



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG**  
**CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL -**  
**PPGECA**

**ULISSES ALENCAR BEZERRA**

**MODELAGEM DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO**  
**REMOTO EM FLORESTAS TROPICAIS SAZONALMENTE SECAS:**  
**desafios na representação do fluxo de calor sensível**

CAMPINA GRANDE – PB

2023

ULISSES ALENCAR BEZERRA

**MODELAGEM DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO  
REMOTO EM FLORESTAS TROPICAIS SAZONALMENTE SECAS:  
desafios na representação do fluxo de calor sensível**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil e Ambiental.

**Área de concentração:** Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

**Linha de pesquisa:** Recursos Hídricos.

**Orientadores:** Carlos de Oliveira Galvão

John Elton de Brito Leite Cunha

Rodolfo Luiz Bezerra Nóbrega

CAMPINA GRANDE – PB

2023

B574m Bezerra, Ulisses Alencar.  
Modelagem de evapotranspiração por sensoriamento remoto em florestas tropicais sazonalmente secas: desafios na representação do fluxo de calor sensível / Ulisses Alencar Bezerra. – Campina Grande, 2023.  
114 f.: il. color.

Tese (Doutorado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2023.  
"Orientação: Prof. Dr. Carlos de Oliveira Galvão, Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha, Prof. Dr. Rodolfo Luiz Bezerra Nóbrega".

Referências.

1. Evapotranspiração. 2. Fluxo de calor sensível. 3. Balanço de energia à superfície. 4. Caatinga. 5. Google Earth Engine. I. Galvão, Carlos de Oliveira. II. Cunha, John Elton de Brito Leite. III. Nóbrega, Rodolfo Luiz Bezerra. IV. Título.

CDU 556.13(043)

ULISSES ALENCAR BEZERRA

**MODELAGEM DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO  
EM FLORESTAS TROPICAIS SAZONALMENTE SECAS: desafios na representação  
do fluxo de calor sensível**

Aprovada em 27/03/2023

**BANCA EXAMINADORA**



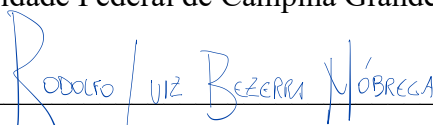
---

Carlos de Oliveira Galvão – Orientador  
(Universidade Federal de Campina Grande – UFCG)



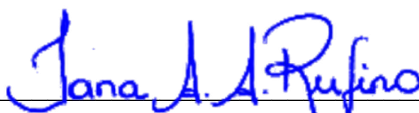
---

John Elton de Brito Leite Cunha – Orientador  
(Universidade Federal de Campina Grande – UFCG)



---

Rodolfo Luiz Bezerra Nóbrega – Orientador  
(University of Bristol, School of Geographical Sciences – UB-SGS)



---

Iana Alexandra Alves Rufino – Examinadora Interna  
(Universidade Federal de Campina Grande – UFCG)

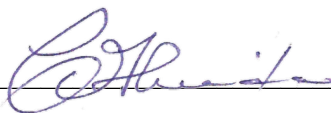
Documento assinado digitalmente



BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Data: 09/05/2023 09:21:15-0300  
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

---

Bernardo Barbosa da Silva – Examinador Externo  
(Universidade Federal de Campina Grande – UFCG)



---

Cristiano das Neves Almeida – Examinador Externo  
(Universidade Federal da Paraíba – UFPB)



---

Fernanda Maria dos Reis Torroaes Valente – Examinadora Externa  
(Universidade de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia – UL-ISA)



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

### REGISTRO DE PRESENÇA E ASSINATURAS

1. **ATA DA DEFESA PARA CONCESSÃO DO GRAU DE DOUTOR EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

2. **ALUNO(A): ULISSES ALENCAR BEZERRA / COMISSÃO EXAMINADORA: DR. CARLOS DE OLIVEIRA GALVÃO - PPGECA/UFCG (PRESIDENTE) - ORIENTADOR, DR. JOHN ELTON DE BRITO LEITE CUNHA – PPGECA/UFCG – COORIENTADOR, DR.ª IANA ALEXANDRA ALVES RUFINO – PPGECA/UFCG – EXAMINADORA INTERNA, DR.ª FERNANDA MARIA DOS REIS TORROAES VALENTE – UNIVERSIDADE DE LISBOA – EXAMINADORA EXTERNA, DR. CRISTIANO DAS NEVES ALMEIDA – UFPB - EXAMINADOR EXTERNO, DR. BERNARDO BARBOSA DA SILVA – UACA/UFCG - EXAMINADOR EXTERNO (PORTARIA 06/2023). / TITULO DA TESE: “MODELAGEM DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO EM FLORESTAS TROPICAIS SAZONALMENTE SECAS: DESAFIOS NA REPRESENTAÇÃO DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL” / ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL / HORA DE INICIO: 14:00 HORAS / FORMA DA SESSÃO: POR VÍDEO CONFERÊNCIA.**

3. **EM SESSÃO REALIZADA POR VÍDEO CONFERÊNCIA, APÓS EXPOSIÇÃO DE CERCA DE 40 MINUTOS, O ALUNO FOI ARGUIDO ORALMENTE PELOS MEMBROS DA COMISSÃO EXAMINADORA, TENDO DEMONSTRADO SUFICIÊNCIA DE CONHECIMENTO E CAPACIDADE DE SISTEMATIZAÇÃO NO TEMA DE SUA TESE, SENDO-LHE ATRIBUÍDO O CONCEITO “EM EXIGÊNCIA”, SENDO QUE A POSSIBILIDADE DE APROVAÇÃO ESTÁ CONDICIONADA À AVALIAÇÃO DA NOVA VERSÃO DO TRABALHO FINAL, SEGUINDO PROCEDIMENTOS PREVISTOS NA RESOLUÇÃO DO PROGRAMA. O PRESIDENTE DA COMISSÃO EXAMINADORA, OUVIDOS OS DEMAIS MEMBROS, DEVERÁ FICAR RESPONSÁVEL POR ATESTAR QUE AS CORREÇÕES SOLICITADAS NA LISTA DE EXIGÊNCIAS FORAM ATENDIDAS NA VERSÃO FINAL DO TRABALHO. A COMISSÃO EXAMINADORA CUMPRINDO OS PRAZOS REGIMENTAIS, ESTABELECE UM PRAZO MÁXIMO DE 30 DIAS PARA QUE SEJAM FEITAS AS ALTERAÇÕES EXIGIDAS. APÓS O DEPÓSITO FINAL DO DOCUMENTO DE TESE, DEVIDAMENTE REVISADO E MEDIANTE ATESTADO DO ORIENTADOR, O CONCEITO "EM EXIGÊNCIA" PASSARÁ IMEDIATAMENTE PARA O DE “APROVADO”. NA FORMA REGULAMENTAR, FOI LAVRADA A PRESENTE ATA, QUE É ASSINADA POR MIM, WELLINGTON LAURENTINO DOS SANTOS, SECRETÁRIO, ALUNO E OS MEMBROS DA COMISSÃO EXAMINADORA PRESENTES.**

4. **CAMPINA GRANDE, 27 DE MARÇO DE 2023**

5.

6.

Assinado por: **Fernanda Maria dos Reis Torroaes**

**Valente**

Num. de Identificação: 06006143

Data: 2023.04.04 18:34:06+01'00'

7.

8.

9. **DR.ª FERNANDA MARIA DOS REIS TORROAES VALENTE – EXAMINADORA EXTERNA**

10.

11.

12.

13.

14.

**DR. CRISTIANO DAS NEVES ALMEIDA – EXAMINADOR EXTERNO**

Documento assinado eletronicamente por **Ulisses Alencar Bezerra, Usuário Externo**, em 31/03/2023, às 08:04, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **CARLOS DE OLIVEIRA GALVAO, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 31/03/2023, às 08:45, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **WELLINGTON LAURENTINO DOS SANTOS, ASSISTENTE EM ADMINISTRACAO**, em 31/03/2023, às 11:22, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **JOHN ELTON DE BRITO LEITE CUNHA, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 31/03/2023, às 17:22, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **IANA ALEXANDRA ALVES RUFINO, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 31/03/2023, às 20:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **BERNARDO BARBOSA DA SILVA, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 03/04/2023, às 15:47, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufcg.edu.br/autenticidade>, informando o código verificador **3265048** e o código CRC **6FEE4BC8**.

*À minha mãe, Valcir, que se tornou  
um anjo, ao meu pai, Cláudio, que  
me ensinou a dar o meu melhor, à  
minha irmã Raíssa, e à minha noiva  
Luísa por todo o amor.*

## AGRADECIMENTOS

A alegria em desenvolver esta tese foi imensurável e vê-la concluída é fantástico. Nessa longa, dura e exaustiva jornada, o apoio e o auxílio de muitas pessoas foram essenciais. A todos agradeço sinceramente e, em especial, agradeço:

A Deus, pelo dom da vida, por sempre estar guiando e iluminando meus caminhos, por me proporcionar saúde e força de vontade para seguir firme na busca por meus objetivos, por ter me dado inteligência e criatividade para desenvolver essa pesquisa. Obrigado Deus, Pai todo-poderoso por tudo que a vida tem me dado.

À minha família, aos meus pais Cláudio e Valcir (*in memoriam*), e à minha irmã Raíssa, pelo amor, confiança, apoio e incentivo durante toda minha vida e por compreender a minha ausência em determinados momentos.

À minha amada noiva, Luísa Muricy, pelo amor, paciência, dedicação, e companheirismo durante todos os dias dessa minha jornada, me inspirando a buscar ser uma pessoa melhor, e a batalhar com mais determinação por nossos objetivos. Agradeço em especial por sua paciência, em todos os dias que estava programando.

Meu profundo e sincero agradecimentos aos meus orientadores, Carlos Galvão, John Cunha e Rodolfo Nóbrega. Carlos, desde minha iniciação científica, mesmo sem lhe conhecer pessoalmente, que já o admirava ao ler seus trabalhos. Foi um privilégio muito grande, ter se tornado seu aluno e seu orientado durante meu doutoramento, sua humildade é fonte de inspiração a todos. John, muito obrigado por ter acreditado no meu potencial, acompanhando-me, sempre solícito, cordial e disposto ao diálogo sempre que necessário. Pela excelente orientação, ensinamentos, paciência, confiança e pelo exemplo de dedicação ao trabalho, agradeço muito sua amizade. Rodolfo, obrigado por toda dedicação e zelo às nossas atividades de pesquisa, és uma das pessoas mais inteligentes que conheci, e de uma argumentação científica sem igual.

Aos professores da banca: Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Dr. Cristiano Almeida, Dra. Iana Rufino, e Dra. Fernanda Valente, agradeço por todas as valiosas colaborações e sugestões para este trabalho. Admiro muito vocês!

Aos pesquisadores Aldrin Perez, Anne Verhoef e Magna Moura por todo o apoio e auxílio na construção do nosso artigo do STEEP. Muito obrigado!



A todos os professores e ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental.

A todos os professores, pesquisadores e cientistas que tanto contribuem para o avanço científico.

Aos meus “irmãos de ciência” João Maria de Andrade, Benito Vieira (*in memoriam*) e Antônio Celso Leite, por vossas colaborações e disponibilidade em todos os momentos que precisei. Obrigado pela parceria!

À Joana Muricy, por todo o apoio e incentivo na execução desse trabalho, muito obrigado minha amiga!

À Rejane, pela solicitude e gentileza com que sempre trata a todos no Laboratório de Hidráulica II da UFCG. E a todos que fazem parte da equipe do Laboratório de Hidráulica II.

Aos meus colegas de turma do doutorado 2019.1, em especial à Daniela Lima e Carol Carvalho. E aos companheiros do grupo de pesquisa: Sabrina Holanda e Yago Alves.

A todos os programadores e fóruns por nos dar as ferramentas e soluções para expandirmos nossas habilidades na área da tecnologia e usar esses conhecimentos para desenvolver soluções inovadoras e úteis.

A *Google* por nos proporcionar o *Google Earth Engine* uma plataforma para visualizar e estudar a Terra de maneiras únicas, valiosas e inovadoras.

À Alice, Dark e Loki, que transformaram momentos tristes em alegres.

À CAPES pela concessão da bolsa de estudo, sem a qual, se tornaria impossível a dedicação exclusiva aos estudos.

A todos, que de maneira direta ou indireta contribuíram para a realização deste sonho.

Muito obrigado a todos!

*“Qualidade é sinônimo de repensamento,  
retrabalho e aprimoramento.”*

Pense de novo, Adam Grant

*“Fauna e flora, de toda região  
Tudo isso está sendo pesquisado  
O bioma, riquíssimo, da Caatinga  
Pelo mundo será apreciado  
E neste fértil caminho em construção  
O Semiárido será valorizado.”*

Outra visão outro sertão, Oliveira de Panelas e José de Souza Silva

## RESUMO

A melhoria das estimativas de evapotranspiração (ET) usando produtos de sensoriamento remoto multiespectrais e térmicos tem sido um grande avanço na pesquisa hidrológica. Em aplicações de larga escala, os métodos que usam a abordagem de modelos de balanço de energia à superfície (SEB) baseados em sensoriamento remoto geralmente dependem de simplificações excessivas. O uso desses modelos para Florestas Tropicais Sazonalmente Secas (FTSS) tem sido desafiador devido a incompatibilidades entre as premissas subjacentes a esses modelos e as especificidades desse ambiente, como fases fenológicas altamente contrastantes ou ET sendo controlado principalmente pela disponibilidade de água no solo. Nesta pesquisa foi desenvolvido um modelo de ET de sensoriamento remoto baseado em equação de transferência em massa de uma fonte, chamado *Seasonal Tropical Ecosystem Energy Partitioning* (STEEP). O modelo utiliza o *Plant Area Index* para representar a estrutura lenhosa das plantas no cálculo do comprimento de rugosidade do momentum. Na resistência aerodinâmica para transferência de calor foi incluído o parâmetro  $kB^{-1}$ , corrigindo-o com a umidade do solo por sensoriamento remoto. Além disso, o fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ), causado pela disponibilidade de água remanescente nos *pixels* dos membros finais, foi quantificado usando a equação de Priestley-Taylor. O algoritmo STEEP foi implementado na plataforma *Google Earth Engine*, usando dados disponíveis gratuitos. Para avaliar o STEEP, foram utilizados dados de sistema de covariância de vórtices turbulentos, em quatro locais situados na Caatinga, a maior FTSS da América do Sul, no semiárido brasileiro. Os resultados mostram que o modelo STEEP aumentou a precisão das estimativas de ET sem a necessidade de qualquer informação climatológica adicional. Essa melhora foi mais pronunciada durante a estação seca, onde, em geral, a ET para as FTSS é superestimada pelos modelos SEB tradicionais, como aconteceu no presente estudo com o *Surface Energy Balance Algorithms for Land* (SEBAL). O modelo STEEP teve comportamento e estatísticas de desempenho semelhantes ou superiores em relação aos produtos ET globais (MOD16 e PMLv2). Por fim, foi desenvolvido o aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* que obtém séries temporais de ET de forma rápida e precisa na Caatinga. Este trabalho contribui para uma melhor compreensão dos drivers e moduladores dos balanços de energia e água em escalas locais e regionais em FTSS.

