desde o início do ciclo e que foi agravada quando se fez necessário realizar interpolações entre datas distantes (Ex.: entre 22 dez 2015 e 8 fev 2016).

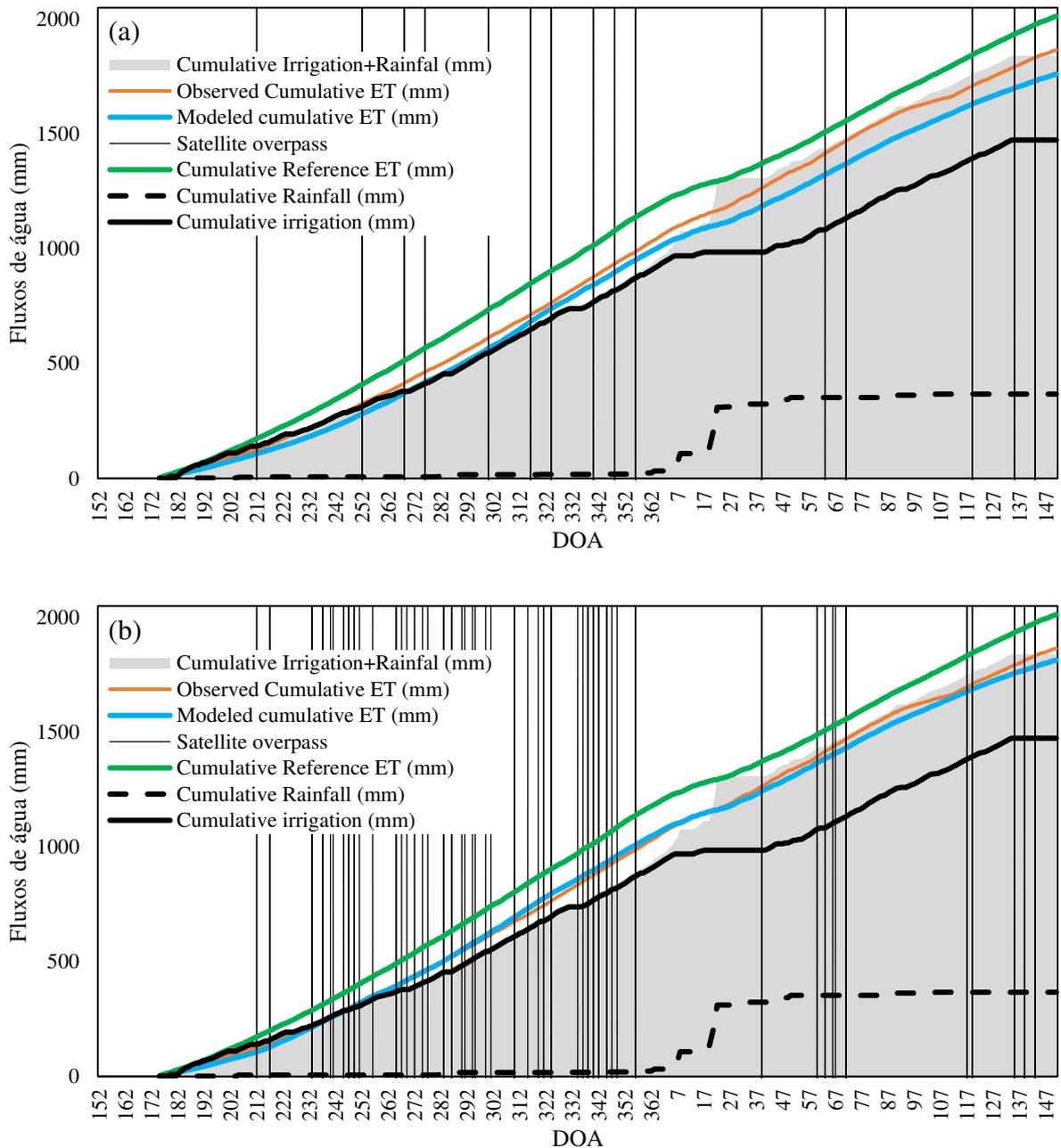


Figura 19. Séries temporais das curvas acumuladas de irrigação, precipitação, $ET_{0,24}$, ET_{24} torre e ET_{24} Landsat (a) e ET_{24} Landsat+fused (b). As datas das passagens de satélite também estão apresentadas.

No que diz respeito a irrigação, modelos de balanço hídrico foram elaborados usando ET_{24} torre (BH_{torre}), ET_{24} Landsat ($BH_{Landsat}$) e ET_{24} Landsat+fused ($BH_{Landsat+fused}$). Estes modelos levaram em conta a precipitação, irrigação, escoamento superficial, percolação profunda e ET_{24} , com vistas a determinar o conteúdo de água do solo da zona radicular do cultivo. A depleção

da zona radicular (D_r) foi calculada subtraindo-se o conteúdo atual de água do solo da FC. Observou-se que modelo BH_{torre} apresentou períodos de estresse hídrico (quando $D_r > RAW$) no meio e no final da do ciclo do cultivo (Fig. 20a). Em comunicação pessoal com os irrigantes, foi relatado que durante a safra 2015-2016, as demandas de irrigação foram determinadas quantificando a ET_{24} usando o método do coeficiente de cultura ($ET_{24} = K_c ET_{0,24}$, Allen et al., 1998), onde a $ET_{0,24}$ foi calculada usando o método Penman-Monteith (FAO-56) com dados coletados numa estação meteorológica sob manutenção privada. Após solicitação de acesso aos dados, observou-se que esta estação gerou ET_0 menor em comparação com duas outras estações meteorológicas (Embrapa Semiárido, Fig. 11 e LABMET, 2022) ambas localizadas a cerca de 10 km do canavial. A ET_0 acumulada do ciclo 2015-2016 fornecida pela estação privada, Embrapa e Labmet foi de 1698, 2064 e 1953 mm, respectivamente (Fig. 21). A baixa $R_{sw,24}$ da estação privada resultou em uma subestimação da ET_0 e, portanto, o quantitativo aplicado foi menor do que o necessário para evitar o estresse hídrico da cultura.

Os modelos $BH_{Landsat}$ e $BH_{Landsat+fused}$ (que foram carregados com estimativas de ET_{24} usando SEBAL e interpoladas usando ET_0 da torre da Embrapa), também apresentaram períodos de estresse hídrico (Fig. 20b e 20c). O modelo $BH_{Landsat+fused}$ resultou em um melhor rastreamento do conteúdo real de água do solo do que o modelo $BH_{Landsat}$, em comparação com o modelo BH_{torre} , devido a estimativas mais precisas de ET_{24} usadas como entrada do modelo $BH_{Landsat+fused}$. O modelo $BH_{Landsat}$ teria programado menos irrigação do que o modelo BH_{torre} , pois a ET_{24} estimada usada para atualizar o modelo $BH_{Landsat}$ foi mais de 100 mm menor que a BH_{torre} , ao considerar os valores de $ET_{24\ torre}$ acumulados. O estresse hídrico também ocorreu em um número significativamente menor de dias (51) no modelo $BH_{Landsat}$ em comparação com os modelos BH_{torre} (175) e $BH_{Landsat+fused}$ (193) (Tabela 4).

A irrigação é tipicamente gerenciada para evitar o estresse hídrico da cultura tal qual foi observado, onde o conteúdo de água do solo é mantido acima de um certo nível, de modo que a taxa de transpiração da cultura não seja restringida por limitações hídricas. Um modelo de balanço hídrico é utilizado no intuito de determinar o volume e o momento das irrigações, pois pode rastrear a quantidade de água disponível para as culturas antes que ocorra o estresse hídrico. Para tanto, em um manejo agrícola eficiente, a determinação da ET_{24} é imprescindível, quando se preza pela precisão e precaução, pois não é facilmente medida e depende de várias condições meteorológicas e características vegetativas. Ademais, como observado também neste estudo, a ET_{24} é tipicamente o maior fluxo de água subtraído do sistema solo-planta-atmosfera no contexto de culturas agrícolas, o que reforça a importância da sua quantificação para o planejamento preciso das irrigações.

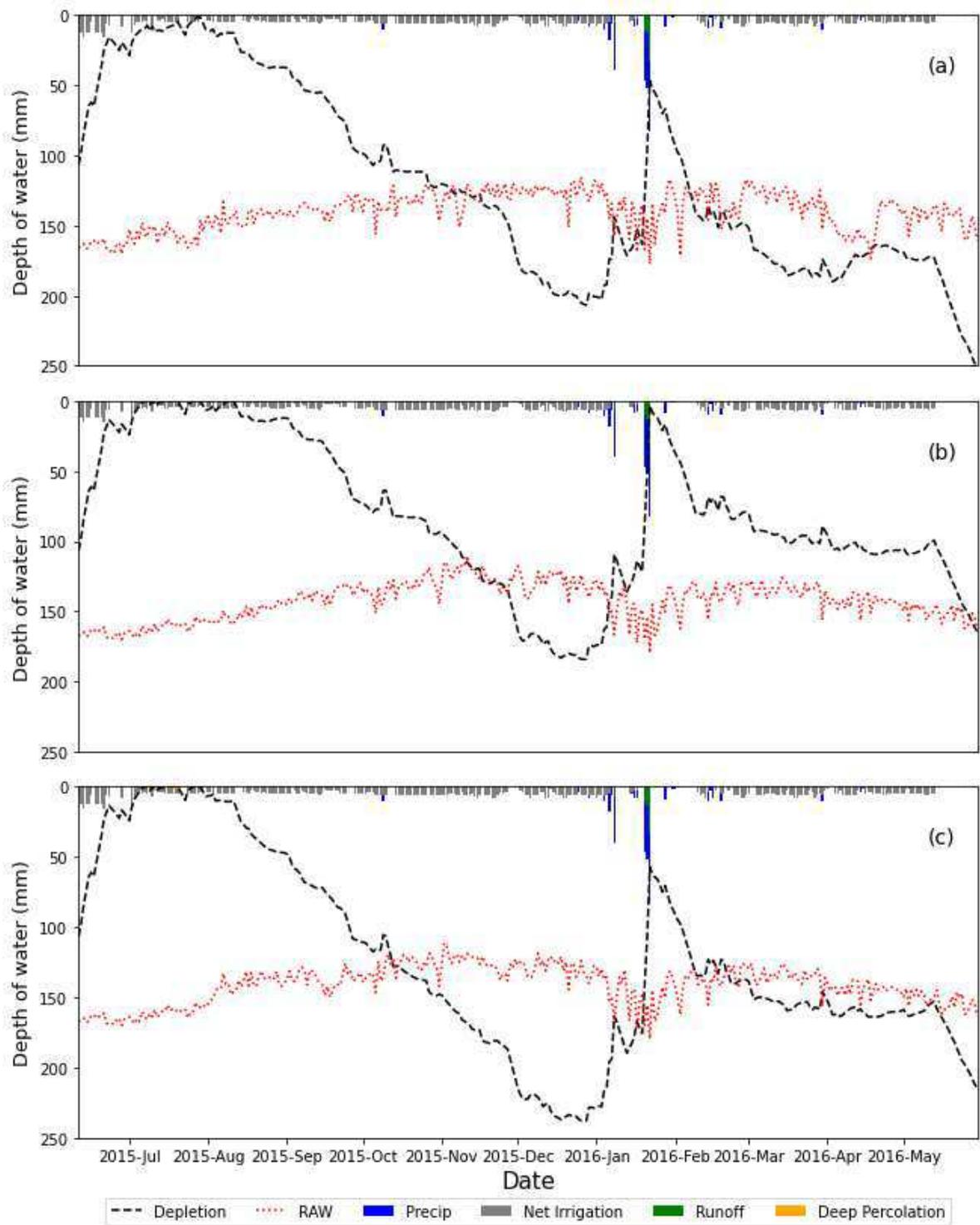


Figura 20. Modelos de balanço hídrico carregados com ET₂₄ torre (a), ET₂₄ Landsat (b) e ET₂₄ Landsat+fused (c).

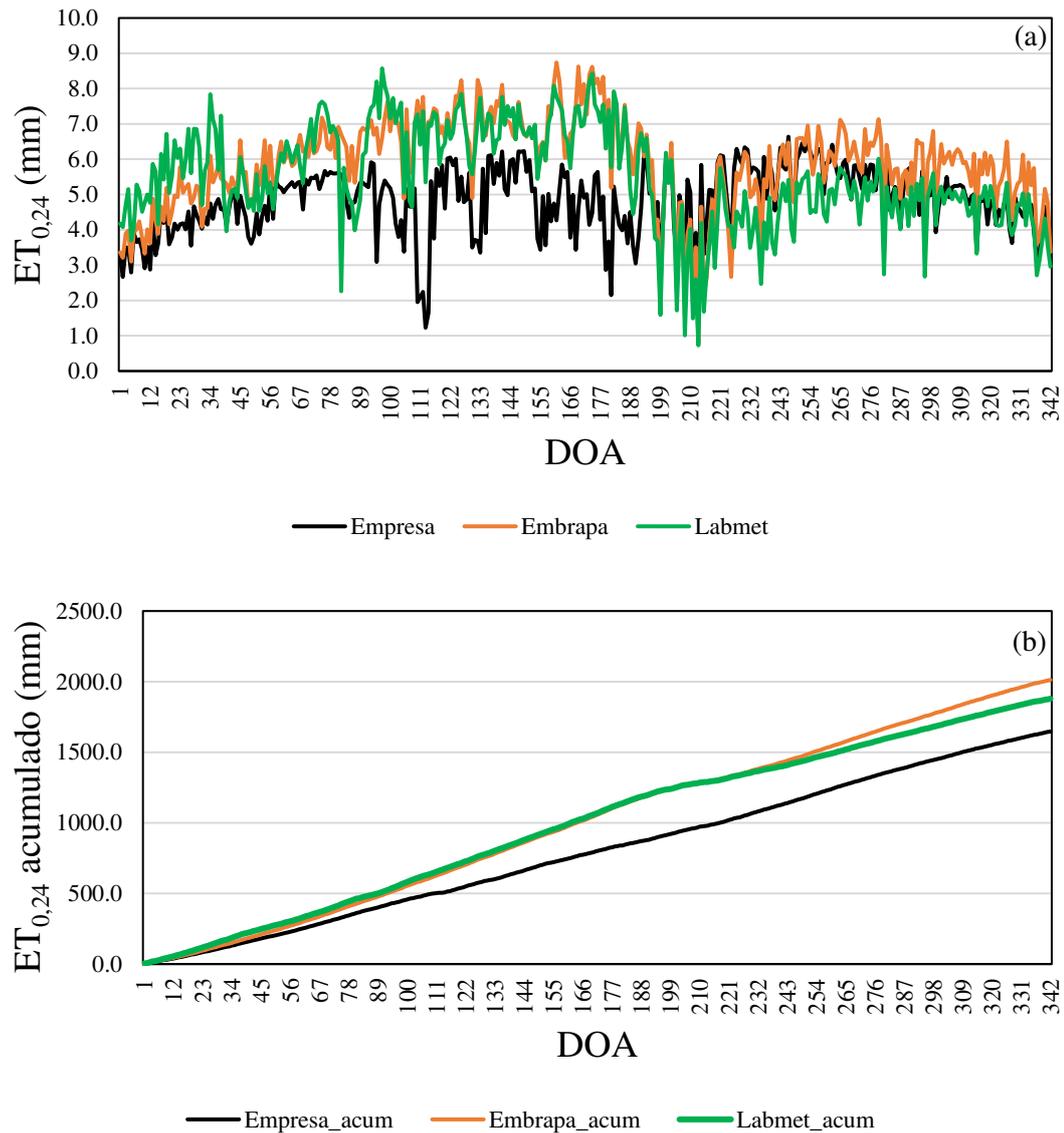


Figura 21. ET_{0,24} das estações meteorológicas da empresa (Empresa_acum), Embrapa (Embrapa_acum) e Labmet plotadas como uma série temporal (a) e como cumulativa ao longo da safra 2015-2016 (11 de junho de 2015 – 30 de maio de 2016) (b).

Tabela 4. Fluxos de balanço hídrico acumulados para os modelos carregados com ET₂₄ medida e estimada.

Fonte da ET _c	Precipitação (mm)	Irrigação (mm)	Escoamento (mm)	Percolação Profunda (mm)	ET (mm)	Número de dias com estresse hídrico
Razão de Bowen	367	1455	63	0	1900	175
SEBAL Landsat	367	1455	63	21	1792	51
SEBAL Landsat+MODIS	367	1455	63	17	1846	193

3.4 CONCLUSÕES

A fusão de imagens produziu mapas que representaram bem as variáveis-chave e o próprio saldo de radiação, retratando um RMSE do R_n , T_s , NDVI e albedo iguais a $17,00 \text{ W m}^{-2}$, $2,28 \text{ K}$, $0,07$ e $0,01$, respectivamente, o que indica que a técnica STARFM e os parâmetros utilizados para áreas heterogêneas são adequados para a área de estudo.

As métricas utilizadas para avaliar as estimativas de ET_{24} e ET_m indicaram que a combinação do STARFM com o SEBAL no uso de imagens Landsat e MODIS, apresenta baixos erros médios (PBIAS = -2.75% e RMSE = 0.97 mm d^{-1} e $16.66 \text{ mm mês}^{-1}$) e alto coeficiente de determinação ($0,87$ para ET_{24} contínua e 0.91 para ET_m) em comparação com o emprego do SEBAL unicamente em imagens Landsat (PBIAS = -5.25% , RMSE = 0.97 mm d^{-1} e $17.66 \text{ mm mês}^{-1}$, $r^2 = 0.92$).

Um aumento na frequência de imagens devido a adição de imagens fusionadas provocou um melhor ajuste da curva de ET_{24} acumulada estimada em relação a ET_{24} medida. Essa melhoria foi evidente no período seco do cultivo, onde havia mais imagens livres de nuvens. O balanço hídrico indicou que a cana cultivada sofreu estresse hídrico no meio e no final do ciclo do cultivo, circunstância que foi melhor representada pelas estimativas utilizando a ET_{24} oriundas das imagens Landsat+fused do que utilizando apenas imagens Landsat. Embora esse incremento na resolução temporal dos dados estimados de ET_{24} tenha indicado um maior consumo de água, ele informa um quantitativo suficiente para suprir a demanda hídrica dos cultivos.

CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES

Na determinação do melhor conjunto de equações a ser utilizado no SEBAL, foram avaliados dois modelos para calcular a radiação de ondas curtas incidente (R_{sw}), dez modelos de emissividade atmosférica de céu claro para calcular a radiação de ondas longas incidente (R_{lw}) e dois modelos para determinação do saldo de radiação diário ($R_{n,24}$). O desempenho foi avaliado de acordo com as medições de torres micrometeorológicas *in-situ*, sob diferentes coberturas da superfície. Os melhores resultados foram encontrados para os modelos Allen, Duarte, e De Bruin para R_{sw} , R_{lw} e $R_{n,24}$, respectivamente.

Foi mostrado que o modelo senoidal (Bisht, 2005), utilizado para a determinação do $R_{n,24}$, a partir de valores instantâneos de R_n (determinados com uso de sensoriamento remoto), apresenta uma considerável superestimativa como consequência do fato de que este modelo não contempla os valores negativos de R_n que ocorrem durante todo o período noturno e parte do período diurno. Por outro lado, o modelo De Bruin, que usa apenas valores baseados em sensoriamento remoto para o saldo de ondas curtas (e um termo empírico, derivado de dados

meteorológicos, para representar o saldo de radiação de ondas longas), teve um desempenho muito satisfatório.

Na avaliação da qualidade das estimativas de $R_{n,over}$ com uso do STARFM foi obtido um RMSE de $16,93 \text{ W m}^{-2}$ e um coeficiente de determinação de 0,78, enquanto que as estimativas de ET no uso do STARFM com o SEBAL, foi constatado $PBIAS = -2.75\%$, $RMSE = 0.97 \text{ mm d}^{-1}$ e $16.66 \text{ mm mês}^{-1}$ e $r^2 = 0,87$ para ET_{24} contínua e 0.91 para ET_m . Em comparação com o emprego do SEBAL unicamente em imagens Landsat, $PBIAS = -5.25\%$, $RMSE = 0.97 \text{ mm d}^{-1}$ e $17.66 \text{ mm mês}^{-1}$, $r^2 = 0.92$.

O emprego do fusionamento de imagens resultou em um melhor ajuste da curva de ET_{24} acumulada estimada em relação a ET_{24} medida, e uma melhor representatividade do estresse hídrico constatado na cana-de-açúcar.

Certamente a necessidade de um monitoramento sistemático do uso da água para irrigação em regiões semiáridas, em particular no contexto espacial e temporal, é não apenas evidente, mas imperativa. Nesse contexto, a modelagem da ET_{24} com dados orbitais é uma das técnicas que se prezam a auxiliar o campo de informações que se exige para um manejo adequado da irrigação, e que pode contribuir para garantir um melhor planejamento das políticas públicas de direito e uso da água, com vistas a alcançar um uso mais eficiente desse recurso.

4.1 Recomendações e perspectivas para trabalhos futuros

O modelo STARFM apresentou bom desempenho nas estimativas das reflectâncias e do albedo, mas as imperfeições nos mapas de temperatura da superfície impactaram de algum modo o balanço de radiação e de forma mais pronunciada, o balanço de energia. Uma medida que pode ser tomada é o uso das imagens de reflectância, como produto do STARFM para *downscaling* (ou *Sharpening*) a temperatura da superfície do MODIS (produto MOD11A1) utilizando o *Data Mining Script* proposto por Gao et al. (2012) e reproduzido por Guzinski et al. (2019). Esse algoritmo utiliza uma árvore de decisão para estimar a temperatura da superfície com base na melhor regressão múltipla das reflectâncias da superfície.