Palavras-chave: Evapotranspiração. Fluxo de calor sensível. Balanço de energia à superfície. Caatinga. Google Earth Engine.

## ABSTRACT

Improvement of evapotranspiration (ET) estimates using multispectral and thermal remote sensing (RS) products has been a breakthrough in hydrological research. In large-scale applications, methods that use the approach of RS-based surface energy balance (SEB) models often rely on oversimplifications. The use of these models for Seasonally Dry Tropical Forests (SDTF) has been challenging due to incompatibilities between the assumptions underlying those models and the specificities of this environment, such as the highly contrasting phenological phases or ET being mainly controlled by soil–water availability. We developed a RS-based SEB model from a one-source bulk transfer equation, called Seasonal Tropical Ecosystem Energy Partitioning (STEEP). Our model uses the Plant Area Index to represent the woody structure of the plants in calculating the moment roughness length. In the aerodynamic resistance for heat transfer, the parameter  $kB^{-1}$  was included, correcting it with RS soil moisture. Besides, the latent heat flux ( $\lambda ET$ ) caused by remaining water availability in endmembers pixels was quantified using the Priestley-Taylor equation. We implemented the algorithm on Google Earth Engine, using freely available data. To evaluate our model, we used eddy covariance data from four sites in the Caatinga, the largest SDTF in South America, in the Brazilian semiarid region. Our results show that STEEP increased the accuracy of ET estimates without requiring any additional climatological information. This improvement is more pronounced during the dry season, which, in general, ET for these SDTF is overestimated by traditional SEB models, as happened with the Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL). The STEEP model had similar or superior behaviour and performance statistics relative to global ET products (MOD16 and PMLv2). Finally, *ET Caatinga - Time Series Inspector* application was developed to quickly and accurately obtain the time series of ET in the Caatinga. This work contributes to an improved understanding of the drivers and modulators of the energy and water balances at local and regional scales in SDTF.

Keywords: Evapotranspiration. Sensible heat flux. Surface energy balance. Caatinga. Google Earth Engine.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Relação da altura de deslocamento do plano zero ( $d_0$ ), com os comprimentos de rugosidade para transferência de calor ( $z_{0h}$ ) e momentum ( $z_{0m}$ ). .....	30
Figura 2. Relação linear entre temperatura radiométrica de superfície e diferença de temperatura nos <i>pixels</i> de membros finais.....	33
Figura 3. Mapa esquemático global da distribuição espacial das FTSS. Fonte: PENNINGTON et al. (2018).....	37
Figura 4. Fisionomias da Caatinga: A) Arbórea, B) Subarbórea, C) Arbustivo, D) Subarbustivo. Fonte: Andrade et al. (2021a).....	40
Figura 5. Localização dos pontos de observação das torres de fluxo na Caatinga. a) Panorama geográfico da Caatinga (MORO et al., 2015), b) Classificação climática de Köppen segundo Alvares et al. (2013) e c) Disponibilidade de dados nos locais de observação após procedimentos para garantir sua qualidade. ....	42
Figura 6. Resultados das estatísticas de desempenho do ET diário nas estações chuvosa e seca para os sites avaliados.....	54
Figura 7. Evapotranspiração diária observada e modelada (ET, mm/dia) para os diferentes locais experimentais: a) e b) PTN 2011, c) e d) SNN 2014, e) e f) SET 2015, g) e h) CGR 2014, i) e j) CGR 2020. As linhas pretas representam a ET observada; as cruzes vermelhas e os pontos são estimativas do STEEP e SEBAL, respectivamente; as barras azuis representam a precipitação diária CHIRPS; a região cinza representa a radiação líquida diária ERA5-Land. ....	58
Figura 8. Fluxo de calor sensível instantâneo observado e modelado ( $H$ , às 11h, $W m^{-2}$ ) para os diferentes locais experimentais: a), b) e c) PTN 2011, d), e) e f) SNN 2014, g), h) e i) SET 2015, j), k) e l) CGR 2014, m), n) e o) CGR 2020. A linha azul representa os valores observados; as cruzes vermelhas e os pontos cinzas correspondem às estimativas STEEP e SEBAL, respectivamente. A linha preta é a linha 1:1.....	61
Figura 9. Resultados das estatísticas de desempenho do fluxo instantâneo de calor sensível ( $H$ , às 11h00, $W/m^2$ ) nas estações chuvosa e seca, para os locais avaliados.....	61
Figura 10. Avaliação do observado e modelado: a) evapotranspiração diária (ET, mm/dia) e b) fluxo de calor sensível instantâneo ( $H$ , às 11h00, $W m^{-2}$ ) para todos os locais experimentais. STEEP (cruzes vermelhas) e SEBAL (pontos pretos). A linha preta é a linha 1:1; a linha tracejada ciano (preta) é a regressão linear ajustada entre os valores do modelo observado e STEEP (SEBAL). .....	61

Figura 11. Alteração do coeficiente de correlação de concordância ( $\rho_c$ ) pela exclusão/modificação de um ou dois parâmetros/variáveis implementados no modelo STEEP, nas estações chuvosa e seca: fator de escala correção da umidade do solo (SF), o parâmetro $kB^{-1}$ , a resistência aerodinâmica para transferência de calor (rah), substituição de PAI por LAI (determinada por dois métodos diferentes), comprimento de rugosidade para transferência de momentum ( $z0m$ ) e fluxo de calor latente remanescente nos <i>pixels</i> de membros finais ( $r\lambda ET$ ). .....	62
Figura 12. Desenvolvimento temporal de ET de STEEP, MOD16 e PMLv2 para os diferentes locais de observação e estatísticas de desempenho. a), b) e c) PTN 2011; d), e) e f) SNN 2014; g) h) e i) SET 2015; j), k) e l) CGR 2014; m), n) e o) CGR 2020. As linhas pretas correspondem ao ET observado enquanto os pontos de dados referem-se às estimativas pelos produtos do modelo STEEP (cruzes vermelhas), MOD16 (losangos azuis) e PMLv2 (quadrados verdes).65	65
Figura 13. Avaliação da evapotranspiração (ET, mm/8 dias) observada e modelada com STEEP (cruzes vermelhas), MOD16 (losangos azuis) e PMLv2 (quadrados verdes) para todos os locais experimentais. A linha preta é a linha 1:1; as linhas tracejadas são as regressões lineares ajustadas dos valores observados <i>versus</i> modelados pelos produtos do modelo STEEP (vermelho), MOD16 (azul) e PMLv2 (verde). N = 138 é o número total de períodos de oito dias com pelo menos um dia de dados EC medidos em pelo menos um dos locais experimentais da Caatinga onde todos os resultados dos modelos de ET (STEEP, MOD16 e PMLv2) estavam disponíveis.....	66
Figura 14. Ilustração do aplicativo <i>ET Caatinga – Time Series Inspector</i> .....	67
Figura 15. Séries temporais (2004-2021) de evapotranspiração real pelo modelo STEEP e precipitação diária CHIRPS para os diferentes locais experimentais (esquerda), e mapas da média histórica da evapotranspiração real acumulada anual (direita): a) PTN, b) SNN, c) SET e d) CGR.....	68
Figura B1. Localização das torres EC e limites de <i>pixel</i> MOD16 e PMLv2. Composição cor verdadeira (bandas 4, 3 e 2) do Harmonized Sentinel-2 MSI adquirido através do <i>Google Earth Engine</i> . Datas das cenas PTN (12/06/2021); SNN e SET (25/05/2021) e CGR (29/07/2021). .....	102
Figura B2. Séries temporais de PAI e umidade do solo para os diferentes locais de observação. .....	103
Figura B3. Avaliação da evapotranspiração (ET, mm/8 dias) observada e modelada com STEEP (cruzes vermelhas), MOD16 (losangos azuis) e PMLv2 (quadrados verdes) para todos os locais experimentais considerando apenas onde os dados observados em campo tiveram oito dias	

consecutivos. A linha preta é a linha 1:1; as linhas tracejadas são as regressões lineares ajustadas dos valores observados nos modelos modelados pelos produtos do modelo STEEP (vermelho), MOD16 (azul) e PMLv2 (verde).....	104
Figura B4. Comparação entre o conjunto de dados de reanálise ERA5-Land e medições meteorológicas observacionais locais das torres de fluxo no momento mais próximo da passagem do satélite. Os sensores micrometeorológicos instalados nas torres de fluxo estão a até 16 m de distância da superfície terrestre, e as variáveis ERA 5-Land têm diferentes elevações de referência (por exemplo, 2 m para a temperatura do ar e 10 m para a velocidade do vento). .....	105

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Locais de observação de torres de fluxo equipadas com EC na área de estudo. ....	43
Tabela 2. Referências dos métodos utilizados nos modelos STEEP e SEBAL para obtenção do fluxo de calor sensível. ....	45
Tabela 3. Conjuntos de dados disponíveis na plataforma GEE utilizados na pesquisa.....	46
Tabela 4. Metodologia utilizada para a seleção dos candidatos a membros finais. ....	49
Tabela 5. Métricas de desempenho. ....	51
Tabela A1. Estatísticas de desempenho dos valores observados com STEEP em cada refinamento proposto (z0m, rah e umidade superficial residual nos <i>pixels</i> das extremidades) e suas combinações entre si. A comparação é feita utilizando a base geral dos modelos SEB por SR; o SEBAL foi utilizado como referência. ....	98



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\lambda$	Calor latente de vaporização
$z_0h$	Comprimento de rugosidade de calor
$z_0m$	Comprimento de rugosidade de momentum
$d_0$	Deslocamento do plano zero
EC	<i>Eddy Covariance</i>
ET	Evapotranspiração
FTSS	Florestas tropicais sazonalmente secas
G	Fluxo de calor do solo
$\lambda ET$	Fluxo de calor latente
H	Fluxo de calor sensível
$dT$	Gradiente de temperatura
LAI	<i>Leaf area index</i>
NDVI	<i>Normalized difference vegetation index</i>
$kB^{-1}$	Parâmetro adimensional para excesso de resistência
PAI	<i>Plant area index</i>
rah	Resistência aerodinâmica para transferência de calor
Rn	Saldo de radiação
STEEP	<i>Seasonal tropical ecosystem energy partitioning</i>
SR	Sensoriamento remoto
SEB	<i>Surface energy balance</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
$T_o$	Temperatura aerodinâmica da superfície
$T_a$	Temperatura do ar acima do dossel
$T_s$	Temperatura radiométrica de superfície

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	19
2	OBJETIVOS.....	23
2.1	Objetivo Geral .....	23
2.2	Objetivos Específicos .....	23
3	REFERENCIAL TEÓRICO .....	24
3.1	Obtenção da evapotranspiração .....	24
3.1.1	Modelagem da evapotranspiração com dados de sensoriamento remoto.....	27
3.1.2	Modelos de ET de uma fonte baseados no balanço de energia à superfície.....	28
3.1.3	Importância de <i>pixels</i> de membros finais em modelos SEB .....	33
3.1.4	Métodos automáticos para seleção de <i>pixels</i> de membros finais.....	34
3.2	Aspectos gerais das Florestas Tropicais Sazonalmente Secas e da Caatinga.....	36
3.2.1	Florestas Tropicais Sazonalmente Secas .....	36
3.2.2	Caatinga .....	38
4	MATERIAIS E MÉTODOS .....	41
4.1	Área de estudo e respectivos dados .....	41
4.2	O modelo Seasonal Tropical Ecosystem Energy Partitioning (STEEP) .....	44
4.3	Implementação e processamento do STEEP .....	46
4.4	Análise do desempenho dos algoritmos .....	49
4.5	Aplicativo de estimativa de séries temporais de evapotranspiração para o bioma Caatinga.....	52
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	54
5.1	Comparação dos resultados dos modelos STEEP e SEBAL com os valores observados .....	54
5.2	Comparação das estimativas do modelo STEEP com produtos globais de evapotranspiração .....	62
5.3	Séries temporais de evapotranspiração pelo aplicativo <i>ET Caatinga – Time Series Inspector</i> .....	67
5.4	Fontes de erro associadas ao STEEP .....	69
6	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....	71

6.1	Conclusões.....	71
6.2	Recomendações para trabalhos futuros .....	72
	REFERÊNCIAS .....	73
	APÊNDICES .....	97
	APÊNDICE A – TABELAS .....	98
	APÊNDICE B – FIGURAS .....	102
	APÊNDICE C – EQUAÇÕES .....	106

## 1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) é um processo chave nos ciclos de água, carbono e energia. A importância da estimativa precisa da ET regional e global é reconhecida mundialmente nas áreas de hidrologia, gestão de recursos hídricos, meteorologia e mudanças climáticas (TANG; LI, 2015). No entanto, quantificar a ET é uma das tarefas mais desafiadoras no fechamento de balanços hidrológicos e de energia, pois sofre influência de um grande número de fatores ambientais e climáticos complexos (BHATTARAI et al., 2017; WANG et al., 2016). A ET pode ser medida utilizando técnicas convencionais, tais como a Razão de Bowen, o sistema *Eddy Covariance*, e lisimetria, mas medições *in situ* são limitadas em gerar estimativas em maior escala, tanto em termos de custo como de precisão (ALLEN et al., 2011; ANAPALLI et al., 2016; MCSHANE et al., 2017). Nas últimas duas décadas, modelos com base em Sensoriamento Remoto (SR) têm sido uma alternativa para estimar a ET para múltiplas escalas temporais e espaciais (ANDERSON et al., 2011; CHEN; LIU, 2020).