Outro aspecto que pode melhorar as estimativas é a incorporação de mapas de classificação da cobertura e uso do solo ao modelo STARFM. Estes mapas podem ser decisivos na escolha dos pixels vizinhos semelhantes espectralmente.

No que diz respeito ao tempo de execução do STARFM, o uso de computação em nuvem no acesso ao banco de dados do Google Earth Engine, e no geoprocessamento das imagens no Google Colab, é um avanço bastante expressivo, mas o processo ainda exige algumas horas para execução do script em uma única imagem. Técnicas de programação podem acelerar este

processo e possibilitar a calibração e verificação de diferentes abordagens do modelo de forma mais rápida.

Na busca pela obtenção de mapas diários de evapotranspiração, com um mínimo possível de técnicas de interpolação, o uso de sensores orbitais como o *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite - VIIRS* (projetado para substituir o MODIS), o *ECOsystem Spaceborne Thermal Radiometer Experiment on Space Station – ECOSTRESS* e àqueles da série Sentinel, podem trazer melhorias para o acompanhamento sistemático do balanço de energia (portanto, evapotranspiração) em superfície, como comentado por Xue et al. (2021).

REFERÊNCIAS DA LITERATURA

- Agência Nacional de Águas (Brazil). (2017a). Atlas Irrigação: uso da água na agricultura irrigada. Brasília: ANA, 86 p.
- Agência Nacional de Águas (Brazil). (2017b). Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2017: relatório pleno /ANA. Brasília: ANA, 169 p.
- Agência Nacional de Águas (Brazil). (2019). Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2019: informe anual /ANA. Brasília: ANA, 100p.
- Agência Nacional de Águas (Brazil). (2019b). Manual de Usos Consuntivos da Água no Brasil /Agência Nacional de Águas. - Brasília: ANA, 75p.
- Agência Nacional de Águas (Brazil). (2020a). Estimativas de evapotranspiração real por sensoriamento remoto no Brasil/ Agência Nacional de Águas. Brasília: ANA, 41 p.
- Alados, I., Foyo-Moreno, I., Alados-Arboledas, L. (2012). Estimation of downwelling longwave irradiance under all-sky conditions. *Int. J. Climatol.* 32 (5), 781 793. <https://doi.org/10.1002/joc.2307>.
- Allen, R. G. (1996). Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 122(2), 97 106. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1996\)122:2\(97\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1996)122:2(97))
- Allen, R. G., Burnett, B., Kramber, W., Huntington, J., Kjaersgaard, J., Kilic, A., Kelly, C., Trezza, R. (2013). Automated Calibration of the METRIC-Landsat Evapotranspiration Process. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)* 49(3): 563-576. <https://doi.org/10.1111/jawr.12056>.
- Allen, R.G., Morse, A., Tasumi, M., 2003. Application of SEBAL for western US water rights regulation and planning. *Proceedings of the International Workshop Use of Remote Sensing of Crop Evapotranspiration for large Regions*.
- Allen, R., Irmak, A., Trezza, R., Hendrickx, J. M. H., Bastiaanssen, W., & Kjaersgaard, J. (2011). Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrological Processes*, 25, 4011 4027. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.8408>
- Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D. (1998). Smith, M. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Rome: FAO (FAO. Irrigation and drainage paper, 56). 300p.

- Allen, R. G., Tasumi, M., Trezza, R. (2007a). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 133, 380-394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380)).
- Allen, R. G., Wright, J. L., Pruitt, W. O., Pereira, L. S., & Jensen, M. E. (2007b). Chapter 8: Water requirements. In G. J. Hoffman, R. G. Evans, M. E. Jensen, D. L. Martin, & R. L. Elliott (Eds.), *Design and operation of farm irrigation systems* (2nd ed., pp. 208-288). St. Joseph, MI: ASABE.
- ANA – Agência nacional de Águas. (2020b). Sala de situação. Disponível em <https://www.ana.gov.br/sala-de-situacao/sao-francisco/sao-francisco-situacao-atual>. Acessado em: 23 de janeiro de 2020.
- ANA – Agência nacional de Águas. (2020c). Sistema Interligado – Bacia do rio São Francisco. Disponível em https://www.ana.gov.br/sar/sin/b_sao-francisco. Acessado em: 23 de janeiro de 2020.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Mecikalski, J. R., Otkin, J. A., Kustas, W. P. (2007). A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 2. Surface moisture climatology. *J. Geophys. Res. Atmos.* 112, D11. <https://doi.org/10.1029/2006JD007506>.
- ASCE EWRI. (2005). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE Reston, Va. [https://doi.org/10.1061/40499\(2000\)126](https://doi.org/10.1061/40499(2000)126)
- Bastiaanssen, W.G.M., 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain, Ph.D. thesis, Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, p. 288.
- Bastiaanssen, W. G. M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.*, 229, 87-100. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4).
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., Holtslag, A. A. M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. *J. Hydrol.*, 212-213, 98-212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4).
- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., Allen, R.G. (2005). SEBAL model with remotely sensed data to improve water resources

- management under actual field conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 131(1), 85–93. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2005\)131:1\(85\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(85)).
- Bezerra, P. T. C., Leitão, M. M. V. B. R., Azevedo, P. V. (2013). Ilhas de Calor e Desconforto Térmico no Semiárido Brasileiro: Um Estudo de Caso na cidade de Petrolina-PE. *Rev. Bras. Geogr. Fís.*, 6, 427-441.
- Bezerra, B., Silva, B., Santos, C., Bezerra, J., 2015. Actual evapotranspiration estimation using remote sensing: comparison of SEBAL and SSEB approaches. *Adv. Remote Sens.* 4 (September), 234–247.
- Bisht, G., Bras, R. L. (2010). Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. *Remote Sens. Environ.*, 114, 1522-1534. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.02.007>.
- Bisht, G., Bras, R. L. (2011). Estimation of net radiation from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer over the continental United States. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49, 2448–2462. <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2010.2096227>.
- Bisht, G., Venturini, V., Islam, S., Jiang, L. (2005). Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. *Remote Sens. Environ.*, 97, 52–67. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.014>.
- Brutsaert, W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, 11, 742-744. <https://doi.org/10.1029/WR011i005p00742>.
- Cammalleri, C., Anderson, M. C., Gao, F. H., C.R., Kustas, W. P., (2014). Mapping daily evapotranspiration at field scales over rainfed and irrigated agricultural areas using remote sensing data fusion. *Agric. For. Meteorol.* 186, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.11.001>.
- Carvalho, H. F. S., Moura, M. S. B., Silva, T.G.F. (2018). Fluxos de radiação e energia em caatinga preservada e cana-de-açúcar no Semiárido. *Rev. Bras. Meteorol.*, 33, 452-458. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786333005>.
- Carmona, F., Rivas, R., & Caselles, V. (2014). Estimation of daytime downwelling longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. *Theoretical and Applied Climatology*, 115, 281–295. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-013-0891-3>.
- Castelli, M., Anderson, M.C., Yang, Y., Wohlfahrt, G., Bertoldi, G., Niedrist, G., Hammerle, A., Zhao, P., Zebisch, M., Notarnicola, C., 2018. Two-source energy balance modeling

of evapotranspiration in Alpine grasslands. *Remote Sens. Environ.* 209, 327–342. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.062>.

Celestino, F. Sistema de Irrigação localizado–Gotejamento Subterrâneo Usina Agrovale–Bahia-BR. In: Seminário regional sobre cana de açúcar. Recife, 2017, 1-55.

Chang, Y., Ding, Y., Zhao, Q., Zhang, S., 2016. Remote estimation of terrestrial evapotranspiration by Landsat 5 TM and the SEBAL model in cold and high-altitude regions: a case study of the upper reach of the Shule River Basin, China. *Hydrol. Process.* 31, 514–524. <https://doi.org/10.1002/hyp.10854>.

Chavez, J. L., Gowda, P. H., Howell, T. A., Marek, T. H. and New, L. L. (2007). Evapotranspiration mapping using METRICTM for a region with highly advective conditions. In 2007 ASABE Annual International Meeting, Technical Papers. Vol. 4. <https://doi.org/10.13031/2013.23414>.

Chen, M., Senay, G. B., Singh, R.K., Verdin, J. P. (2016). Uncertainty analysis of the Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) model at multiple flux tower sites. *J. Hydrol.* 536, 384–399. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.026>.

Choi, M. (2013). Parameterizing daytime downwelling longwave radiation in two Korean regional flux monitoring network sites. *J. Hydrol.* 476, 257–264. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.041>.

CONAB. Acompanhamento da safra brasileira. Cana-de-açúcar, Safra 2014/15: segundo levantamento. Brasília, 2014. v. 1, p. 1-20

CNUC/MMA. Unidades de Conservação por Bioma. Available at <http://www.mma.gov.br/images/arquivo/80238/CNUC_FEV18%20-%20C_Bio.pdf>. (last accessed on 24 Apr 2018).

Cunha, J., Nóbrega, R., Rufino, I., Erasmi, S., Galvão, C., Valente, F. (2020). Surface albedo as a proxy for land-cover clearing in seasonally dry forests: evidence from the Brazilian Caatinga. *Remote Sens. Environ.* <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111250>.

Driemel, A., Augustine, J., Behrens, K., Colle, S., Cox, C., Cuevas-Agulló, E., Denn, F. M., Duprat, T., Fukuda, M., Grobe, H., Haeffelin, M., Hodges, G., Hyett, N., Ijima, O., Kallis, A., Knap, W., Kustov, V., Long, C. N., Longenecker, D., Lupi, A., Maturilli, M., Mimouni, M., Ntsangwane, L., Ogihara, H., Olano, X., Olefs, M., Omori, M., Passamani, L., Pereira, E. B., Schmithüsen, H., Schumacher, S., Sieger, R., Tamlyn, J., Vogt, R.,

- Vuilleumier, L., Xia, X., Ohmura, A., and König-Langlo, G. (2018). Baseline Surface Radiation Network (BSRN): structure and data description (1992-2017), *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 1491-1501, <https://doi.org/10.5194/essd-10-1491-2018>.
- De Bruin, H. A. R. (1987). From Penman to Makkink. In: Hooghart, J. C. (Ed.), *Proceedings and information: TNO Committee on Hydrological*. Gravenhage, The Netherlands. 39, 5-31.
- De Bruin, H., Stricker, J., 2000. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Hydrol. Sci. J.* 45, 391–406. <https://doi.org/10.1080/02626660009492337>.
- Di Pace, F. T., Silva, B. B. da, Silva, V. P. R., Silva, S. T. A. (2008). Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. *Rev. Bras. Eng. Agríc. Ambient.*, 12, 385-392. <http://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662008000400009>.
- Duarte, H. F., Dias, N. L., Maggiotto, S. R. (2006). Assessing daytime downwelling longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agric. For. Meteorol.*, 139, 647-671. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.06.008>.
- Elnmer, A., Khadr, M., Kanae, S., & Tawfik, A. (2019). Mapping daily and seasonally 649 evapotranspiration using remote sensing techniques over the Nile delta. *Agric. Water Manage.*, 213, 682-692.
- Farah, H.O., Bastiaanssen, W.G.M., Feddes, R.A., 2004. Evaluation of the temporal variability of the evaporative fraction in a tropical watershed. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 5, 129–140. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2004.01.003>
- Ferreira, T. R., Da Silva, B. B., De Moura, M. S., Verhoef, A., Nóbrega, R. L. (2020). The use of remote sensing for reliable estimation of net radiation and its components: A case study for contrasting land covers in an agricultural hotspot of the Brazilian semiarid region. *Agric For Meteorol*, 291, 108052. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.108052>
- French, A.N., Hunsaker, D.J., Thorp, K.R., 2015. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. *Remote Sens. Environ.* 158, 281–294. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.11.003>.
- Garrison, J.D., Adler, G.P. (1990). Estimation of precipitable water over the United States for 652 application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Sol. Energy* 63 44, 225-241. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(90\)90151-2](https://doi.org/10.1016/0038-092X(90)90151-2).