Modelos de balanço de energia à superfície (*Surface Energy Balance* - SEB) baseados em SR estimam a ET em termos de fluxo de energia, ou seja, o fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ), onde  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água (SHUTTLEWORTH, 2012; BARRAZA et al., 2017; TREBS et al., 2021). Os modelos SEB obtêm o  $\lambda ET$  subtraindo os fluxos de calor do solo (G) e calor sensível (H) do saldo de radiação ( $R_n$ ). O  $R_n$  vem sendo estimado e aperfeiçoado com precisão aceitável com dados de SR (ALLEN et al., 2011; FERREIRA et al., 2020). A fração G: $R_n$  é razoavelmente previsível, utilizando uma relação empírica com características de solo, vegetação e temperatura de superfície (BASTIAANSEN, 1995; ALLEN et al., 2011; DANELICHEN et al., 2014). Os desafios em estimar o  $\lambda ET$  como o resíduo do balanço de energia estão principalmente associados às incertezas em H (GOKMEN et al., 2012; PAUL et al., 2014; MOHAN et al., 2020a, b; COSTA-FILHO et al., 2021). O cálculo de transferência de calor que é utilizado para o cômputo do H envolve variáveis relacionadas ao gradiente de temperatura (dT) e à resistência aerodinâmica para transferência de calor (rah), que são cruciais e, se mal estimadas, diminuem o desempenho dos modelos SEB (VERHOEF et al., 1997a, b; SU et al., 2001; GOKMEN et al., 2012; COSTA-FILHO et al., 2021; LIU et al., 2021).

A diferença entre a temperatura aerodinâmica da superfície e a temperatura do ar (dT) é a força motriz para o H. No entanto, a falta de técnicas que permitam medir a temperatura aerodinâmica da superfície exigiu estratégias para utilizar a temperatura radiométrica de superfície ( $T_s$ ) como alternativa. Bastiaansen et al. (1998), ao desenvolver o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), propuseram que dT pode ser estimado com uma

regressão linear de  $T_s$ . Para isso é necessário a identificação de áreas com condições extremas contrastantes em termos de cobertura e umidade, por exemplo, superfície de solo seco e bem irrigado, comumente conhecido como membros finais quentes e frios, respectivamente. Bastiaanssen et al. (1998) propuseram a seleção de membros finais assumindo que  $H$  e  $dT$  no membro final frio/úmido e  $\lambda ET$  no membro final quente/seco são irrelevantes. No entanto, essas suposições não são necessariamente válidas (SINGH; IRMAK, 2011; SINGH et al., 2012). O membro final frio/úmido refere-se a uma área com uma superfície de cultura bem irrigada com terreno totalmente coberto por vegetação, pelo que se pode assumir que uma quantidade não negligenciável de calor sensível ainda pode ser gerada por tal superfície. Da mesma forma, para o membro final quente/seco, uma área dominada por solo descoberto, pode haver um  $\lambda ET$  remanescente resultante de eventos de chuva antecedentes. Estudos que quantificaram  $H$  e  $\lambda ET$  em membros quentes/secos e frios/úmidos (TREZZA, 2006; ALLEN et al., 2007; SINGH; IRMAK, 2011); mostraram que essa quantificação produz uma melhor aproximação da  $ET$ .

A partir da teoria da similaridade Monin-Obukohv,  $rah$  é definida em função dos comprimentos de rugosidade de momentum ( $z_0m$ ) e de calor ( $z_0h$ ). Teoricamente, a soma entre a altura de deslocamento do plano zero ( $d_0$ ) com  $z_0h$  define o nível da fonte efetiva de calor sensível (THOM, 1972; CHEHBOUNI et al., 1996; GOKMEN et al., 2012) e, portanto,  $z_0h$  constitui um dos parâmetros mais cruciais para o cálculo preciso do  $H$  (VERHOEF et al., 1997a; SU et al., 2001). Porém, como  $z_0h$  não pode ser medido diretamente, é comumente descrito como o parâmetro adimensional  $kB^{-1}$  formulado para expressar o excesso de resistência da transferência de calor em comparação com a transferência de momentum (OWEN; THOMSON, 1963). Nos modelos SEB baseados em SR, simplificações excessivas estão presentes no cálculo da  $rah$ , como valor único e constante para  $z_0h$  (BASTIAANSEN et al., 2005; ALLEN et al., 2007) ou  $kB^{-1}$  (BASTIAANSEN et al., 1998). Esses valores não devem ser considerados constantes ou desconsiderados, pois podem levar a imprecisões nas estimativas de  $H$  e, conseqüentemente,  $\lambda ET$  (LIU et al., 2007; PAUL et al., 2014; LIU et al., 2021). Estudos mostraram que  $kB^{-1}$  normalmente varia de 1 a 12, dependendo da cobertura de superfície dominante (KUSTAS et al., 1989; TROUFLEAU et al., 1997; VERHOEF et al., 1997b; LHOMME et al., 2000; SU et al., 2001). Estudos confirmam que, se valores apropriados de  $kB^{-1}$  forem usados,  $H$  pode ser estimado com precisão usando a temperatura de superfície por meio do método de transferência em massa (STEWART et al., 1994; SU et al., 2001; JIA et al., 2003; PAUL et al., 2013).

Outro problema com modelos SEB baseados em SR é quando aplicados a ambientes não agrícolas, como florestas, desertos e sistemas ripários, pois a natureza heterogênea da

vegetação, terreno, solos e disponibilidade de água tornam a energia à superfície e os processos aerodinâmicos altamente variáveis e mal definidos (ALLEN et al., 2011; GOKMEN et al., 2012; BARRAZA et al., 2017; CHEN; LIU, 2020; COSTA-FILHO et al., 2021). Isso é especialmente verdadeiro em regiões de Florestas Tropicais Sazonalmente Secas (FTSS), onde há uma grande variação espaço-temporal na densidade, forma e ramificação da vegetação, e disponibilidade de água. As FTSS são um importante bioma tropical e uma das ecorregiões mais ameaçadas do mundo (MORO et al., 2015; PENNINGTON et al., 2018). As FTSS são amplamente definidas como formações florestais em regiões tropicais caracterizadas por marcada sazonalidade na distribuição de chuvas, resultando em uma estação seca prolongada que se estende por cinco a seis meses (PENNINGTON et al., 2009; PALOSCHI et al., 2020).

As áreas contíguas mais extensas de FTSS estão nos neotrópicos, compreendendo mais de 60% dos remanescentes globais dessa vegetação (MILES et al., 2006; QUEIROZ et al., 2017). A Caatinga, localizada no semiárido brasileiro, é a maior FTSS contínua das Américas. As fisionomias apresentadas por FTSS são heterogêneas, com vegetação variando de florestas altas com copas fechadas a cerrados ricos em suculentas e plantas espinhosas (MORO et al., 2015; PALOSCHI et al., 2020). Os padrões de folhagem da vegetação da FTSS são adaptados ao clima intenso e sazonalidade hídrica, altamente dependentes da variabilidade interanual do clima (ALBERTON et al., 2017; MEDEIROS et al., 2022). A maioria das folhas cai durante a estação seca, e os primeiros pulsos de chuva desencadeiam um rápido influxo de folhas na estação chuvosa (ALBERTON et al., 2017; PALOSCHI et al., 2020; MEDEIROS et al., 2022). As FTSS são ecossistemas importantes que estão sendo rapidamente degradados (12% entre 1980 e 2000), destacando uma prioridade urgente para sua conservação (MORO et al., 2015; MAIA et al., 2020). Os riscos enfrentados pelas FTSS decorrem principalmente de efeitos de distúrbios antropogênicos, que vão desde a perda de habitat local até a mudança climática global, levando à perda de biodiversidade e reduções na biomassa e na produtividade primária (ALLEN et al., 2017, MAIA et al., 2020). Portanto, há necessidade de estudos sobre FTSS, pois esse conhecimento será fundamental para planejar estratégias de conservação e manejo diante das mudanças esperadas para as próximas décadas.

As aplicações dos modelos SEB para as FTSS têm sido desafiadoras devido à incompatibilidade entre as premissas existentes dos modelos e as especificidades dessas florestas. A sazonalidade da precipitação é o principal regulador fenológico da vegetação da FTSS (MORO et al., 2016; CAMPOS et al., 2019; PALOSCHI et al., 2020) e, assim, os padrões de cobertura do solo mostram respostas espectrais distintas ao longo do tempo (intra e interanual; CUNHA et al., 2020a; ANDRADE et al., 2021a). Neste sentido, variáveis biofísicas

como o índice de vegetação por diferença normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI) e o albedo da superfície, que normalmente são usados para selecionar os membros finais, apresentam alta variabilidade espaço-temporal, o que dificulta a aplicação de modelos SEB nesses ambientes (SILVA et al., 2019a). Variáveis e parâmetros de rugosidade adequados como  $z_0m$ ,  $d_0$  e  $kB^{-1}$  são importantes para a correta quantificação do balanço de energia em FTSS. No entanto, essas variáveis e parâmetros são mais difíceis de se obter nas FTSS do que em florestas perenes pois, além da altura da vegetação, outras características como densidade de plantas, efeitos de ramificação, estrutura de plantas acima do solo, sazonalidade da fenologia, expresso por exemplo pelo *Leaf Area Index* (LAI) (ALBERTON et al., 2017; MIRANDA et al., 2020; PALOSCHI et al., 2020) têm um efeito considerável sobre a transferência turbulenta nessas florestas. Outra questão fundamental é como verificar os resultados dos métodos SEB devido à escassez de observações terrestres e à distribuição espaço-temporal desigual dos dados de monitoramento (MELO et al., 2021). Modelos SEB podem não representar satisfatoriamente a ET em regiões com vegetação esparsa e alta sazonalidade climática, como FTSS (SENKONDO et al., 2019; MELO et al., 2021). A principal razão é que esses modelos têm sido, em geral, avaliados e/ou parametrizados em outros ecossistemas e climas localizados na América do Norte, Europa, Austrália e Leste Asiático e em regiões agrícolas que possuem características bastante distintas das FTSS (MELO et al., 2021). Portanto, uma melhor quantificação da ET em regiões com alta sazonalidade climática, ajudará a elaborar melhores políticas de gestão hídrica, capazes de lidar com os efeitos da variabilidade climática, uso/cobertura da terra e mudanças climáticas (LIMA et al., 2021).

Diante do exposto, é plausível a hipótese que um modelo SEB por SR que melhore ou leve em consideração estimativas de  $z_0m$ ,  $d_0$ ,  $kB^{-1}$  e  $rah$  para as FTSS irá aprimorar as estimativas de H e ET dessas florestas. Neste sentido, um novo modelo SEB, o *Seasonal Tropical Ecosystem Energy Partitioning* (STEEP), baseado em equação de transferência em massa de uma fonte é proposto neste trabalho. O STEEP visa melhorar H e ET para FTSS, incorporando a estrutura lenhosa das plantas por meio do *Plant Area Index* (PAI), e a umidade do solo por SR para ajudar a representar a sazonalidade das variáveis aerodinâmicas e de superfície que impulsionam os fluxos de energia. Além disso, para obter o  $dT$  no STEEP, foi utilizado o conceito da regressão linear em  $T_s$ , assim nos membros finais (quentes/secos e frias/úmidos), H foi computado pelo balanço de energia à superfície, e o  $\lambda ET$  remanescente pela equação de Priestley-Taylor. O STEEP foi projetado para aproveitar o extenso banco de dados gratuito disponível no ambiente de computação em nuvem do *Google Earth Engine* (GEE).

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 OBJETIVO GERAL**

Aprimorar a modelagem de evapotranspiração por sensoriamento remoto para Florestas Tropicais Sazonalmente Secas.

### **2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

a) Desenvolver um novo modelo SEB para representação do fluxo de calor sensível com base nas características das FTSS;

b) Construir um aplicativo para estimativa de séries temporais de evapotranspiração para o bioma Caatinga.



### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

Nesta seção serão abordados os temas conceituais e teóricos que servem de alicerce para o desenvolvimento desta pesquisa.

#### 3.1 OBTENÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O termo evapotranspiração na literatura pode ser encontrado como o coletivo para todos os processos que provocam mudanças no estado físico da água, a partir da fase líquida para a fase de vapor atmosférico (CUNHA et al., 2011; HATFIELD e PRUEGER, 2011; ALLEN et al., 2021). Nesse termo coletivo estão contemplados a evaporação, que envolve a transferência de água para atmosfera de distintas origens tais como: áreas da superfície do solo e de corpos hídricos, ou ainda a água acumulada que evapora diretamente na superfície da planta (interceptação), e a transpiração, se essa origem é através dos estômatos da vegetação (CUNHA et al., 2011; NOVAK, 2012; ALLEN et al., 2021). Como não é fácil distinguir entre transpiração e evaporação, especialmente durante a medição, os dois processos são frequentemente considerados em conjunto, ou seja, evapotranspiração (ALLEN et al., 2021).

Vale mencionar que o termo evapotranspiração pode não ser o mais adequado, por exemplo, Miralles et al. (2020), discorrem que a evaporação é o fenômeno pelo qual uma substância é convertida de sua fase líquida para sua fase de vapor, independentemente de onde ela se encontra na natureza. Os autores ainda defendem que até mesmo a transpiração – mudança do estado da água de líquido para vapor ocorrendo nas cavidades estomáticas e no mesófilo das folhas – é um processo de evaporação. Neste sentido, Miralles et al. (2020) argumentam que a evaporação total da terra abrange os fluxos, componentes ou fontes principais: (a) transpiração (evaporação da água de dentro das folhas), (b) evaporação de solos descobertos, (c) perda por interceptação (evaporação de precipitação interceptada), e (d) a evaporação de corpos d'água (como rios, reservatórios ou pequenos lagos) quando estes estiverem presentes. No entanto, os autores reconhecem que desde os anos 2000, a terminologia “evapotranspiração” tornou-se mais frequente na literatura científica do que “evaporação” quando se refere ao fluxo de calor latente, especialmente nas aplicações de modelos SEB de SR. Reconhecida essa divergência quanto à terminologia a ser utilizada, nesta pesquisa optou-se por utilizar o termo evapotranspiração, para representar as quantidades de água transferidas da superfície terrestre para atmosfera, decorrentes da evaporação de superfícies de solos, corpos hídricos, e plantas, e da transpiração vegetal.

Diversas abordagens têm sido desenvolvidas para se obter a evapotranspiração. As melhorias nas medições e nas estimativas de ET seguiram acompanhando os avanços tecnológicos e científicos. Tanto as técnicas de medição direta quanto as técnicas de modelagem têm sido amplamente utilizadas para obter informações sobre a ET (ALLEN et al., 2011). Os progressos das técnicas para sua obtenção vão desde o tanque de evaporação até os modelos de balanço de energia à superfície utilizando dados de SR (ABTEW e MELESSE, 2013). A seguir, são apresentados e descritos brevemente alguns dos métodos mais comuns utilizados para obtenção da ET, incluindo tanto as técnicas de medição direta quanto através técnicas de modelagem.

*Tanque Classe A:* O tanque Classe A é possivelmente o método mais comum e mais antigo utilizado de medição de evaporação, devido sua facilidade no uso e baixo custo. O tanque Classe A nada mais é que um tanque cheio de água que fica exposto ao ambiente. Diariamente são feitas as medições de seu nível, e descontados os níveis de precipitação medidos na mesma estação meteorológica para o mesmo intervalo de tempo de medição (ABTEW e MELESSE, 2013).

*Lisímetros:* Os lisímetros são instrumentos de medição da evapotranspiração, sensíveis a fatores ambientais, e estando bem calibrados podem fornecer boas medições de ET. A ET é oriunda do balanço hídrico entre as variáveis medidas como precipitação, irrigação e drenagem. Eles medem a massa da variação de água em volume de solo, que por sua vez, geralmente contém um tipo de vegetação, na qual é a ET que se busca avaliar (CUNHA et al., 2011; ABTEW e MELESSE, 2013).

*Balanço hídrico em bacias hidrográficas:* A ET pode ser obtida como o resíduo do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica. Para períodos suficientemente longos, considera-se que não há variação no volume de água armazenado no solo, portanto a ET é computada através da diferença entre precipitação e vazão. Estas premissas são tomadas como menos significantes com o aumento do tamanho da bacia (THOMPSON, 1999; CHANG, 2002). Erros nos cálculos de ET por esse método se aproximam de 20 ou 30% (SHUTTLEWORTH, 2012).

*Cintilômetro:* Um cintilômetro consiste em um instrumento que apresenta uma unidade transmissora e receptora, separadas uma da outra por uma distância (basicamente horizontal) de  $10^2$  a  $10^4$  m. Eles medem pequenas flutuações no índice de refração do ar causadas por mudanças na temperatura, umidade e pressão que induzem variações na densidade do ar (ALLEN et al., 2011). O cintilômetro permite realizar medições de fluxo calor sensível ao longo de distâncias que podem variar de 50 a 12.000 metros, apresentando um valor médio de H referente à área de contribuição (*footprint*). No entanto, considerando um cintilômetro ótico,

para a obtenção da ET é necessário ter estimativas de outros componentes do balanço de energia:  $R_n$  e  $G$ , na mesma escala de medição do  $H$  (ALLEN et al., 2011; CUNHA et al., 2011; ALLEN et al., 2021). Considerando um cintilômetro de micro-ondas é possível obter  $H$  e  $\lambda ET$  diretamente (LOBOS-ROCO et al., 2022).

*Correlação de vórtices turbulentos (Eddy Covariance):* Os sistemas de correlações turbulentas, também conhecidos como *Eddy Covariance* (EC), é uma técnica utilizada em medições de fluxos de calor sensível e latente,  $CO_2$ , e metano entre a superfície e a atmosfera. Este método apresenta a vantagem de medir diretamente o  $\lambda ET$  para diferentes tipos de superfície. A medição corresponde a um valor médio para uma área de até  $10 km^2$  que depende da intensidade do movimento do ar que passa no instante da medição (CHU et al., 2021). Embora o método EC seja considerado o mais preciso para se obter os fluxos de energia, ele é complexo de se aplicar na prática, devido à necessidade de utilização de instrumentos de resposta rápida para medir as flutuações da velocidade vertical do vento e dos escalares, além dos problemas de manutenção, calibração e operação (BALDOCCHI et al., 2001; RUHOFF, 2011). Os dados de torres de fluxo EC podem apresentar um problema de fechamento do balanço de energia, ou seja, a soma da radiação líquida e o fluxo de calor no solo às vezes é maior que a soma dos fluxos de calor latente e sensível turbulento, um erro que pode estar na faixa de 10–30% (FOKEN, 2008; ALLEN et al., 2011; MU et al., 2011).

*Razão de Bowen:* A abordagem da razão de Bowen é teoricamente simples. Este método baseia-se na razão entre os fluxos  $H$  e  $\lambda ET$  ( $\beta = H/\lambda ET$ ) proposta por Bowen (1926) em pesquisas sobre balanço de energia, combinando as variáveis atmosféricas e energia disponíveis na superfície em estudo. Com esses dados, é possível estimar a razão entre os fluxos de calor sensível e latente, e, em seguida, estimar a ET. O método da razão de Bowen é um dos métodos mais populares para determinar  $H$  e  $\lambda ET$  de uma superfície (SHUTTLEWORTH, 2012; ALLEN et al., 2021).

*Métodos de estimativa de ET através de equações clássicas:* Muitos estudos sobre a ET foram realizados, com formulação de inúmeras equações específicas para a estimativa deste fenômeno, as equações para cálculo da ET podem ser formuladas com base na transferência de massa, no resíduo do balanço de energia ou no resíduo do balanço hídrico (BRUSAERT, 2005). As equações mais comumente utilizadas em hidrologia são as de: Thornthwaite (THORNTHWAITE, 1948); Penman-Monteith (PENMAN, 1948; MONTEITH, 1965); e Priestley-Taylor (PRIESTLEY-TAYLOR, 1972).

*Sensoriamento Remoto:* As técnicas de SR vêm sendo utilizadas nas estimativas de ET, e notam-se que duas técnicas se apresentam potencialmente importantes. A primeira é aquela

em que a ET é obtida empiricamente relacionando-a com as respostas de índices espectrais, como por exemplo os índices de vegetação. A segunda utiliza as mensurações de energia obtidas pelos sensores orbitais para quantificar o balanço de energia à superfície. Nesse contexto, as estimativas de ET com métodos a partir de dados de SR são consideradas, atualmente, a maneira mais efetiva de capturar a variabilidade espacial e temporal dessa variável, em áreas extensas e heterogêneas (TANG; LI, 2014; FISHER et al., 2017; TREBS et al., 2021). Ao utilizar o método do balanço de energia à superfície, a evapotranspiração estimada corresponde à ET real da superfície estudada.

### 3.1.1 Modelagem da evapotranspiração com dados de sensoriamento remoto

A ET é regulada por uma série de fatores que também podem ser medidos por sensores de SR, como aspectos radiativos, atmosféricos e fenológicos. Diversos modelos de ET foram desenvolvidos utilizando dados de SR obtidos por sensores a bordo de satélites ou aerotransportados, sendo reconhecido atualmente como o meio mais viável para obter informações de ET na superfície terrestre em escala local e regional (GOWDA et al., 2008; MU et al., 2011; CHEN; LIU, 2020). Os diversos métodos existentes para obtenção de ET por SR foram aplicados com sucesso para diferentes situações e condições climáticas, cada um com suas vantagens e desvantagens. Entretanto, atualmente, nenhum modelo é suficientemente completo de forma que possa ser aplicado em qualquer lugar e obtenha ótimos resultados sem que seja necessário algum tipo de adaptação ou ajuste (LI et al., 2009; ALLEN et al., 2011; CHEN; LIU, 2020; SEIBERT; BERSTROM, 2022).

Os principais modelos SEB apresentam-se em duas abordagens: (i) modelos de uma fonte, que tratam em conjunto as trocas de energia entre o solo, a vegetação e a atmosfera (também conhecidos como “*one source models*”); e (ii) modelos de duas fontes (ou “*two-source models*”), que calculam os fluxos de energia separadamente para o solo e a vegetação (KALMA et al., 2008; ANDERSON et al., 2012; LIANG; WANG, 2019). Entre os marcos principais na evolução histórica dos tipos de modelos de uma fonte podem ser citados: *Simple Surface Energy Balance model* (BARTHOLIE et al., 1972); *Regional ET Model Using Crop Surface Temperature* (SOER, 1980); *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL; BASTIAANSEN et al., 1998); *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI; ROERINK et al., 2000); *Surface Energy Budget System* (SEBS; SU, 2002); *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* (METRIC; ALLEN et al., 2007); *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop; SENAY et al., 2013). Entre os modelos de fonte

múltipla destacam-se: *Two-Source Energy Balance* (TSEB; NORMAN et al., 1995); *Atmosphere-Land Exchange Inverse* (ALEXI; ANDERSON et al., 1997); *Disaggregated ALEXI* (DisALEXI; NORMAN et al., 2003). Essa pesquisa se dedica ao estudo de modelos SEB de uma fonte, pois sua aplicação é amplamente utilizada na comunidade hidrometeorológica devido à sua simplicidade e baixa demanda por dados.

### 3.1.2 Modelos de ET de uma fonte baseados no balanço de energia à superfície

Os modelos de balanço de energia à superfície são empregados para obter a ET, como o resultado da diferença da energia disponível e o fluxo de calor sensível, ou seja, estimam a ET através do fluxo de calor latente, obtido como termo residual do balanço de energia (STONE; HORTON, 1974; KUSTAS; DAUGHTRY, 1990):

$$\lambda ET = Rn - G - H \quad (01)$$

onde  $\lambda ET$  é o fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ );  $Rn$  é o saldo da radiação ( $W m^{-2}$ ), isto é, o fluxo de energia radiativa efetivamente disponível;  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ ) e  $H$  o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ).

Várias equações empíricas e semi empíricas estimaram e aperfeiçoaram  $Rn$  e  $G$  com dados de SR com precisão aceitável (por exemplo, BASTIAANSEN et al., 1998; ROERINK et al., 2000; SU, 2002; CHÁVEZ et al., 2005; ALLEN et al., 2007; FERREIRA et al., 2020; ANDRADE et al., 2021b). Costa-Filho et al. (2021) relataram que em estudos relacionados a  $Rn$  e  $G$  os erros globais para essas estimativas estão na ordem de 5-10% e 10-20%, respectivamente (DAUGHTRY et al., 1990; TIMMERMANS et al., 2007; PAUL et al., 2013). Devido à sua sensibilidade e natureza computacionalmente complexa entre os demais componentes do balanço de energia, a obtenção de  $H$  necessita de mais atenção, pois sua estimativa imprecisa tem um impacto significativo no  $\lambda ET$  (PAUL et al., 2013; MOHAN et al., 2020a; COSTA-FILHO et al., 2021).

A formulação matemática de  $H$  é baseada no esquema de resistência de fonte única de transferência de calor e momentum entre a superfície e a atmosfera sobrejacente.  $H$  está diretamente relacionado à diferença entre a temperatura aerodinâmica da superfície ( $T_o$ ) e a temperatura do ar acima do dossel ( $T_a$ ):

$$H = \frac{\rho \times c_p \times (T_o - T_a)}{rah} \quad (02)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar úmido ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) e  $rah$  é a resistência aerodinâmica para transferência de calor entre a superfície e o nível de referência ( $\text{s m}^{-1}$ ).