- Gao, F., Kustas, W. P., & Anderson, M. C. (2012). A Data Mining Approach for Sharpening Thermal Satellite Imagery over Land. *Remote Sensing*, 4(11), 3287–3319. <https://doi.org/10.3390/rs4113287>
- Gao, F., Masek, J., Schwaller, M., Hall, F. (2006). On the blending of the Landsat and MODIS surface reflectance: predicting daily Landsat surface reflectance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44, 8, pp. 2207-2218, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.872081>.
- Gao, F., Hilker, T., Zhu, X., Anderson, M., Masek, J., Wang, P., & Yang, Y. (2015). Fusing Landsat and MODIS Data for Vegetation Monitoring. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 3(3), 47-60. <https://doi.org/10.1109/mgrs.2015.2434351>.
- Garrison, J.D., Adler, G.P. (1990). Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Sol. Energy* 44, 225–241. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(90\)90151-2](https://doi.org/10.1016/0038-092X(90)90151-2).
- Gavilán, P., Berengena, J. (2007). Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment. *Irrig Sci* 25, 127–140. <https://doi.org/10.1007/s00271-006-0040-1>.
- Gonçalves, I. Z.; Mekonnen, M. M.; Neale, C. M. U.; Campos, I.; Neale, M. R. (2020). Temporal and spatial variations of irrigation water use for commercial corn fields in Central Nebraska. *Agric. Water Manag.*, 228, 105924. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2019.105924>.
- Grafton R. Q., Williams J., Perry C. J., Molle F., Ringler C., Steduto P., Udall B., Wheeler S. A., Wang Y., Garrick D., Allen R. G. (2018). The paradox of irrigation efficiency: Higher efficiency rarely reduces water consumption. *Science* 361:748-750. <https://doi.org/10.1126/science.aat9314>.
- Guimarães, B. S., Coelho, C. A. S., Woolnough, S. J., Kubota, P. Y., Bastarz, C. F., Figueroa, S. N., Bonatti, J. P. and Souza, D. C. (2021). An inter-comparison performance assessment of a Brazilian global sub-seasonal prediction model against four sub-seasonal to seasonal (S2S) prediction project models. *Clim Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05589-5>.
- Guzinski, R., & Nieto, H. (2019). Evaluating the feasibility of using Sentinel-2 and Sentinel-3 satellites for high-resolution evapotranspiration estimations. *Remote Sensing of Environment*, 221, 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.11.019>

- Hemakumara, H.M., Chandrapala, L., Moene, A.F., 2003. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. *Agric. Water Manag.* 58 (2), 109–122. [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(02\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(02)00131-2).
- Hoagland, S.J., Beier, P., Lee, D. (2018). Using MODIS NDVI phenoclasses and phenoclusters to characterize wildlife habitat: Mexican spotted owl as a case study. *For. Ecol. Manage.* 412, 80 656 93. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2017.12.017>.
- Hoedjes, J., Chehbouni, A., Jacob, F., Ezzahar, J., Boulet, G., 2008. Deriving daily evapotranspiration from remotely sensed instantaneous evaporative fraction over olive orchard in semi-arid Morocco. *J. Hydrol.* 354, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.02.016>
- Huete, A. R. (1988). A soil adjusted vegetation index SAVI. *Remote Sens. Environ.*, 25, 295–309. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90106-X](https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90106-X).
- IBGE. Estados: População, Instituto Brasileiro de Geografia, Rio de Janeiro: <<http://censo2010.ibge.gov.br/apps/atlas/>> (last accessed on July 2018).
- Idso, S. B. (1981). A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. *Water Resour. Res.*, 17, 295 304. <https://doi.org/10.1029/WR017i002p00295>.
- Idso, S. B., Jackson, R. D. (1969). Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 74, 5397 663 5403. <https://doi.org/10.1029/JC074i023p05397>.
- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. NORMAIS CLIMATOLÓGICAS DO BRASIL. Available at <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisclimatologicas>> (last accessed on 30 Oct 2020).
- Jaafar, H. H., Ahmad, F. A. (2020). Time series trends of Landsat-based ET using automated calibration in METRIC and SEBAL: the Bekaa Valley, Lebanon. *Remote Sens. Environ.* 238, 111034. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.033>.
- Jensen, M. E., Allen, R. G. (2016). *Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements*, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70. 2nd ed. American Society of Civil Engineers, Reston, VA.

- Jin, Y., Randerson, J. T., Goulden, M. L. (2011). Continental-scale net radiation and evapotranspiration estimated using MODIS satellite observations. *Remote Sens. Environ.*, 115, 2302-2319. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.04.031>.
- Karimi, P. and Bastiaanssen, W. G. M. (2015). Spatial evapotranspiration, rainfall and land use data in water accounting – Part 1: Review of the accuracy of the remote sensing data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 507–532. <https://doi.org/10.5194/hess-19-507-2015>.
- Kilic, A., Allen, R., Trezza, R., Ratcliffe, I., Kamble, B., Robison, C., Ozturk, D. (2016). Sensitivity of evapotranspiration retrievals from the METRIC processing algorithm to improved radiometric resolution of Landsat 8 thermal data and to calibration bias in Landsat 7 and 8 surface temperature. *Remote Sens. Environ.*, 185, 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.011>.
- Kite, G., Droogers, P., 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology* 229 (1–2), 1–2. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00193-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00193-6).
- Kruk, N. S., Vendrame, I. F., Rocha, H. R., Chou, S. C., Cabral, O. (2010). Downwelling longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. *Theor. Appl. Climatol.*, 99, 115–123. <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-010-0347-y>.
- Knipper, K. R., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Nieto, H., Alfieri, J. G., Prueger, J. H., Hain, C. R., Gao, F., McKee, L. G., Alsina, M., Sanchez, L. (2020). Using high- spatiotemporal thermal satellite ET retrievals to monitor water use over California vineyards of different climate, vine variety and trellis design. *Water Resour. Res.* 241, 106361. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106361>.
- Kvalevag, M. M., Myhre, G., Bonan, G., Levis, S. (2010). Anthropogenic landcover changes in a GCM with surface albedo changes based on MODIS data. *Int. J. Climatol.*, 30, 2105–2117. <https://doi.org/10.1002/joc.2012>.
- LABMET. Laboratório de meteorologia. Dados Climáticos Diários observados nas Estações Meteorológicas da UNIVASF de Petrolina e Juazeiro. Available at < <http://labmet.univasf.edu.br/>> (last accessed on 9 May 2022).

- Laipelt, L., Ruhoff, A.L., Fleischmann, A.S., Kayser, R.H.B., Kich, E. de M., da Rocha, H.R., Neale, C.M.U., 2021. Assessment of an Automated Calibration of the SEBAL Algorithm to Estimate Dry-Season Surface-Energy Partitioning in a Forest–Savanna Transition in Brazil. *Remote Sensing* 12, 1108. <https://doi.org/10.3390/rs12071108>.
- Lal, D., Clark, B., Bettner, T., Thoreson, B. and Snyder, R. 2012. Rice evapotranspiration estimates and crop coefficients in Glenn-Colusa irrigation district, Sacramento Valley, California. In *línea*], En: USCID Water Management Conference Proceedings, Austin, California, USA (pp. 145-156).
- Li, Z., Wang, Z., Liu, X., Fath, B. D., Liu, X., Xu, Y., Hutjes, R., Kroeze, C. (2019). Causal relationship in the interaction between land cover change and underlying surface climate in the grassland ecosystems in China. *Sci. Total Environ.*, 647, 1080–1087. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.07.401.
- Lin, J., Liu, X., Li, K., Li, X. (2014). A maximum entropy method to extract urban land by combining MODIS reflectance, MODIS NDVI, and DMSP-OLS data. *Int. J. Remote Sens.* 35, 6708–6727. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.960623>.
- Liu, Z., Liu, Y., Baig, M. H. A. (2019). Biophysical effect of conversion from croplands to grasslands in water-limited temperate regions of China. *Sci. Total Environ.*, 648, 315–324. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.128>
- Liu, X., Xu, J., Zhou, X., Wang, W., Yang, S., 2020. Evaporative fraction and its application in estimating daily evapotranspiration of water-saving irrigated rice field. *J. Hydrol.* 584, 124317. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124317>.
- Machado, C. C.; Silva, B. B.; de Albuquerque, M. B.; Galvíncio, J. D. 2014. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM—Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco, *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 29, no. 1, pp. 55–67. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862014000100006>.
- Mallick, K., Bhattacharya, B.K., Chaurasia, S., Dutta, S., Nigam, R., Mukherjee, J., Banerjee, S., Kar, G., Rao, V.U.M., Gadgil, A.S., Parihar, J.S., 2007. Evapotranspiration using MODIS data and limited ground observations over selected agroecosystems in India. *International Journal of Remote Sensing* 28 (10), 2091–2110. <https://doi.org/10.1080/01431160600935620>.
- Marengo, J.A., Cunha, A. P. M. A., Nobre, C. A. , Ribeiro Neto, G. G., Magalhaes, A. R., Torres, R. R., Sampaio, G., Alexandre, F., Alves, L. M., Cuartas, L. A., Deusdará, K. R.