Apesar da aparente simplicidade da equação 02, a literatura mostra que surgem problemas devido à definição da  $T_o$  e da quantificação da  $rah$  (TROUFLEAU et al., 1997; VERHOEF et al., 1997b; GOKMEN et al., 2012; PAUL et al., 2013; CHEN; LIU, 2020; COSTA-FILHO et al., 2021). Para superar o problema de definir a  $T_o$ , Monteith (1965) introduziu um nível teórico onde o dossel troca calor sensível e latente com a atmosfera. Este nível é dado pela soma de uma altura representativa definida como o deslocamento do plano zero ( $d_0$ ) e o comprimento de rugosidade para transferência de momentum ( $z_0m$ ). No entanto, nos estudos de Owen e Thomson (1963) e Thom (1972) observa-se que a fonte efetiva de calor sensível deve estar localizada a um nível inferior ao dissipador de momentum ( $d_0+z_0m$ ), este nível é representado como a soma do  $d_0$  com o comprimento de rugosidade para transferência de calor ( $z_0h$ ), implicando que o  $z_0h$  é menor que  $z_0m$ , conforme ilustrado na Figura 1. Owen e Thomson (1963) e Thom (1972) mostraram que a transferência de calor sensível encontra maior resistência que a transferência de momentum. Assim o parâmetro adimensional  $kB^{-1}$  foi formulado para explicar esse excesso de resistência à transferência de calor que relaciona os comprimentos  $z_0h$  e  $z_0m$  (OWEN; THOMSON, 1963). A partir da teoria da similaridade de Monin-Obukhov, a  $rah$  é calculada por:

$$rah = ra + rr = \frac{1}{k \times u^*} \times \left[ \ln \left( \frac{z_{ref} - d_0}{z_0m} \right) - \psi_{h(ref)} \right] + \frac{1}{k \times u^*} \times \left[ \ln \left( \frac{z_0m}{z_0h} \right) \right] \quad (03)$$

onde  $k$  é a constante de von Karman = 0,41;  $ra$  é a resistência aerodinâmica a transferência de momentum entre a altura  $d_0 + z_0m$ ;  $rr$  é o excesso de resistência aerodinâmica;  $u^*$  corresponde a velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ );  $z_{ref}$  altura de referência a qual velocidade do vento e temperatura do ar são medidos (m);  $d_0$  é a altura de deslocamento do plano zero (m);  $z_0m$  é o comprimento de rugosidade para transferência de momentum (m);  $z_0h$  é o comprimento de rugosidade para transferência de calor (m) e  $\psi_h$  é a correção de estabilidade para calor em função do comprimento de Monin-Obukhov. O termo da equação  $\ln \left( \frac{z_0m}{z_0h} \right)$  É comumente denotado como o parâmetro adimensional  $kB^{-1}$ .

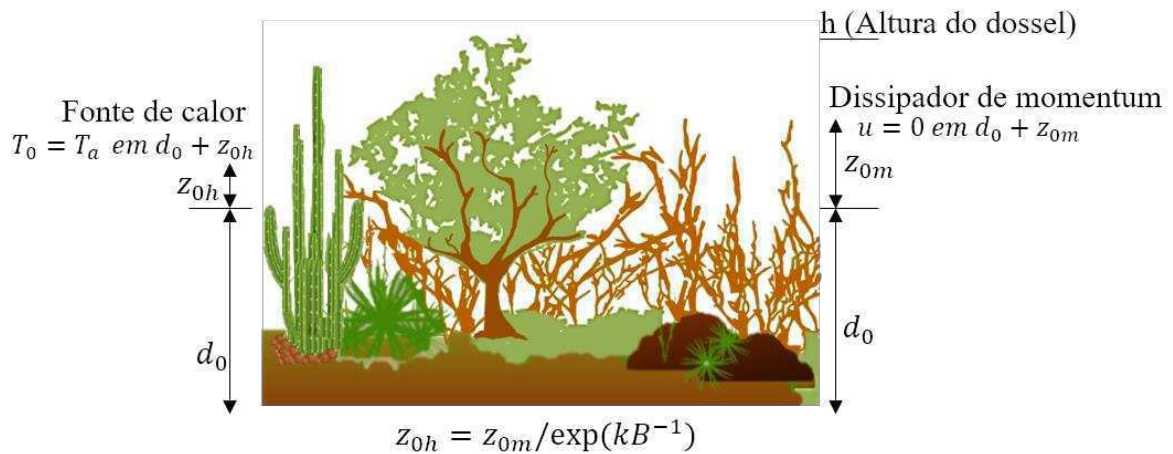


Figura 1. Relação da altura de deslocamento do plano zero ( $d_0$ ), com os comprimentos de rugosidade para transferência de calor ( $z_{0h}$ ) e momentum ( $z_{0m}$ ).

Como apontam os estudos de Verhoef et al. (1997a, b), Su et al. (2001), Long et al. (2011), Paul et al. (2014), Trebs et al. (2021),  $z_{0h}$  constitui um dos parâmetros cruciais para o cálculo preciso da  $rah$  que conseqüentemente é incorporado no  $H$ , porém  $z_{0h}$  não pode ser medido diretamente e é comumente descrito como o parâmetro  $kB^{-1}$ . Como é enfatizado no estudo de Paul et al. (2014) a base de  $kB^{-1}$  é estritamente aerodinâmica; isto é, relacionado com a  $T_0$ . No contexto da estimativa de transferência de calor utilizando a  $T_s$ ,  $kB^{-1}$  é agora apenas um parâmetro adequado e amplamente empírico, não mais conectado ao seu embasamento teórico (LHOMME et al., 2000; PAUL et al., 2014), no entanto, a consideração ao excesso de resistência também deve ser feita em conjunto com correções atmosféricas à  $T_s$  observada (LI et al., 2009; PAUL et al., 2014; CHEN; LIU, 2020). Conforme apontado por Chen e Liu (2020) o cômputo desse excesso de resistência é considerado apenas em alguns modelos (KUSTAS et al., 1989; SU, 2002; GOKMEN et al., 2012).  $z_{0h}$  ou  $kB^{-1}$  não devem ser considerados constantes ou desconsiderados, pois podem levar a imprecisões nas estimativas de  $H$  e conseqüentemente de  $\lambda ET$  (LIU et al., 2007; PAUL et al., 2014; LIU et al., 2021).

No entanto, é comum observar que os modelos SEB por SR fazem simplificações nos termos da  $rah$ . Nos estudos de Paul et al. (2013) e Long et al. (2011) é visto que no SEBAL utilizar  $z_{0h}$  como valor constante de 0,1 m e despreza o termo  $d_0$  considerando  $z_{ref}$  como valor de 2,0 m ( $z_{0h}$  e  $z_{ref}$  em SEBAL é denotado como  $z_1$  e  $z_2$ , respectivamente; BASTIAANSSEN et al., 2005). Além disso, houve alguns estudos em que o valor de  $z_{0h}$  foi considerado como 0,01 m (ALLEN et al., 2001; SINGH et al., 2008). Em sua versão anterior, o SEBAL adotou o parâmetro  $kB^{-1}$  como valor constante igual a 2,3 (BASTIAANSSEN et al., 1998). No entanto, estudos mostraram que o valor de  $kB^{-1}$  pode variar tipicamente de 1 a 12, dependendo da cobertura de superfície dominante (KUSTAS et al., 1989; STEWART et al., 1994;

TROUFLEAU et al., 1997; VERHOEF et al., 1997b; LHOMME et al., 2000; SU et al., 2001). Os estudos de Stewart et al. (1994), Su et al. (2001), Jia et al. (2003), Paul et al. (2013) são exemplos que se um valor apropriado de  $kB^{-1}$  for determinado,  $H$  pode ser estimado com precisão utilizando a temperatura radiométrica de superfície. Allen et al. (2007) sugeriram que a formulação da resistência aerodinâmica apoia o uso de um gradiente de temperatura definido entre duas alturas que estão ambas acima da superfície, permitindo estimar  $rah$  sem ter que estimar uma segunda rugosidade aerodinâmica, uma vez que, a altura  $z_1$  é definida como uma elevação acima de  $z_0h$ . Eles também acrescentaram que isso é uma vantagem porque  $z_0h$  pode ser difícil de estimar para vegetação esparsa. Em contraponto Paul et al. (2014) discutiram que se deve notar que um valor constante de  $z_1$  de 0,1m pode ser frequentemente maior do que o comprimento de rugosidade para transferência de momentum, tendendo a resistência em excesso ( $rr$ ) a ser negativa. No entanto, esta não é uma situação fisicamente possível e, portanto, a altura  $z_1$  não tem significado físico e permanece um parâmetro amplamente empírico, logo  $z_0h$  é diferente e não deve ser confundido com a altura empírica  $z_1$ .

No que diz respeito ao comprimento de rugosidade para transferência de momentum -  $z_0m$  - esse parâmetro é fundamental na estimativa de  $H$  pois é usado tanto na velocidade de fricção como na  $rah$  (SU, 2002; LIU et al., 2021).  $z_0m$  é influenciado por todas as estruturas da planta, por exemplo, altura da vegetação, efeitos de ramificação, estrutura e densidade da planta acima do solo (VERHOEF et al., 1997b; LIU et al., 2021). Existem vários métodos para recuperar este parâmetro, incluindo métodos de perfil de vento, altura da vegetação, tabela de pesquisa com base na classificação do uso da terra e relação empírica usando NDVI. Estimar  $z_0m$  usando apenas uma relação exponencial em função de índices de vegetação (BASTIAANSEN et al., 1998; WATERS et al., 2002) pode ser outra simplificação excessiva que é observada em modelos SEB (KUSTAS et al., 1989; PAUL et al., 2013).  $z_0m$  pode ser melhor descrito utilizando modelos simples, mas de base física, comumente calculados em função do LAI (CHEHBOUNI et al., 1996; VERHOEF et al., 1997b; SU, 2002; GOKMEN et al., 2012; PAUL et al., 2013; LIU et al., 2021). Embora as observações de SR forneçam informações sobre a vegetação, a estimativa de  $z_0m$  permanece um desafio para a modelagem regional de transferência turbulenta por causa das estruturas topográficas e de dossel altamente variáveis e comportamentos do vento (LIU et al., 2016; LIU et al., 2021). Destaca-se, portanto, que valores apropriados de  $z_0m$ ,  $kB^{-1}$ , e  $rah$ , em modelos SEB com dados de SR são necessários para o aprimoramento das estimativas de  $H$  e  $\lambda ET$  utilizando a  $T_s$  conforme evidenciado neste tópico.



Compreender a natureza da ocorrência e modelar  $T_o$  é um desafio, pois as medidas diretas para sua aferição são significativamente caras ou relativamente complexas de medir no local de observação (VERMA, 1989; PAUL et al., 2013; COSTA-FILHO et al., 2021). Portanto, abordagens empíricas simplificadas, lineares e não lineares de  $T_o$  foram desenvolvidas para melhorar a modelagem do fluxo de calor sensível com base na temperatura da superfície, índices de biomassa do dossel e dados micrometeorológicos (ZHUANG et al., 2016; CHEN; LIU, 2020). Na literatura é visto que a  $T_o$  se relaciona com  $T_s$  e  $T_a$ . Exemplos disso são os estudos de Chehbouni et al. (1996) que desenvolveram um modelo não linear para prever  $T_o$  para superfícies com vegetação esparsa em um ambiente semiárido baseado na  $T_s$ ,  $T_a$  e LAI. Matsushima (2005) utilizando a abordagem de Chehbouni et al. (1996) encontraram bons resultados para campos de arroz no Japão, conforme relatado por Costa-Filho et al. (2021). Carrasco-Benavides et al. (2017) utilizaram regressão linear múltipla para estimar  $T_o$  para milho e soja, algodão, alfafa e vinhedo explorando  $T_s$  e  $T_a$  entre outras variáveis preditoras de superfície e micrometeorológicas. Costa-Filho et al. (2021) desenvolveram um modelo otimizado de  $T_o$  que inclui além de  $T_s$ ,  $T_a$ , cobertura vegetal fracionada, leva em consideração a velocidade e ângulo do vento sob a linha de cultivo para campos de milho.

Outra abordagem para utilizar  $T_s$  como alternativa à  $T_o$  é visto em Bastiaanssen et al. (1998). Os autores propuseram uma relação linear cuja suposição básica é que a diferença entre  $T_o$  e  $T_a$  está linearmente relacionada à temperatura de superfície (Equação 04).

$$T_o - T_a = dT = a + b \times T_s \quad (04)$$

onde  $a$  e  $b$  são os coeficientes da regressão linear, e  $T_s$  a temperatura radiométrica da superfície.

Para encontrar os coeficientes da regressão linear considera-se a hipótese de existência de áreas com condições extremas contrastantes em termos de cobertura e umidade, por exemplo, superfície de solo seco e bem irrigado, que representam os extremos seco (*pixel* quente) e úmido (*pixel* frio), respectivamente, também chamados de *pixels* de membros finais ou *pixels* âncoras. Tal hipótese possibilita que o gradiente de temperatura –  $dT$ , seja determinado por meio de um processo iterativo (WATERS et al., 2002; PAUL et al., 2013). A Figura 2 ilustra o processo de derivar os coeficientes de *pixels* de membros finais. Para o *pixel* frio, na proposta de Bastiaanssen et al. (1998) assume-se que toda energia disponível está sendo utilizada em seu limite potencial ( $\lambda ET_{max}$  e  $H = 0$ ) e, portanto,  $dT = 0$ , enquanto para o *pixel* quente, é assumido uma superfície com condições secas e ET igual a zero ( $\lambda ET = 0$   $H_{max} = R_n - G$ ), e  $dT$  é determinado iterativamente ajustando as funções de estabilidade de comprimento

de Monin–Obukhov. O  $dT$  de Bastiaanssen et al. (1998) que ficou amplamente conhecido no SEBAL, também é utilizado em outros modelos SEB que utilizam dados de SR, tais como METRIC; S-SEBI e o SSEBop.

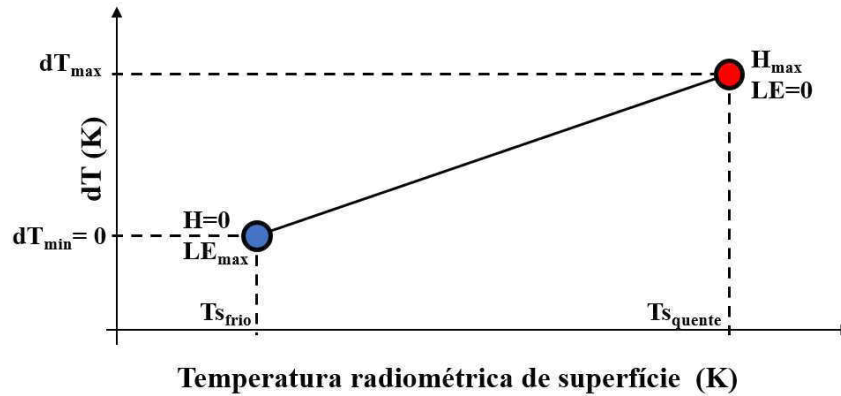


Figura 2. Relação linear entre temperatura radiométrica de superfície e diferença de temperatura nos *pixels* de membros finais.

### 3.1.3 Importância de *pixels* de membros finais em modelos SEB

As escolhas dos *pixels* de membros finais têm um papel chave na magnitude das estimativas do  $H$ , e conseqüentemente  $\lambda ET$  em modelos SEB que fazem uso do gradiente de temperatura  $dT$ , tais como SEBAL, METRIC, S-SEBI. O trabalho de Timmermans et al. (2007) mostrou que a escolha dos *pixels* de membros finais feita de maneira equivocada propagam erros na equação para obter  $dT$ , o que influencia fortemente a estimativa dos fluxos  $H$  e  $\lambda ET$ . Os autores ainda aconselham que não se aplique o SEBAL em áreas com superfícies muito heterogêneas, pois, nesses casos, a linearidade entre a temperatura de superfície e a relação  $dT$  pode não ser válida. Embora não se encontre uma definição exata de qual tamanho da área ideal da região de interesse, é apropriado para que o operador faça a escolha dos *pixels* de membros finais de modo que satisfaçam as premissas do modelo de forma que a relação  $dT$  seja válida (LIOU; KAR, 2014). Long et al. (2011) quantificaram a sensibilidade de estimativas de  $H$  por SEBAL a variáveis de entrada entre outros atributos, os autores concluíram que a seleção de *pixels* quentes e frios influencia fortemente a magnitude e distribuição das estimativas de fluxo de calor sensível resultantes através da determinação dos coeficientes  $a$  e  $b$ . Eles observam que o *pixel* quente e *pixel* frio são difíceis de identificar visualmente. Outra conclusão pertinente é que *pixels* extremos podem variar com o tamanho da área selecionada e, portanto, as estimativas de  $H$  e  $\lambda ET$  podem ser dependentes do tamanho da área escolhida para aplicação do SEBAL.

Paul et al. (2013) avaliaram o desempenho do algoritmo SEBAL em uma região semiárida dos Estados Unidos, através da comparação dos dados de ET estimados pelo SEBAL com os dados medidos em campo por lisímetros. Ao analisarem a sensibilidade dos *pixels* quentes e frios, os autores observaram uma variabilidade em média de 20% de incerteza como resultado da subjetividade no processo de seleção dos *pixels* de membros finais e, portanto, concluem que é necessária uma metodologia clara para o processo de seleção para remover a decisão subjetiva e tornar o processo mais robusto. De acordo com a proposta tradicional do SEBAL (BASTIAANSSEN, 1995), o *pixel* frio é geralmente selecionado dentro de um corpo d'água, e assume-se que toda energia disponível está sendo utilizada para evaporar água, de modo que não existe fluxo de calor sensível na região do *pixel*, para o *pixel* quente é assumido que H seja máximo e LE seja zero, assim foi proposto que este esteja no percentil 95 mais quente da imagem, entretanto essa seleção é muito abrangente. Em Watters et al. (2002), os autores propõem que o *pixel* frio seja escolhido em uma região com baixa temperatura, bem vegetado e com alta umidade, ainda assumindo que LE será máximo nesse *pixel*. Para o *pixel* quente deve representar uma condição contrária, em que há baixa umidade e pouca vegetação onde o processo de ET seja bem próximo a zero. No entanto, essas suposições não são necessariamente válidas (SINGH; IRMAK, 2011; SINGH et al., 2012). Adotando que o membro final frio/úmido se refere a uma área com uma superfície de cultura bem irrigada com terreno totalmente coberto por vegetação, pode assumir que uma quantidade não negligenciável de calor sensível ainda pode ser gerada por tal superfície. Da mesma forma, para o membro final quente/seco, uma área dominada por solo descoberto, pode haver um  $\lambda ET$  remanescente resultante de eventos de chuva antecedentes. Os estudos de Trezza (2006), Allen et al. (2007), Singh e Irmak (2011) e Oliveira (2018), mostram que a quantificação de H e  $\lambda ET$  em membros quentes/secos e frios/úmidos produz uma melhor aproximação do ET diário.

#### **3.1.4 Métodos automáticos para seleção de *pixels* de membros finais**

A escolha dos *pixels* de membros finais foi originalmente conduzida de forma manual, ou seja, procuram-se os *pixels* quente e frio observando-os em cada imagem, regiões com as características recomendadas. É um processo minucioso e deve ser feito por operadores/usuários treinados, pois o resultado final é sensível aos *pixels* selecionados. Por isso, estudos vêm sendo desenvolvidos utilizando a seleção automática de candidatos a membros finais com base nas propriedades biofísicas, como índices de vegetação, albedo de superfície e cobertura do solo, assim, a seleção não fica sujeita à intervenção do usuário, o que permite

estender muito a aplicabilidade dos modelos que utilizam essa metodologia como o SEBAL e seus derivados para escalas regionais e globais.

Allen et al. (2013) sugeriram o uso de uma série de procedimentos estatísticos, para selecionar uma subpopulação de *pixels* em uma imagem que melhor represente os *pixels* de membros finais para o modelo METRIC. No entanto, seu procedimento não é totalmente automatizado, pois pode requerer que o usuário implemente a digitalização manual de campos agrícolas dentro da imagem. Esse procedimento utiliza relações entre a quantidade de vegetação, representada pelo NDVI, o albedo de superfície e a temperatura de superfície para identificar estatisticamente os *pixels* que podem melhor representar os pontos de calibração. Os autores afirmaram ainda que o método automatizado intenciona funcionar como uma primeira aproximação e que para certos usuários a escolha automática pode ser o ponto final da calibração, mas que usuários mais experientes que necessitam de maior acurácia podem refinar a seleção dos *pixels* fazendo uma segunda seleção visual.

Silva (2013) propôs uma metodologia para selecionar automaticamente os *pixels* de membros finais necessários para a aplicação do SEBAL. Os resultados experimentais mostraram que o NDVI e o albedo possuem uma grande influência na determinação de zonas favoráveis à localização dos *pixels* em diferentes condições meteorológicas. Araújo (2014) em seu estudo utilizando o modelo S-SEBI definiu que os *pixels* frios deveriam possuir os seguintes valores de parâmetros biofísicos: NDVI > 0,8, temperatura de superfície < 20°C e albedo < 0,2. Para o *pixel* quente: NDVI < 0,3, temperatura de superfície > 35°C e albedo de superfície > 0,3.

Bhattarai et al. (2017) apresentaram uma abordagem automatizada para identificar *pixels* de membros finais para uso nos modelos SEBAL e METRIC, em séries de imagens Landsat entre 2000 e 2010 para diferentes regiões dos EUA. Em seu estudo os autores utilizaram técnica de otimização simples na forma de algoritmo de busca exaustiva, primeiro utilizaram um classificador baseado em árvore de decisão para identificar *pixels* de membros finais em potencial de campos agrícolas homogêneos, após esse primeiro refinamento é então aplicado o algoritmo de busca exaustiva para encontrar *pixels* com base em histogramas de temperatura da superfície e NDVI para assim selecionar os *pixels* de membros finais. De acordo com os autores, essa automatização reduz o viés inerente à seleção manual de *pixels*.

Cunha (2018), seguindo a mesma linha de pensamento de automatização de *pixel* de membros finais, utilizou limiares de NDVI, quartis de temperatura de superfície, valores de (Rn - G) e análise da homogeneidade dos *pixels* vizinhos. O estudo foi uma proposta interessante, em especial para a geração de extensas séries temporais de dados de ET. Laipelt et al. (2020) utilizaram o modelo SEBAL com imagens Landsat e dados meteorológicos de produtos de

reanálise para validar as estimativas com sistema de correlações turbulentas, nessa pesquisa os autores avaliaram diferentes grupos de percentis de NDVI e temperatura de superfície para obter melhores resultados de *ET*, e também observaram que a seleção dos *pixels* quente/frio demonstra grande influência nos resultados. Silva et al. (2019a) se propuseram a melhorar as metodologias de Silva (2013) e Araújo (2014) onde ao invés de se trabalhar com limites pré-estabelecidos, o estudo sugeriu que os limites para a criação das máscaras de cada parâmetro biofísico fossem definidos individualmente. Para isso, em cada variável foi realizada a distribuição dos seus valores e obtidos os seus quantis. Os valores obtidos em cada quartil foram utilizados como os limites para a criação de máscaras. Os autores justificaram o uso de quantis, em virtude da grande quantidade de imagens e à alta variabilidade espaço-temporal nos valores dos parâmetros biofísicos utilizados em regiões semiáridas, onde é comum por exemplo meses do ano em que o valor do NDVI máximo encontrado em uma imagem varia entre 0,7 e 0,8 (período chuvoso), enquanto em outros meses do ano, os valores de NDVI não ultrapassam 0,6 (período seco).

## 3.2 ASPECTOS GERAIS DAS FLORESTAS TROPICAIS SAZONALMENTE SECAS E DA CAATINGA

### 3.2.1 Florestas Tropicais Sazonalmente Secas

As FTSS são amplamente definidas como florestas que ocorrem em regiões tropicais marcadas por chuvas sazonais proeminentes, com vários meses de seca severa (MOONEY et al., 1995), ocorre em regiões sem geadas, onde a precipitação anual é inferior a 1800 mm, com um período de pelo menos 5 meses recebendo menos de 100 mm (PENNINGTON et al., 2009; ALLEN et al., 2017; MAIA et al., 2020). A Figura 3 mostra o esquema global da distribuição espacial das FTSS. A distribuição atual das FTSS na América do Sul é descontínua, com grandes áreas se estendendo da Caatinga no nordeste do Brasil até o vale do rio Uruguai, e áreas menores circundando a Bacia Amazônica e se estendendo pela América Central, México e Caribe (PENNINGTON et al., 2006; WERNECK et al., 2010).

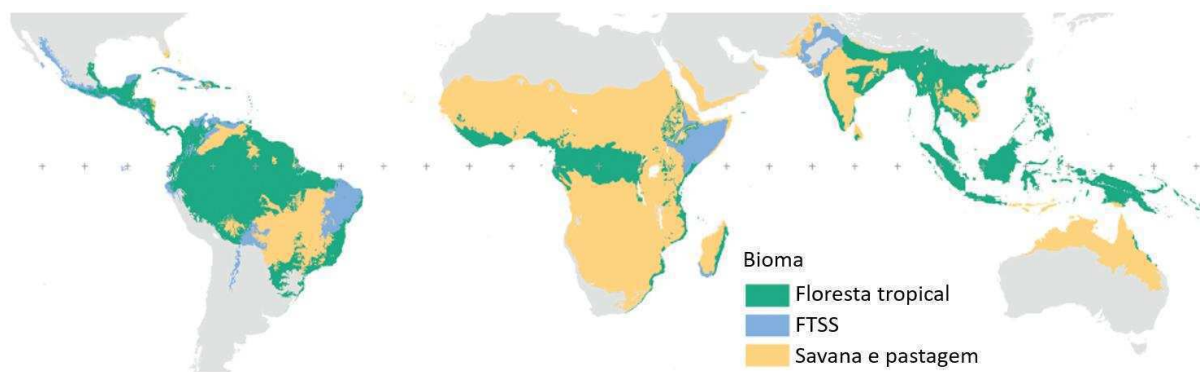


Figura 3. Mapa esquemático global da distribuição espacial das FTSS. Fonte: PENNINGTON et al. (2018).

A vegetação das FTSS é heterogênea, incluindo formações de árvores altas a cactos, mas é predominantemente dominada por árvores semidecidual a caducifólia, vegetação caracterizada pela perda de mais de 50% de folhas na estação seca (MORO et al., 2015). As FTSS têm um dossel e área basal mais baixos que as florestas tropicais e espécies espinhosas e suculentas são comuns, e geralmente ocorrem em solos férteis com um pH moderado a alto (PENNINGTON et al., 2009; MAIA et al., 2020). Outra característica importante nas FTSS é que sua biomassa está associada à disponibilidade de água retida no solo, oriunda da precipitação, que além de variar intra/inter anualmente, também depende da variabilidade horizontal e vertical das propriedades do solo (GROSSIORD et al., 2017; ALMEIDA et al., 2019).

As FTSS abrigam quase 1 bilhão de pessoas em todo o mundo e estão entre os sistemas ecológicos mais vulneráveis às mudanças climáticas (SILVA et al., 2019b). A má gestão das FTSS pode levar à perda de biodiversidade e à redução dos fluxos dos serviços ecossistêmicos que sustentam milhões de pessoas. A falha em enfrentar este desafio pode acentuar os conflitos sociais e as migrações em massa. Logo, as FTSS são *hotspots* socioecológicos que merecem atenção das comunidades científica, de conservação e de desenvolvimento (SILVA et al., 2017a). O interesse nas relações dos recursos hídricos aos ecossistemas nas FTSS aumentou somente nos últimos anos com o reconhecimento de sua ecologia e flora distintas, e seu *status* altamente ameaçado (ALLEN et al., 2017; STAN; SANCHEZ-AZOFEIFA, 2019; CUNHA et al., 2020a; MARQUES et al., 2020; SIYUM et al., 2020).

Por muito tempo, as FTSS não receberam atenção sustentada como a das florestas tropicais úmidas (SILVA et al., 2017a; PENNINGTON et al., 2009). Há falta de literatura pertinente sobre FTSS, especialmente no que diz respeito à sua dinâmica de parâmetros biofísicos e seu papel nos mecanismos hidrológicos que sustentam os processos ecológicos

regional e global (COSTA et al 2021; MARQUES et al 2020), além do contexto que esses ambientes desempenham em um mundo em face das mudanças climáticas (SIYUM et al., 2020). Deste modo, há a necessidade de estudos voltados às FTSS, pois esse conhecimento será útil para planejar estratégias de conservação e manejo diante das mudanças esperadas para as próximas décadas, que os modelos de mudança climática preveem de intensificação de extremos hidrológicos (PACHAURI et al., 2015).