- L., Álvala, R. C. S. (2020). Assessing drought in the drylands of northeast Brazil under regional warming exceeding 4 °C. *Nat Hazards* 103, 2589–2611. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04097-3>.
- Markham, B. L., Barker, J. L. (1986). Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at satellite temperatures. EOSAT Landsat Technical Notes 1:3-8, Earth Observation Satellite Company, Lanham, Md.
- Markham, B. L., Barker, J. L. (1986). Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at satellite temperatures. EOSAT Landsat Technical Notes 1:3-8, Earth Observation Satellite Company, Lanham, Md.
- Marques, T. V., Mendes, K., Mutti, P., Medeiros, S., Silva, L., Perez-Marin, A. M., Campos, S., Lúcio, P. S., Lima, K., Reis, J., Ramos, T. M., Silva, D. F., Oliveira, C. P., Costa, G. B., Antonino, A. C. D., Menezes, R. S. C., Silva, C. M. S., Bezerra, B. G. (2020). Environmental and biophysical controls of evapotranspiration from Seasonally Dry Tropical Forests (Caatinga) in the Brazilian Semiarid. *Agric. For. Meteorol.* 287, 107957. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.107957>.
- Matos, M., Santos, F., Eichler, P., 2020. Sugarcane world scenario. In: Santos, F., Rabelo, S., De Matos, M., Eichler, P. (Eds.), *Sugarcane Biorefinery, Technology and Perspectives*. Academic Press, pp. 1–19. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814236-3.00001-9>
- Melo, E.C., Correia, M.F., Aragão, M.S. (2015). Expansão da Agricultura Irrigada e Mudanças nos Processos de Interação Superfície-Atmosfera: Um Estudo Numérico de Impacto Ambiental em Áreas de Caatinga. *Rev. Bras. Geogr. Fís.*, 7, 960 968.
- Miranda, R. Q., NÓBREGA, R. L. B., Moura, M. S. B., Raghavane, S., Galvíncio, J. D. (2020). Realistic and simplified models of plant and leaf area indices for a seasonally dry tropical forest. *Int. J. Appl. Earth Obs.*, 85, 1-9.
- Muñoz-Jiménez, J. C., Sobrino, J. A., Gillespie, A., Sabol, D., Gustafson, W. T. (2006). Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI. *Remote Sens. Environ.*, 103, 474-487. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.04.012>.
- Nassar, A.; Torres-Rua, A.; Kustas, W.; Alfieri, J.; Hipps, L.; Prueger, J.; Nieto, H.; Alsina, M.M.; White, W.; McKee, L.; Coopmans, C.; Sanchez, L.; Dokoozlian, N. Assessing Daily Evapotranspiration Methodologies from One-Time-of-Day sUAS and EC Information in the GRAPEX Project. *Remote Sens.* 2021, 13, 2887. <https://doi.org/10.3390/rs13152887>.

- Norman, J. M., Kustas, W. P., & Humes, K. S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agric. Forest Meteorol.*, 77(3-4), 263-293.
- Oliveira, G. M., Leitão, M. M. V. B. R. L. (2000). Estimativas de evapotranspiração e as consequências devido aos erros na determinação de saldo de radiação e efeitos advectivos. *Rev. Bras. Eng. Agríc. Ambient.*, 4, 343-347.
- Olmedo, G. F., Ortega-Farias, S., Fuente-Saiz, D., Fonseca-Luengo, D., Penailillo, F.F., 2016. water: Tools and functions to estimate actual evapotranspiration using land surface energy balance models in R. *R J* 8, 352–369. <https://doi.org/10.32614/RJ-2016-051>
- Paulson, C. A. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Met.* 9, 856–861. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1970\)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2).
- Peng, J., Borsche, M., Liu, Y., and Loew, A. (2013). How representative are instantaneous evaporative fraction measurements of daytime fluxes?, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3913–3919, <https://doi.org/10.5194/hess-17-3913-2013>.
- Perez, P. J.; Castellvi, F.; Ibañez, M.; Rosell, J. I. (1999). Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.97, p.141-150. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00080-5](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00080-5).
- Prata, A. J. (1996). A new long-wave formula for estimating downwelling clear-sky radiation at the surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 1127-1151. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253306>.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Wea. Rev.* 100, 81–92. [http://dx.doi.org/10.1175/15200493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/15200493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2).
- Projeto MapBiomass – Collection 3.1 from Annual Series of Brazilian coverage and land use maps. Available at: <<http://mapbiomas.org/>>. (Last accessed on 12 Nov 2020).
- Projeto MapBiomass – Coleção 6 da Série Anual de Mapas de Uso e Cobertura da Terra do Brasil, acessado em 25/04/2022 através do link: <https://mapbiomas.org/>.
- QGIS API. (2020). QGIS API Documentation. <https://qgis.org/api/3.6/>. Accessed Apr 2020.

- Raynolds, M.K., Walker, D.A., Maier, H.A., 2006. NDVI patterns and phytomass distribution in the circumpolar Arctic. *Remote Sens. Environ.* 102,3 4, 271-281. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.016>
- Robinson, N.P.; Allred, B.W.; Jones, M.O.; Moreno, A.; Kimball, J.S.; Naugle, D.E.; Erickson, T.A.; Richardson, A.D. (2017). A Dynamic Landsat Derived Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) Product for the Conterminous United States. *Remote Sens.*, 9, 1-14. <https://doi.org/10.3390/rs9080863>.
- Roerink, G. J., Su, Z., Menenti, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys. Chem. Earth Pt. B*, 25 (2) (2000), pp. 147-157, [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8).
- Rouse, J.W, Haas, R.H., Scheel, J.A., and Deering, D.W. (1974). Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS. Proceedings, 3rd Earth Resource Technology Satellite (ERTS) Symposium, vol. 1, p. 48-62. <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19740022592.pdf>
- Ruhoff, A., Paz, A. R., Collischonn, W., Aragao, L., Rocha, H., & Malhi, Y. (2012). A MODIS based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. *Rem. Sens.*, 4, 703-725. <https://doi.org/10.3390/rs4030703>.
- Ryu, Y., Kang, S., Moon, S. K., Kim, J. (2008). Evaluation of land surface radiation balance derived from moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) over complex terrain and heterogeneous landscape on clear sky days. *Agric. For. Meteorol.*, 148, 1538-1552. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.05.008>.
- Santos, C.A.C., Bezerra, B.G., Silva, B.B., Rao, T.V.R., 2010. Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithms in cotton crop. *Rev. Bras. Meteorol.* 25 (3), 383–392. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000300010>.
- Santos, C. A. C., Mariano, D.A., Nascimento, F.C.A., Dantas, F.R.C., Oliveira, G., Silva, M.T., Silva, L.L., Silva, B.B., Bezerra, B.G., Safa, B., Medeiros, S.S., Neale, C.M.U., 2020. Spatiotemporal patterns of energy exchange and evapotranspiration during an intense drought for drylands in Brazil. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 85, 101982. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.101982>
- Santos, C. A. C., Silva, B. B. da, Rao, T. V. R., Satyamurti, P., Manzi, A. O. (2011). Downwelling longwave radiation estimates for clear-sky conditions over Northeast

Brazil. *Rev. Bras. Meteorol.*, 26, 443–450. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862011000300010>.

Senay, G. B.; Bohms, S.; Singh, R. K.; Gowda, P. H.; Velpuri, N. M.; Alemu, H.; Verdin, J. P. (2013). Operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather datasets: A new parameterization for the SSEB approach. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, v. 49, n. 3, p. 577-591. <https://doi.org/10.1111/jawr.12057>

Schaaf, C., Wang, Z. (2015). MCD43A3 MODIS/Terra+Aqua BRDF/Albedo Daily L3 Global - 500m V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-01-26 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD43A3.006>.

Shamloo, N., Taghi Sattari, M., Apaydin, H., Valizadeh Kamran, K., & Prasad, R. (2021). Evapotranspiration estimation using SEBAL algorithm integrated with remote sensing and experimental methods. *International Journal of Digital Earth*, 14(11), 1638-1658. <https://doi.org/10.1080/17538947.2021.1962996>.

Silva, P. C. G. D. (2012). Projetos de Irrigação e o desenvolvimento do Submédio do Vale São Francisco. Juazeiro-BA: I Semana de Ciências Sociais na UNIVASF, p.69-78.

Silva, B. B. da, Braga, A. C., Braga, C. C. (2011a). Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo PB mediante imagens orbitais. *Rev. Caatinga*, 24, Mossoró, 145-152.

Silva, T. G. F. da; Moura, M. S. B. de; Zolnier, S.; Soares, J. M.; Vieira, V. J. de S.; Gomes Júnior, W. F. (2011b). Demanda hídrica e eficiência do uso de água da cana-de-açúcar irrigada no semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, p.1257-1265.

Silva, B. B., Braga, A.C., Braga, C.C., Oliveira, L.M.M., Galvêncio, J.D., Montenegro, S.M.G.L., 2012. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. *Pesqui. Agropecuária Bras.* 47, 1218–122. <https://doi.org/10.1590/S0100-204X2012000900006>.

Silva, B. B., Montenegro, S. M. G. L., Silva, V. d. P. R., Rocha, H. R., Galvêncio, J. D., and Oliveira, L. M. M. (2015). Determination of instantaneous and daily net radiation from TM Landsat 5 data in a subtropical watershed. *J. Atmos. Sol-Terr. Phy.*, 135, 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.09.020>.

- Silva, M.V.M., Silveira, C. da S., Costa, J.M.F. da, Martins, E.S.P.R., Vasconcelos Júnior, F. das C. (2021). Projection of Climate Change and Consumptive Demands Projections Impacts on Hydropower Generation in the São Francisco River Basin, Brazil. *Water* 13, 332. <https://doi.org/10.3390/w13030332>.
- Silva, B.B. da, Braga, A. C., Braga, C. C., Oliveira, L. M. M. de, Montenegro, S.M.G.L., Barbosa Junior, B. (2016). Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: application to the Brazilian semiarid. *Rev. Bras. Eng. Agríc. Ambient.*, 20, 3-8. <http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v20n1p3-8>.
- Silva, J.M.C., Leal, I.R., Tabarelli, M. (2017). *Caatinga: The Largest Tropical Dry Forest Region in South America*. Springer International Publishing, Cham, Switzerland, <https://doi.org/10.1007/978-3-319-68339-3>.
- Silveira, H. L. F., Galvão, L. S., Sanches, I. D. A., Sá, I. B., Taura, T. A. (2018). Use of MSI/Sentinel2 and airborne LiDAR data for mapping vegetation and studying the relationships with soil attributes in the Brazilian semi-arid region. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 73, 179-190. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.06.016>.
- Singh, R.K., Irmak, A., Irmak, S., Martin, D.L., 2008. Application of SEBAL model for mapping evapotranspiration and estimating surface energy fluxes in south-central Nebraska. *J. Irrigat. Drain. Eng.* 134 (3), 273-285. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2008\)134:3\(273\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2008)134:3(273)).
- Sugita, M., Brutsaert, W. H. (1993). Cloud effect in the estimation of instantaneous downwelling longwave radiation. *Water Resour. Res.*, 29, 599-605. <https://doi.org/10.1029/92WR02352>.
- Swinbank, W. C. (1963). Long-wave radiation in from clear skies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 89, 339-348. <https://doi.org/10.1002/qj.49708938105>.
- Tang, B., Li, Z. L. (2008). Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data. *Remote Sens. Environ.*, 112, 3482-3492. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.04.004>.
- Tasumi, M. (2003). *Progress in Operational Estimation of Regional Evapotranspiration Using Satellite Imagery*. Ph.D. dissertation. University of Idaho, Moscow, ID.
- Teixeira, A. H. C., Bastiaanssen, W. G. M., Ahmad, M. D., Bos, M. G. (2009). Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the

Low-Middle São Francisco River basin, Brazil - Part A: calibration and validation. *Agric. For. Meteorol.* 149, 462-476. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.09.016>.

Teixeira, A. H. C., Bastiaanssen, W. G. M., Ahmad, M. D., Moura, M. S. B., Bos, M. G. (2008). Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. *J. Hydrol.*, 362, 110-127. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.08.011>.

Thoreson, B., Clark, B., Soppe, R., Keller, A., Bastiaanssen, W., & Eckhardt, J. (2009). Comparison of evapotranspiration estimates from remote sensing (SEBAL), water balance, and crop coefficient approaches. In *World Environmental and Water Resource Congress*, May 17–21 2009, Kansas City, MO, USA, [https://doi.org/10.1061/41036\(342\)437](https://doi.org/10.1061/41036(342)437).

Trigo, I. F., de Bruin, H., Beyrich, F., Bosveld, F. C., Gavilán, P., Groh, J., López-Urrea, R. (2018). Validation of reference evapotranspiration from Meteosat Second Generation (MSG) observations. *Agric. Forest Meteorol.* 259, 271–285. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.05.008>.

Urrutia, A. L., González-González, C., Van Cauwelaert, E. M., Rosell, J. A., García Barrios, L., Benítez, M. (2020). Landscape heterogeneity of peasant-managed agricultural matrices. *Agric. Ecosyst. Environ.* 292, 106797. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2019.106797>.

U.S. Department of Agriculture (USDA). *Irrigation water requirements*. Tech. Rel. n. 21, 1970.

USGS - United States Geological Survey. (2020a). *Irrigation Water Use*. Available in https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/irrigation-water-use?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects.

USGS. *Landsat 8 Collection 1 (C1) Land Surface Reflectance Code (LaSRC) Product Guide; Version 3.0*; USGS: Sioux Falls, SD, USA, 2020b. Available at <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-collection-1-land-surface-reflectance-code-product-guide>.

USGS - United States Geological Survey. *Landsat Update*. Vol. 7 Issue 5, Available at: https://landsat.usgs.gov/sites/default/files/documents/about_LU_Vol_7_Issue_5.pdf. (last accessed on 24 Jul 2018).

- Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., Morales Maqueda, M. A. (2009). Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1: Model description and validation. *Ocean Modell.* 27, 33-53. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.10.039>.
- Velupuri, N. M., Senay, G. B., Singh, R. K., Bohms, S., Verdin, J. P. (2013). A comprehensive evaluation of two MODIS evapotranspiration products over the conterminous United States: using point and gridded FLUXNET and water balance ET Remote Sens. Environ., 139, pp. 35-49, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.07.013>.
- Verhoef, A. and Campbell, C.L. (2005) Evaporation Measurement, Ch. 40. In: Encyclopedia of Hydrological Sciences Vol. 1. Editor: M.G. Anderson. John Wiley, Chichester, UK: 589-601.
- Vermote, E., Wolfe, R. (2015a). MOD09GA MODIS/Terra Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-01-26 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD09GA.006>.
- Vermote, E., Wolfe, R. (2015b). MYD09GA MODIS/Aqua Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-01-26 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MYD09GA.006>.
- Vieira, V. J. S. Determinar a evapotranspiração e o coeficiente de cultivo da cana-de-açúcar irrigado por gotejamento sub-superficial. 2012.
- Waldmann-Selsam, C., Balmori-de la Puente, A., Breunig, H., Balmori, A. (2016). Radiofrequency radiation injures trees around mobile phone base stations, *Sci. Total Environ.* 572, 554-569. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.045>.
- Wan, Z., Hook, S., Hulley, G. (2015). MOD11A1 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-01-26 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A1.006>.
- Wan, Z., Hook, S., Hulley, G. (2015). MYD11A1 MODIS/Aqua Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-01-26 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MYD11A1.006>

- Wang, J.; Sammis, C. A.; Meier, L.; Simmons, D. R.; Samani, Z. 2005. A Modified SEBAL Model for Spatially Estimating Pecan Consumptive Water Use for Las Cruces, New Mexico. Disponível em: <http://ams.cofex.com/ams/pdfpapers/92012.pdf>.
- Wang, W., Liang, S. (2009). Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downwelling and net radiation over land surfaces from MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, 113, 745–754. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.12.004>.
- Wang, Z., Erb, A. M., Schaaf, C. B., Sun, Q., Liu, Y., Yang, Y., Shuai, Y., Casey, K. A., Román, M. O. (2016). Remote sensing of environment early spring post-fire snow albedo dynamics in high latitude boreal forests using Landsat-8 OLI data. *Remote Sens. Environ.* 185, 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.059>
- Wang, Y.P., Li, R., Min, Q, Fu, Y, Wang, Y., Zhong, L., and Fu, Y.-Y. (2019). A Three-source Satellite Algorithm for Retrieving All-sky Evapotranspiration Rate using Combined Optical and Microwave Vegetation Index at Twenty Asia Flux Sites, *Remote Sens. Environ.*, 235, 111463, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111463>.
- Webb E. K. (1970). Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96: 67–90. <https://doi.org/10.1002/qj.49709640708>
- Wijesingha, J., Moeckel, T., Hensgen, F., Wachendorf, M. (2019). Evaluation of 3D point cloudbased models for the prediction of grassland biomass. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 78, 352–359. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.10.006>.
- WMO. (1989). Calculation of Monthly and Annual 30-Year Standard Normals, WCDP-No. 10, WMOTD/No. 341. World Meteorological Organization: Geneva.
- Xavier, A. C., King, C. W., Scanlon, B. R. (2016). Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *International Journal of Climatology*, v. 36, p. 2644–2659. <https://doi.org/10.1002/joc.4518>
- Xue, J.; Anderson, M.C.; Gao, F.; Hain, C.; Yang, Y.; Knipper, K.R.; Kustas, W.P.; Yang, Y. (2021). Mapping Daily Evapotranspiration at Field Scale Using the Harmonized Landsat and Sentinel-2 Dataset, with Sharpened VIIRS as a Sentinel-2 Thermal Proxy. *Remote Sens.* 13, 3420. <https://doi.org/10.3390/rs13173420>.
- Yang, Y., Shang, S., Jiang, L., 2012. Remote sensing temporal and spatial patterns of evapotranspiration and the responses to water management in a large irrigation district of

North China. *Agr. For. Meteorol.* 164, 112–122.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.05.011>.

Yang, Y., Anderson, M., Gao, F., Hain, C., Kustas, W., Meyers, T., Crow, W., Finocchiaro, R., Otkin, J., Sun, L., Yang, Y. (2017). Impact of tile drainage on evapotranspiration in South Dakota, USA, based on high spatiotemporal resolution evapotranspiration time series from a multisatellite data fusion system. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 10 (6), 2550–2564. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2017.2680411>.

Yang, Y., Anderson, M. C., Gao, F., Wardlow, B., Hain, C. R., Otkin, J. A., Alfieri, J., Yang, Y., Sun, L., Dulaney, W. (2018). Field-scale mapping of evaporative stress indicators of crop yield: an application over Mead, NE. USA. *Remote Sens. Environ.* 210, 387–402. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.020>.

Yang, Y.; Anderson, M.C.; Gao, F.; Hain, C.; Noormets, A.; Sun, G.; Wynne, R.; Thomas, V.; Sun, L. Investigating impacts of drought and disturbance on evapotranspiration over a forested landscape in North Carolina, USA using high spatiotemporal resolution remotely sensed data. *Remote Sens. Environ.* 2020, 238, 111018.

Zhu W., Jia, S., Lv, A. 2017. W. Zhu, S. Jia, A. Lv. (2017). A time domain solution of the Modified Temperature Vegetation Dryness Index (MTVDI) for continuous soil moisture monitoring. *Remote Sens. Environ.*, 200, pp. 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.032>

Zillman, J. W. (1972). A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans, meteorological study 26. Canberra, Australia: Commonwealth Bureau of Meteorology.

Zwart, S.J., Bastiaanssen, W.G.M. (2004). Review of measured crop water productivity values for irrigated wheat, rice, cotton and maize. *Agric. Water Manag.* 69 (2), 115–133. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2004.04.007>.

APÊNDICE DO ARTIGO 1

Quadro 1A. Statistical parameters of ET estimates in different studies using SEBAL model

Studies	Location	Land use	data fusion	Validation method	MAE (mm)	MRE %	RMSE (mm)	r ² ND
Daily								
Bezerra et al. (2015)	Brazil	Cotton/castor beans		Bowen ratio	0.33	5.83	0.40	0.9
Chang et al. (2016)	China	Medow		EC	-	16.40	0.52	0.84
Hemakumara and Chandrapala (2003)	Sri Lanka	Palm trees and rice		Scintillometer	-	16.50	-	-
Kite and Droogers (2000)	Turkey	Grapes and cotton		Scintillometer	0.60	16.00	0.81	-
Laipelt et al. (2021)	Brazil	Different vegetation types		EC	-	-	0.67-0.71	0.43-0.77
Lal et al. (2012)	USA	Rice		Surface renewal	-	12.5	-	-
Machado el al. (2014)	Brazil	Sugarcane		ET ₀ -PM*	0.29	6.47	-	-
Mallick et al. (2007)	India	Irrigated agriculture		Water balance	-	11.6	0.80	-
Santos et al. (2010)	Brazil	Cotton		Bowen ratio	0.30	5.55	-	-
Shamloo et al. (2021)	Turkey	Corn		FAO PM	-	-	1.14	0.83
Silva et al. (2012)	Brazil	Coconut tree		FAO-penman-monteith	0.43	9.46	0.53	-
Singh et al. (2008)	USA	Corn		Bowen ratio	-	5.00	1.04	0.73
Tasumi et al. (2003)	USA	Irrigated agriculture		Lysimeter	-	4.3	-	-
Teixeira et al. (2009)	Brazil	Natural vegetation and crops		Eddy covariance	-	-	0.38	0.93
Wang et al. (2005)	USA	Pecan and alfalfa		Eddy covariance	0.47	4.3-13.14	-	-
Yang et al. (2012)	China	Regional scale		Water balance	-	14.6	0.53	-
This study	Brazil	Sugarcane	STARFM	Bowen ratio	-	-	0.97	0.62
Monthly								
Allen et al. (2003)	USA	Natural vegetation		Lysimeter	17.5	13.8	21.1	0.90
Hemakumara and Chandrapala (2003)	Sri Lanka	Palm trees and rice		Scintillometer	-	0.90	-	-
Lal et al. (2012)	USA	Rice		Surface renewal	-	13.25	-	-
Thoreson et al. (2009)	USA	Several		Water balance	28.8	9.5	37.00	0.98
Yang et al. (2012)	China	Regional scale		Water balance	-	5.6	26.10	-
This study	Brazil	Sugarcane	STARFM	Bowen ratio	-	-	16.66	0.91

* ET₀-PM – Penman-Monteith reference evapotranspiration standardized by FAO bulletin-56

Tabela 1A. Dados climáticos de Petrolina 1980 a 2010: temperatura máxima diária do ar – T_{\max} ($^{\circ}\text{C}$), temperatura mínima diária do ar – T_{\min} ($^{\circ}\text{C}$), temperatura média diária do ar – T_{avg} ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa média diária – UR (%), insolação média – n (h), média mensal de precipitação – Pr (mm), média mensal de evaporação do tanque Classe A– Ev (mm), e média diária de velocidade do vento–ws (ms^{-1}).