### 3.2.2 Caatinga

A Caatinga é a maior e mais diversa FTSS contínua das Américas localizada entre o Equador e o Trópico de Capricórnio (cerca de 3° e 18° sul; PENNINGTON et al., 2018; ANDRADE et al., 2021a). Ela é a vegetação dominante do Nordeste brasileiro o qual corresponde a 18% do território nacional, sendo aproximadamente 75% deste classificado como regiões semiáridas (BSwh; Köopen) (IBGE, 2019). Vale ressaltar que toda Caatinga é semiárida, mas nem todo semiárido é Caatinga. O nome Caatinga é nativo da língua tupi que significa “floresta branca” de *caa* (= floresta) e *tinga* (= branca; SANTOS et al., 2012). Ela costuma ser retratada como um ambiente semiárido hostil em que algumas espécies de árvores espinhosas servem de pano de fundo para uma população rural empobrecida, cuja agricultura e pecuária de pequena escala é prejudicada por secas recorrentes que atingem a região. Porém, a Caatinga vai além dessas características, ela é mais bem descrita como um rico e complexo sistema socioecológico que guarda, ainda, um patrimônio natural e cultural único de importância global (MORO et al., 2015; KOCH et al., 2017; SILVA et al., 2017b; SILVA et al., 2019b).

O clima da Caatinga é caracterizado por altas temperaturas do ar (em torno de 26° a 30° C) e alto potencial de evapotranspiração (1.500 a 2.000 mm ano<sup>-1</sup>) juntamente com baixa pluviosidade anual (300 a 800 mm ano<sup>-1</sup>, normalmente concentrada em 3-6 meses) com alta variabilidade intra e interanual no espaço e no tempo, e uma longa estação seca que às vezes dura até 11 meses em algumas áreas da Caatinga (MORO et al., 2016; MIRANDA et al., 2018; PALOSCHI et al., 2020). As principais unidades de paisagem que podem ser encontradas na Caatinga são cânions, ravinas, montanhas, planaltos arenosos e argilosos (LEAL et al., 2007). Seus complexos mosaicos de solo são comumente formados por quatro ordens de solo dominantes (Latosolos, Litossolos, Argissolos e Luvisolos; MENEZES et al., 2012), do ponto de vista geológico, os solos são rasos com predominância sobre rochas cristalinas, por isso

ocorrem baixas trocas de água entre o rio e os solos adjacentes (MONTE-MOR, 2012; MORO et al., 2015).

A Caatinga exibe pelo menos 13 diferentes fisionomias que vão desde bosques a arbustos espinhosos esparsamente distribuídos (Figura 4) (SILVA et al., 2017b; ANDRADE et al., 2021a). Ela possui mais de 3.150 espécies de 930 gêneros e 152 famílias de plantas com flores (SILVA et al., 2017b; SILVA et al., 2019b). Essas plantas têm adaptações únicas para suportar condições de disponibilidade de água espaço-temporalmente irregulares e secas prolongadas: aproximadamente 85% das espécies da Caatinga perdem todas as suas folhas durante a estação seca (LEAL et al., 2003; SILVA et al., 2017a; MIRANDA et al., 2020). Diferentemente do que ocorre em outras áreas semiáridas e áridas do Planeta, o semiárido brasileiro não é caracterizado pela condição ambiental desértica (MONTE-MOR, 2012), no entanto, essa biodiversidade contrasta com altos níveis de degradação, colocando também a Caatinga entre os ecossistemas mais ameaçados da Terra, com altas taxas de conversão da vegetação nativa em agricultura (SILVA, 2014; TOMASELLA et al., 2018).

Em se tratando dos recursos hídricos, a região merece atenção devido à intermitência dos rios, precipitações espaço-temporalmente irregulares e à escassez hídrica, e também pelo nível de desmatamento desse bioma, que interfere diretamente na proteção das nascentes, no assoreamento de rios, na manutenção dos solos e no escoamento superficial. Compreender a dinâmica dos processos hidrológicos na Caatinga está diretamente relacionado com a disponibilidade e análise das informações relativas a solo, vegetação e as variáveis hidroclimatológicas (precipitação, evapotranspiração, escoamento, recarga de aquíferos) que se caracterizam como elementos fundamentais para o entendimento dos sistemas hídricos das bacias hidrográficas nessas regiões (SHELTON, 2009; LEGATES, 2010; MCGREGOR, 2017; ALMEIDA, et al., 2019; ANDRADE et al., 2021a).

A evapotranspiração no semiárido é uma característica que reflete as especificidades da Caatinga e é componente primordial para o entendimento do ciclo hidrológico. A ET é conduzida principalmente por fatores climáticos e microclimáticos influentes (radiação, velocidade do vento, umidade relativa, e também pela disponibilidade de água no solo (SILANS et al., 2008; PALOSCHI et al., 2020; QUEIROZ et al., 2020; MEDEIROS et al., 2022). O processo de ET nas zonas semiáridas consome em torno de 80 a 95% da precipitação (PILGRIM et al., 1988; ARAÚJO; PIEDRA, 2009; LIMA et al., 2021). Em relação ao papel da vegetação, as particularidades do dossel vegetal, o LAI e até mecanismos fisiológicos das plantas (regulação dos estômatos), possibilitam um comportamento diferenciado nas taxas de ET, uma vez que, a presença da vegetação interfere em outros processos a exemplo da infiltração e



manutenção da água no solo. Dessa forma, as particularidades da vegetação da Caatinga como as perdas das folhas nos períodos secos, contribuem para alterações das respostas hidrológicas no início do período chuvoso (PALÁCIO et al., 2016), e as configuram como um fator ambiental primordial para os processos hidrológicos.

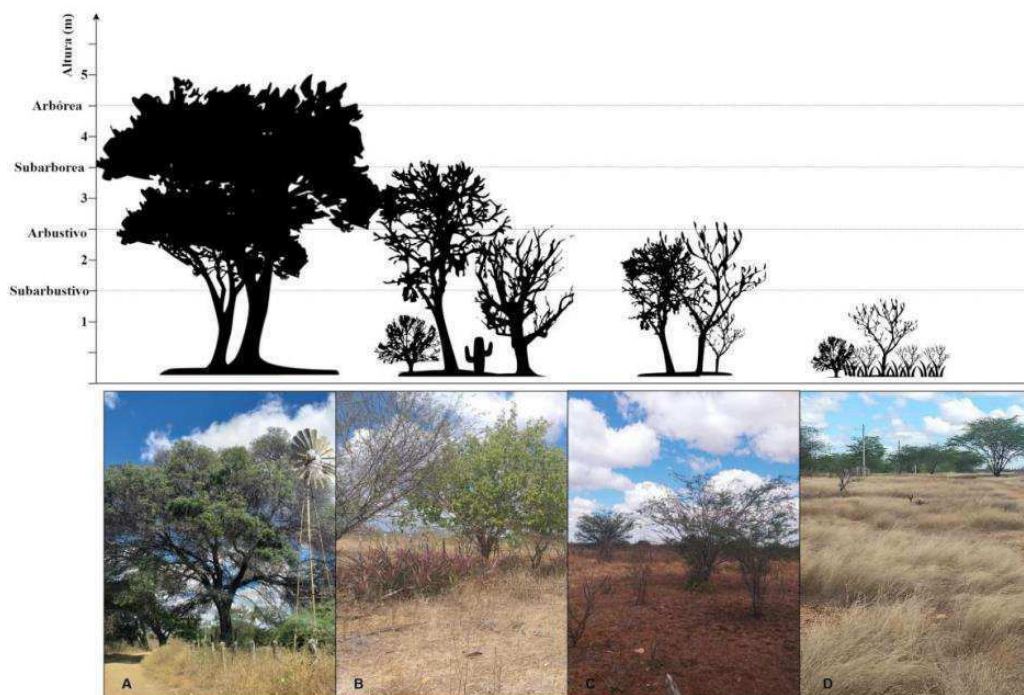


Figura 4. Fisionomias da Caatinga: A) Arbórea, B) Subarbórea, C) Arbustivo, D) Subarbustivo. Fonte: Andrade et al. (2021a).

Como apontam os estudos de Silans e Silva (2007), Silans et al. (2008), Silva (2020) e Costa et al. (2021) em bacias hidrográficas de regiões áridas e semiáridas, monitorar as alterações na ET e compreender os diversos fatores que influenciam seu padrão espacial e temporal se reveste de grande importância. Não somente pelo fato da ET ser uma componente primordial para compreender a dinâmica hídrica e climática nessas áreas, mas por sua quantificação proporcionar meios para extração de informações que permitam uma gestão adequada dos recursos naturais. Estimar a ET com uso de modelos SEB para FTSS tem sido desafiador devido à falta de dados em campo para verificação como apontam (MELO et al., 2021), e às incompatibilidades entre as premissas subjacentes aos métodos (em geral modelos SEB foram avaliados e/ou parametrizados usando outros ecossistemas e climas), e as especificidades desses ambientes, como vegetação esparsa e suas fases fenológicas altamente contrastantes (SILANS; SILVA, 2007; GOKMEN et al., 2012; KOCH et al., 2017; MARQUES et al., 2020; SILVA, 2020; LIMA et al., 2021).

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 ÁREA DE ESTUDO E RESPECTIVOS DADOS

O estudo foi conduzido na Caatinga brasileira, a maior FTSS contínua das Américas. Foram utilizados dados de quatro locais na Caatinga conforme indicado na Figura 5 e Tabela 1. As áreas circundantes de cada um dos locais de estudo são homogeneamente cobertas por vegetação da Caatinga (Apêndice B, Figura B1). Eles estão situados em terreno cristalino (Figura 5a), apresentam solos com alta variabilidade, desde férteis (aqueles de textura mais argilosa) até pobres (aqueles mais arenosos), e são tipicamente rasos e pedregosos (ou seja, Entissolos, Alfissolos, Argissolos), retendo água apenas por um curto período após a estação chuvosa (QUEIROZ et al., 2017; MORO et al., 2015). Os quatro locais de observação possuem clima semiárido, tipo BSh (Figura 5b) segundo a classificação climática de Köppen (ALVARES et al., 2013).

Os dados de torres de fluxo equipados com sistemas EC dos locais de observação foram usados para avaliar a ET e H modelados, abrangendo vários períodos de 2011 a 2020 (Figura 5c). Os quatro locais foram instrumentados com torres de fluxo equipadas com anemômetros ultrassônicos tridimensionais (CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA, exceto CGR 2020) e analisadores de gás infravermelho de caminho aberto (LI-7500, LI-COR Inc., Lincoln, NE, USA, no site PTN, ou EC150, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA, nos sites SNN SET e CGR 2014). No experimento mais recente (CGR 2020), a torre de fluxo foi equipada com um IRGASON (Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA) que integra os dois sensores em apenas um instrumento. Os dados de ET para os locais PTN, SNN e SET foram previamente descritos e publicados por Melo et al. (2021); que conduziu os procedimentos padrões para garantir sua qualidade nos dados observados. As observações do site CGR foram coletadas por meio de duas torres micrometeorológicas, localizadas em uma área densa de Caatinga dentro da área experimental do Instituto Nacional do Semiárido (INSA), uma reserva florestal de 300 ha com diferentes estágios de regeneração. A primeira torre (altura de 7 m) esteve ativa entre os anos de 2014 e 2017, conforme descrito em Oliveira et al. (2021). A segunda torre (15 m de altura) faz parte do Observatório da Caatinga (OCA) e inclui um sistema EC que coleta dados desde 2020. O OCA é um laboratório mantido pela Universidade Federal de Campina Grande e pelo INSA. Os dados H para os sites PTN, SNN e CGR foram obtidos dos respectivos principais investigadores, enquanto os dados para o site SET foram obtidos da rede AmeriFlux (ANTONINO, 2019).

Para a recuperação de  $\lambda ET$  e  $H$ , o *software* LoggerNet (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA) foi usado para transformar dados brutos de 10 Hz em binários de 30 min. Posteriormente, o *software* EdiRe (Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA) foi usado para processar os dados de alta frequência, com média a cada 30 minutos. Os dados das torres de fluxo EC no CGR passaram previamente por procedimentos padrão para garantir sua qualidade. Informações detalhadas sobre processamento de dados, controle de qualidade e pós-processamento podem ser encontradas em Campos et al. (2019) e Cabral et al. (2020). Os dados brutos da torre de fluxo CGR foram processados pelo *software* de processamento de dados Easy-flux (Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA). Além disso, os dados de qualquer dia com precipitação superior a 0,5 mm foram removidos.