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
T_{\max}	33.3	33.0	32.6	32.2	31.4	30.0	29.7	30.7	32.7	34.1	34.2	33.9
T_{\min}	23.3	23.3	23.4	23.0	22.1	20.6	20.0	20.1	21.1	22.5	23.0	23.5
T_{avg}	28.0	27.8	27.5	27.2	26.3	24.9	24.4	25.1	26.7	28.4	28.6	28.4
RH	54.0	57.6	59.9	60.1	58.5	60.2	58.3	53.0	47.4	43.8	47.3	51.4
n	8.0	8.0	7.5	7.8	7.5	7.3	7.8	8.7	9.2	9.2	8.8	8.5
Pr	91.0	90.7	114.1	44.0	12.6	5.5	4.0	1.4	2.7	10.6	52.0	54.0
Ev	280	233.4	217.5	216.8	228.7	228.0	262.9	308.0	345.4	387.8	344.1	314.2
ws	2.9	2.9	2.7	3.0	3.3	3.6	3.7	3.8	3.7	3.4	3.1	3.0

Table 2A. Dados astronômicos e meteorológicos usados para o cálculo do R_n : data, dia de ordem do ano - DOA, hora da passagem do satélite—Tempo (UTC), quadrado do inverso da distância relativa Terra-Sol – dr, cosseno do ângulo zenital—cos Z, pressão atmosférica— P_a (kPa), temperatura do — T_a ($^{\circ}\text{C}$), e umidade relativa do ar—RH (%), no momento da passagem do satélite, medidos na estação meteorológica do SONDA em Petrolina.

Date	DOA	Time	dr	Cos Z	P_a	T_a	RH
May 30, 2013	150	12:50:27	0.97303	0.74739	97.2	28.9	52.1
Sep 3, 2013	246	12:50:26	0.98291	0.84220	97.3	25.6	49.8
Oct 5, 2013	278	12:50:17	1.00009	0.90416	97.0	31.4	33.9
Jan 9, 2014	009	12:49:40	1.03406	0.85716	97.0	28.5	44.5
Jan 25, 2014	025	12:49:31	1.03167	0.85362	97.0	28.0	48.3
Jun 2, 2014	153	12:48:01	0.97220	0.73905	97.0	27.2	53.5
Aug 5, 2014	217	12:48:25	0.97183	0.76613	97.5	27.0	53.5
Sep 22, 2014	265	12:48:30	0.99256	0.88042	97.0	31.9	32.8
Jan 28, 2015	028	12:47:57	0.98481	0.85124	97.1	27.8	48.7
Apr 2, 2015	092	12:47:47	1.00106	0.83952	97.2	29.4	53.2
Aug 24, 2015	236	12:48:11	0.98481	0.81081	97.3	26.6	47.8
Sep 9, 2015	252	12:48:17	0.98558	0.85118	97.3	28.1	48.3
Oct 27, 2015	300	12:48:30	1.01242	0.91370	97.3	28.6	45.6
Nov 12, 2015	316	12:48:30	1.02054	0.90773	97.1	29.6	41.0
Dec 14, 2015	348	12:48:32	1.03196	0.87566	97.1	29.9	42.0
May 22, 2016	142	12:48:16	0.97563	0.75496	97.5	28.5	51.0
Aug 10, 2016	222	12:48:42	0.97340	0.77843	97.6	26.7	49.7
Oct 29, 2016	302	12:49:01	1.01382	0.91391	96.9	30.9	36.9
Jan 17, 2017	017	12:48:49	0.98990	0.86932	97.0	30.0	40.3
Mar 6, 2017	065	12:48:28	1.01581	0.85490	97.1	29.4	45.8
Jun 10, 2017	161	12:48:20	0.97018	0.72856	97.4	27.2	61.1
Oct 16, 2017	289	12:48:58	1.00644	0.91093	97.6	26.6	41.7
Jul 15, 2018	196	12:47:50	0.96785	0.72843	97.5	26.4	45.1
Aug 16, 2018	228	12:48:06	0.97523	0.79050	97.8	24.9	53.2
Sep 17, 2018	260	12:48:18	0.98990	0.86932	97.2	28.9	45.1
Feb 8, 2019	039	12:48:25	1.02770	0.85235	96.8	29.0	50.7
Mar 12, 2019	071	12:48:17	1.01289	0.85343	97.2	28.2	50.8
Apr 13, 2019	103	12:48:08	0.99474	0.82544	97.2	28.8	49.0
Apr 29, 2019	119	12:48:05	0.98609	0.79869	97.1	29.3	51.0
Jun 16, 2019	167	12:48:30	0.96907	0.72392	97.7	25.0	46.6

Tabela 3A. Radiação de onda curta incidente medida [$R_{sw,obs}$ ($W m^{-2}$)] e estimada [$R_{sw,Aln}$, $R_{sw,Z.1}$ e $R_{sw,Z.2}$ ($W m^{-2}$)], e valores de transmitância atmosférica instantânea [τ_{sw} (dimensionless)] na passagem do Landsat, radiação de ondas curtas diária no topo da atmosfera [$R_{sw,toa}$ ($W m^{-2}$)], e em superfície [$R_{sw,24}$ ($W m^{-2}$)], e transmitância atmosférica média diária [$\tau_{sw,24}$ (dimensionless)].

DOA/Year	$R_{sw,obs}$	$R_{sw,Aln}$	$R_{sw,Z.1}$	$R_{sw,Z.2}$	τ_{sw}	$R_{sw,toa}$	$R_{sw,24}$	$\tau_{sw,24}$
150/2013	715	719.2	777.2	705.4	0.723	347.9	249.8	0.718
246/2013	806	846.0	904.8	827.5	0.747	406.4	286.9	0.706
278/2013	884	936.7	982.7	903.3	0.758	439.3	316.3	0.720
009/2014	844	905.7	920.1	842.9	0.747	455.1	328.1	0.721
025/2014	821	896.6	913.0	836.3	0.745	456.2	303.8	0.666
153/2014	704	712.7	771.1	699.0	0.725	345.7	245.1	0.709
217/2014	746	742.8	804.5	731.2	0.729	368.9	249.0	0.675
265/2014	851	901.9	953.9	875.1	0.755	428.6	300.0	0.700
028/2015	860	853.2	910.2	833.6	0.745	458.1	316.1	0.690
092/2015	834	844.1	885.5	810.9	0.735	419.1	283.7	0.677
236/2015	813	810.5	865.6	789.6	0.742	393.5	289.2	0.735
252/2015	842	853.1	909.7	833.1	0.743	414.2	286.6	0.692
300/2015	956	952.1	987.3	908.7	0.753	450.5	332.0	0.737
316/2015	940	955.4	982.7	903.8	0.754	453.1	326.7	0.721
348/2015	937	925.0	941.4	863.8	0.749	454.9	350.3	0.770
142/2016	776	731.2	788.9	716.3	0.726	354.8	242.7	0.684
222/2016	792	761.8	824.2	749.6	0.736	375.0	273.7	0.730
302/2016	930	958.4	991.9	912.6	0.757	451.0	316.4	0.702
017/2017	896	881.7	935.5	857.9	0.750	456.0	330.0	0.724
161/2017	722	693.1	751.2	680.7	0.717	341.3	230.5	0.675
196/2018	732	705.8	768.6	694.9	0.732	348.0	255.8	0.736
039/2019	876	886.3	905.5	829.9	0.740	455.4	295.7	0.649

Tabela 4A. Valores medidos de onda longa atmosférica incidente na estação do SONDA – $R_{lw,obs}$ ($W m^{-2}$), e estimativas usando a lei de Stefan-Boltzmann com ϵ_a estimado a céu claro por dez modelos diferentes (ver Tabela 1 no texto): Swinbank (1963) [1], Idso and Jackson (1969) [2], Brutsaert (1975) [3], Idso (1981) [4], Sugita and Brutsaert (1993) [5], Prata (1996) [6], Bastiaanssen et al. (1998) [7], Duarte et al. (2006) [8], Krug et al. (2010) [9], e Santos et al. (2006) [10]

DOA	$R_{lw,obs}$	[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]
150/2013	372.1	403.2	407.6	399.6	414.0	384.7	397.8	362.4	379.7	401.2	386.2
246/2013	350.0	377.5	380.8	370.2	382.7	362.4	369.7	343.5	352.7	366.7	362.2
278/2013	372.3	423.7	428.6	396.0	403.7	389.6	395.9	369.4	377.6	390.7	388.9
009/2014	355.3	400.0	404.3	387.5	398.5	378.0	386.6	357.1	368.9	384.9	378.1
025/2014	360.3	396.1	400.2	387.9	400.2	376.9	386.7	355.1	369.1	386.6	377.4
153/2014	357.4	389.8	393.6	387.0	401.2	374.4	385.5	354.1	368.0	387.0	375.3
217/2014	359.9	388.3	392.0	385.4	399.5	373.1	383.9	352.5	366.5	385.1	374.0
265/2014	374.9	427.9	432.9	398.3	405.6	392.0	398.2	372.3	379.7	392.8	391.3
028/2015	361.0	394.5	398.5	386.7	399.1	375.8	385.6	354.2	368.0	385.3	376.3
092/2015	379.6	407.3	411.7	405.1	420.3	388.5	402.9	363.2	384.6	407.8	390.4
236/2015	361.7	385.2	388.8	376.0	388.0	367.7	375.4	348.9	358.1	372.8	367.6
252/2015	373.6	396.9	401.0	388.7	401.1	377.5	387.5	355.7	369.8	387.5	378.1
300/2015	373.9	400.8	405.1	389.6	401.0	379.2	388.6	356.7	370.8	387.7	379.6
316/2015	371.5	408.9	413.4	391.9	401.8	382.9	391.2	361.3	373.2	388.8	382.9
348/2015	369.0	411.3	415.9	395.8	405.9	385.5	394.8	363.6	376.7	393.5	385.8
142/2016	374.0	399.9	404.1	395.0	408.6	381.4	393.3	360.1	375.4	395.5	382.6
222/2016	361.1	385.8	389.4	378.7	391.3	369.2	377.8	350.2	360.5	376.4	369.4
302/2016	389.6	419.5	424.3	396.6	405.1	388.6	396.1	367.1	377.9	392.6	388.3
017/2017	378.4	412.1	416.7	394.2	403.8	385.0	393.4	363.8	375.4	391.2	385.1
161/2017	367.4	389.7	393.5	394.2	412.1	377.7	392.1	355.1	374.3	397.3	379.6
196/2018	353.2	384.0	387.6	371.7	383.0	365.3	371.6	349.7	354.3	367.1	364.7
039/2019	392.6	403.7	408.1	398.6	412.2	384.3	396.8	360.4	378.8	399.6	385.7

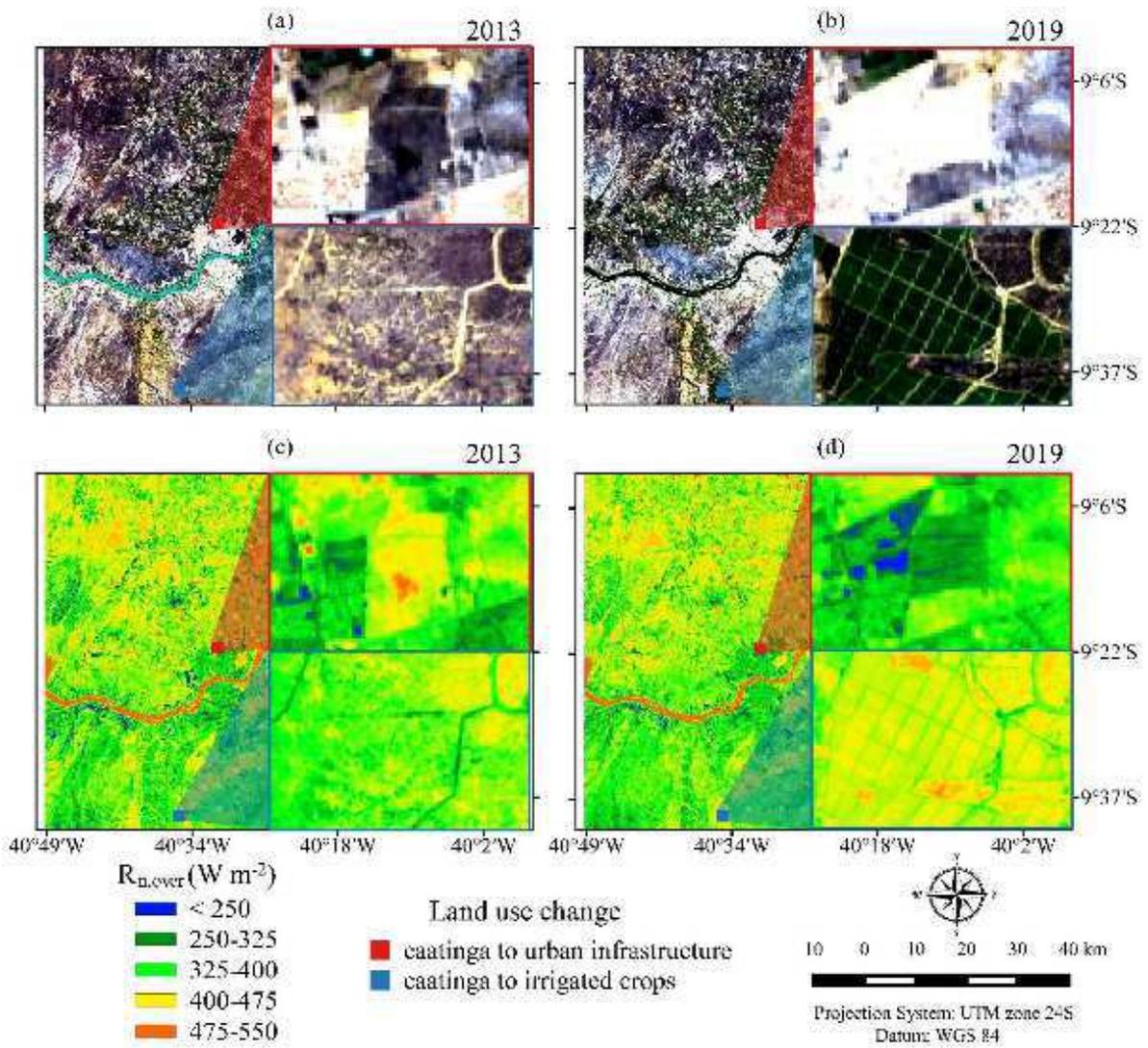


Figura 1A. Impacto no saldo de radiação causado pela mudança de uso da terra durante o período de estudo, para dois subconjuntos da área de estudo.

APÊNDICE DO ARTIGO 2

Appendix A: determination of surface net radiation

In this study, MODIS images were used in conjunction with Landsat to obtain a better representation of the net radiation and evapotranspiration, temporally and spatially (see subsection 2.6 for the fusion procedure). Therefore, MODIS products were used to fusion the variables surface broadband albedo (MCD43A3 product), surface reflectance (MOD/MYD09GQ product), and surface temperature (MOD/MYD11A1 product) with these same variables obtained based on OLI/TIRS Landsat-8 products. After the fusion, we obtained these variables with the resolution of the OLI sensor on the MODIS sensor overpass dates, which means that when a clear Landsat-8 image are not available, a fusion image was used. The Landsat products USGS Landsat 8 Surface Reflectance Tier 1 and the USGS Landsat 8 Collection 1 Tier 1 Raw Scenes were used for the determination of the abovementioned key-variables (subsection 2.2 describe the satellite data). This appendix is intended to obtain the surface net radiation through the use of these and other variables, both for the Landsat images and for the images derived from the fusion of the OLI/TIRS and MODIS images.

To determine the instantaneous and daily surface net radiation, the set of equations validated in the same study area by Ferreira et al. (2020) was used.

Appendix B: SEBAL's interactive procedure to sensible heat flux determination

At the beginning of the iterative process, the atmosphere is assumed to have a neutral steady state condition, so the sensible heat flux— H can be represented by the following expression:

$$H = \rho C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (\text{A18})$$

where ρ is the specific mass of air (kgm^{-3}); C_p is the specific heat of air at constant pressure ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$); dT represents the near-surface temperature difference (K); and r_{ah} is the aerodynamic resistance to heat transport (sm^{-1}) between two near-surface heights. To calculate r_{ah} , it is necessary to obtain the wind friction speed for each pixel— u_* (Allen et al., 2007; Bastiaanssen et al., 2005):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* k} \quad (\text{A19})$$

where Z_2 and Z_1 are the heights 2.0 m and 0.1 m above the surface, and k is the von Karman constant (0.41).

The process for obtaining the friction velocity at each pixel starts from the calculation of this velocity at the level and spatial range of the measurements from a weather station u_* located in the study area:

$$u_* = \frac{k u_z}{\ln\left(\frac{Z}{Z_{0mw}}\right)} \quad (\text{A20})$$

where u_z is the wind speed (ms^{-1}) measured at a meteorological station within the study area, Z represents the measurement height and Z_{0mw} is the roughness coefficient to momentum transport at the measurement point ($Z_{0mw} = 0.12 h$, where h is the vegetation height also at the measurement point)

It is assumed that there is a height (200 m is recommended by Allen et al., 2007) at which the effects of surface roughness are negligible, known as blending height, and therefore the wind speed at this height (u_{200}) can be considered constant in the study area and calculated by the expression:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0mw}}\right)}{k} \quad (\text{A21})$$

Given this assumption, the friction velocity at each pixel can be determined as follows (Bastiaanssen et al., 2005; Allen et al., 2007):

$$u_* = \frac{k u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (\text{A22})$$

where Z_{0m} (m) is determined pixel by pixel based on the SAVI, according to Bastiaanssen (2000):

$$Z_{0m} = \exp(-5.809 + 5.62 SAVI) \quad (A23)$$

To calculate dT (near-surface temperature difference), a linear relationship between T_s and dT must be determined (i.e., $dT = a + b T_s$, which can be realized by assuming that for the hot anchor pixel, $LE = 0$ and for the cold anchor pixel, $H = 0$ (Bastiaanssen et al., 1998). According to the energy balance equation, dT at the hot pixel is determined as follows:

$$dT_{hot} = \frac{(Rn, hot - G, hot) \cdot r_{ah, hot}}{\rho \cdot c_p} = a + b T_{s, hot} \quad (A24)$$

where que Rn, hot , G, hot , $r_{ah, hot}$ e $T_{s, hot}$ are the instantaneous net radiation (Wm^{-2}), the ground heat flux density (Wm^{-2}), the aerodynamic resistance to heat transport (sm^{-1}) and the land surface temperature ($^{\circ}C$), respectively, at the hot pixel. At the cold pixel, dT is determined as follows:

$$dT_{cold} = a + b T_{s, cold} \quad (A25)$$

where $T_{s, cold}$ is the land surface temperature ($^{\circ}C$) at the cold pixel. It is assumed that $dT_{cold} = 0$, so the coefficients a and b can then be obtained by solving the system formed by equations (A24) and (A25).

However, this method proposes to calculate H upon an initial neutral stability condition. Using an iterative procedure, the stability condition is identified from the Monin-Obukhov length— L (Bastiaanssen et al., 1998).

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{k g H} \quad (A26)$$

where g is the modulus of the earth's gravitational acceleration. When $L < 0$, the atmosphere is unstable, and when $L > 0$, the atmosphere is stable. Depending on the behavior of L , corrections for the transport of momentum ($\Psi_{m(200)}$) and heat ($\Psi_{h(2m)}$ e $\Psi_{h(0.1m)}$) must be made. For this, the formulations of Paulson (1970) and Webb (1970) are used.

For $L < 0$:

$$\Psi_{m(200)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200\ m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200\ m)}^2}{2} \right) - 2 \tan^{-1}(x_{(200\ m)}) + 0.5 \pi \quad (\text{A27})$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2\ m)}^2}{2} \right) \quad (\text{A28})$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0.1\ m)}^2}{2} \right) \quad (\text{A29})$$

where

$$x_{(200\ m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \quad (\text{A30})$$

$$x_{(2\ m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \quad (\text{A31})$$

$$x_{(0.1\ m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L} \right)^{0.25} \quad (\text{A32})$$

For atmospheric stability condition ($L > 0$):

$$\psi_{m(200\ m)} = -5 \left(\frac{200}{L} \right) \quad (\text{A33})$$

$$\psi_{h(2\ m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (\text{A34})$$

$$\psi_{h(0.1\ m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L} \right) \quad (\text{A35})$$

Following the iterative procedure, a corrected value for u_* is calculated as follows (Allen et al., 2007; Bastiaanssen et al., 2005):

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \left(\frac{200}{Z_{0m}} \right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (\text{A36})$$

The next step is to compute a corrected value for r_{ah} :

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right) - \Psi_{h(2m)} + \Psi_{h(0.1m)}}{u_* k} \quad (\text{A37})$$

The iterative procedure ends when stability is observed between the values of r_{ah} and dT , as shown in [Fig. 13](#) of the paper.