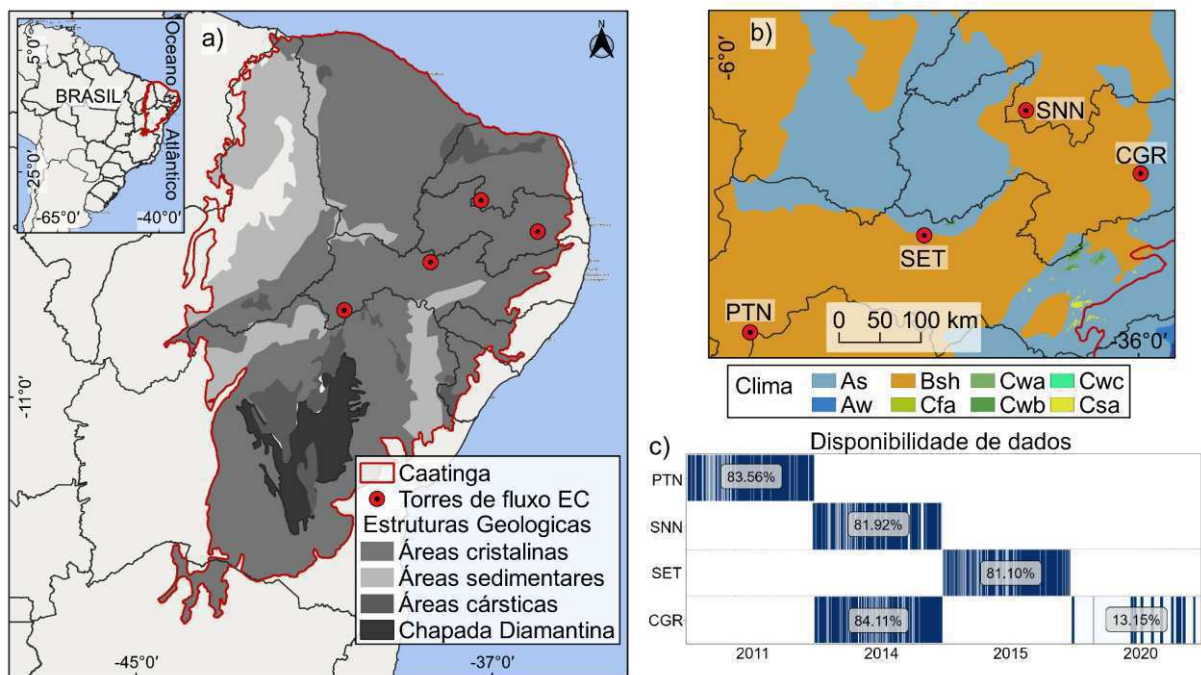


Figura 5. Localização dos pontos de observação das torres de fluxo na Caatinga. a) Panorama geográfico da Caatinga (MORO et al., 2015), b) Classificação climática de Köppen segundo Alvares et al. (2013) e c) Disponibilidade de dados nos locais de observação após procedimentos para garantir sua qualidade.

Tabela 1. Locais de observação de torres de fluxo equipadas com EC na área de estudo.

Sites	Estado do Brasil	Precipitação média anual (mm) <sup>1</sup>	Altitude média do local (m)	Principais espécies arbóreas	Localização (Lon; Lat)	Disponibilidade dos dados	Período Chuvoso/Seco	Referência principal
Petrolina (PTN)	Pernambuco	428,6	395	<i>Commiphora leptophloeos</i> , <i>Schinopsis brasiliensis</i> , <i>Mimosa tenuiflora</i> , <i>Cenostigma microphyllum</i> , <i>Sapium glandulosum</i>	-40,3212; -9,0465	Jan–Dez 2011	Jan-Abr/ Mai-Dez	Souza et al. (2015)
Serra Negra do Norte (SNN)	Rio Grande do Norte	629,5	205	<i>Caesalpinia pyramidalis</i> , <i>Aspidosperma pyrifolium</i> , <i>Anadenanthera colubrina</i> , <i>Croton blanchetianus</i>	-37,2514; -6,5783	Jan–Dez 2014	Jan-Mai/ Jun-Dez	Marques et al. (2020)
Serra Talhada (SET)	Pernambuco	648	465	<i>Mimosa hostilis</i> , <i>Mimosa verrucosa</i> , <i>Croton sonderianus</i> , <i>Anadenanthera macrocarpa</i> , <i>Spondias tuberosa</i>	-38,3842; -7,9682	Jan–Dez 2015	Nov-Abr/ Mai-Out	Silva et al. (2017b)
Campina Grande (CGR)	Paraíba	777	490	<i>Croton blanchetianus</i> , <i>Mimosa ophthalmocentra</i> , <i>Poincianella pyramidalis</i> , <i>Allophylus quercifolius</i> , <i>Mimosa sp.</i>	-35,9750; -7,2798	Jan–Dez 2014	Mar-Jul/ Ago-Fev	Oliveira et al. (2021)
Campina Grande (CGR)	Paraíba	777	490	<i>Croton blanchetianus</i> , <i>Mimosa ophthalmocentra</i> , <i>Poincianella pyramidalis</i> , <i>Allophylus quercifolius</i> , <i>Mimosa sp.</i>	-35,9763; -7,2805	Jan–Dez 2020	Mar-Jul/ Ago-Fev	Este estudo

<sup>1</sup> Fontes de dados de chuva: Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil (INMET) e Agência Estadual de Água e Clima de Pernambuco (APAC)

<sup>2</sup> Barbosa et al. (2020).

## 4.2 O MODELO SEASONAL TROPICAL ECOSYSTEM ENERGY PARTITIONING (STEEP)

Os modelos SEB têm sido aplicados em muitas partes do mundo (MOHAN et al., 2020a). Como visto no tópico 3.1.1, entre os modelos SEB mais utilizados podem-se citar o SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1998), SEBS (SU, 2002), METRIC (ALLEN et al., 2007), SSEBop (SENAY et al., 2013). Assim como em outros modelos SEB, o STEEP realiza o balanço de energia no momento da passagem do satélite (instantâneo) para obter  $\lambda ET$  como resíduo do balanço de energia à superfície. Os cálculos de  $R_n$  e  $G$ , necessário para obter  $\lambda ET$ , seguiram os procedimentos descritos em Ferreira et al. (2020) e Bastiaanssen et al. (2002), respectivamente, ajustados para processar dados do sensor *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS).

H foi calculado seguindo os métodos descritos na Tabela 2: usando  $rah$  e  $dT$ , ambos tradicionalmente aplicados em modelos SEB, mas também focando em peculiaridades das FTSS que nunca foram consideradas em outros modelos SEB. Nesta versão proposta, a  $rah$  foi descrita de acordo com Verhoef et al. (1997a) e Paul et al. (2013), que requer, entre outros parâmetros/variáveis, o comprimento de rugosidade do momentum ( $z_0m$ ), a altura de deslocamento plano zero ( $d_0$ ) o parâmetro adimensional  $kB^{-1}$  e as correções de estabilidade atmosférica de Monin-Obukhov (PAULSON, 1970).  $z_0m$  é influenciado por uma série de propriedades estruturais da planta, por exemplo, altura da vegetação, largura e coeficientes de arrasto da vegetação e espaçamento (ou densidade).  $z_0m$  é comumente calculado em função do LAI (VERHOEF et al., 1997b; LIU et al., 2021). No entanto, a maioria das plantas das FTSS passa uma parte substancial do ano sem folhas; sob essas condições,  $z_0m$  é derivado de troncos, caules e galhos. Como o LAI está relacionado apenas à quantidade e variabilidade de folhas, ele não pode representar a estrutura lenhosa sem folhas (MIRANDA et al., 2020). Portanto, o *Plant Area Index* (PAI), que é a área total da planta acima do solo, ou seja, folhas e estruturas lenhosas que interceptam ativamente a luz, foi usado para representar as estruturas das plantas no cálculo de  $z_0m$  e  $d_0$ .

Para incorporar as condições de variabilidade hídrica no sistema florestal no cálculo do calor sensível, foi aplicado o procedimento descrito em Gokmen et al. (2012) que corrige a equação  $kB^{-1}$  apresentada em Su et al. (2001), incorporando a umidade do solo obtida por sensoriamento remoto. Os perfis de condutância do dossel são a ligação entre a umidade do solo e o fluxo de calor sensível/latente. A fonte de calor sensível/latente se move verticalmente ao longo do dossel em função do estresse hídrico da planta (GOKMEN et al., 2012; BONAN

et al., 2021), o que afeta o comprimento da rugosidade de calor e, portanto,  $kB^{-1}$  e  $rah$ . Assim, quando há redução da umidade do solo, ocorre também redução do valor de  $rah$  e, conseqüentemente, aumento de  $H$  e diminuição de  $\lambda ET$ . Além disso, para o cálculo do  $dT$ , utilizou-se a regressão linear da  $T_s$ , com a suposição de extremo contraste em termos de cobertura e umidade (extremos quentes/secos e frios/úmidos) para determinar os coeficientes de regressão linear. No entanto, nos *pixels* dos membros finais quentes/secos e frios/úmidos,  $H$  foi calculado pelo balanço de energia à superfície (ALLEN et al., 2007), e o  $\lambda ET$  remanescente foi incorporado através da equação de Priestley-Taylor (1972) e restrições fisiológicas da planta seguindo a abordagem em Singh e Irmak (2011) e French et al. (2015). As séries temporais de PAI e umidade do solo usadas em nesse estudo podem ser vistas no Apêndice B, Figura B2. As referências dos métodos e equações adotados para a formulação do modelo STEEP encontram-se na Tabela 2 e no Apêndice C, respectivamente. A Tabela 2 também apresenta as referências dos métodos para um dos modelos SEB por SR mais utilizados, o modelo SEBAL.

Tabela 2. Referências dos métodos utilizados nos modelos STEEP e SEBAL para obtenção do fluxo de calor sensível.

Variável/Parâmetro	STEPP	SEBAL
Resistência aerodinâmica para transferência de calor ( $rah$ )	Verhoef et al. (1997a); Paul et al. (2013)	Bastiaanssen et al. (2002); Laipelt et al. (2021)
Comprimento de rugosidade para transferência de momentum ( $z0m$ )	Verhoef et al. (1997b); Paul et al. (2013), substituindo LAI por PAI	Bastiaanssen et al. (2002); Laipelt et al. (2021)
Altura de deslocamento do plano zero ( $d_0$ )	Verhoef et al. 1997b; Paul et al. (2013)	-
<i>Plant Area Index</i> (PAI)	Miranda et al. (2020)	-
Parâmetro $kB^{-1}$	Su et al. (2001)	$z0h$ como valor único e constante (0,1); Bastiaanssen et al. (2002)
Correção da umidade do solo por sensoriamento remoto em $kB^{-1}$	Gokmen et al. (2012)	-
Cálculo do $H$ e do $\lambda ET$ remanescente em <i>pixels</i> de membros finais	Allen et al. (2007); Singh e Irmak, (2011); French et al. (2015)	Cálculo do $H$ apenas no membro final quente/seco; Bastiaanssen et al. (2002)

### 4.3 IMPLEMENTAÇÃO E PROCESSAMENTO DO STEEP

O STEEP foi implementado no ambiente de computação em nuvem *Google Earth Engine* (GEE; GORELICK et al., 2017) usando a API Python (versão 3.6). Análises estatísticas para avaliar o desempenho do modelo foram realizadas em *Python* e implementadas no ambiente de programação *Jupyter*. O pacote *python geemap* (WU, 2020) possibilitou a integração do *Python* com o ambiente GEE, e o pacote *hydrostats* (ROBERTS et al., 2018) foi utilizado para a avaliação estatística do desempenho dos modelos.

A aplicação do modelo foi projetada para aproveitar os dados disponíveis no GEE. Os conjuntos de dados de sensoriamento remoto foram derivados de produtos de sensores MODIS, Shuttle Radar Topography Mission (SRTM; FARR et al., 2007) e o produto *Global Forest Canopy Height* forneceu a altura da vegetação (POTAPOV et al., 2021; Tabela 3). Os dados climáticos necessários para executar o modelo, ou seja, velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa, radiação de ondas curtas e radiação térmica líquida na superfície, foram obtidos do produto de reanálise ERA5-Land (MUÑOZ SABATER, 2019). Para os dados referentes à umidade do solo, utilizou-se o produto *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS; RODELL et al., 2004). O produto de precipitação CHIRPS (FUNK et al., 2015) foi utilizado apenas para estimar a quantidade de precipitação diária nos locais avaliados.

Tabela 3. Conjuntos de dados disponíveis na plataforma GEE utilizados na pesquisa.

(continua)

Produto	GEE ID	Bandas utilizadas	Cobertura de tempo	Resolução espacial	Resolução temporal
MCD43A4.006	MODIS/006/MCD43A4	B1–B7	Fev 2000–presente	0,5 km	1 dia
MOD09GA.006	MODIS/006/MOD09GA	SolarZenith	Fev 2000–presente	1 km	1 dia
MOD11A1.006	MODIS/006/MOD11A1	LST_Day_1k; Emis_31, Emis_32	Mar 2000–presente	1 km	1 dia
SRTM	USGS/SRTM GL1_003	Elevation	Fev 2000	0,03 km	-
ERA5-Land	ECMWF/ER A5_LAND/H OURLY	dewpoint_tempe rature_2m, temperature_2m, u_component_of _wind_10,	Jan 1981– presente	0,1°	1 hora

(conclusão)					
Produto	GEE ID	Bandas utilizadas	Cobertura de tempo	Resolução espacial	Resolução temporal
ERA5-Land	ECMWF/ERA5_LAND/HOURLY	v_component_of_wind_10m, surface_net_solar_radiation_hourly, surface_net_thermal_radiation_hourly	Jan 1981–presente	0,1°	1 hora
GLDAS	NASA/GLDAS/V021/NOAH/G025/T3H	SoilMoi0_10cm_inst	Jan 2000–presente	0,25°	3 horas
Global Forest Canopy Height, 2019	users/potapovpeter/GEDI_V27	-	Abr 2019	0,03 km	-
CHIRPS	UCSB-CHG/CHIRPS/DAILY	precipitation	Jan 1981–presente	0,05°	1 dia
MOD16A2.006	MODIS/006/MOD16A2	ET	Jan 2001–presente	0,5 km	8 dias
PML_V2	projects/pml_evapotranspiration/PML/OUTPUT/PML_V2_8day_v016	Es, Ec, Ei	Fev 2000–presente	0,5 km	8 dias



A presença de nuvens ou o mau funcionamento instrumental dos sensores orbitais podem causar lacunas nos dados de SR. Para reduzir a perda de informações devido a dados ausentes, optou-se por usar o produto de reflectância MCD43A4. Ao combinar dados de reflectância de sensores MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA e modelar as características de dispersão anisotrópica usando observações de qualidade de dezesseis dias, o produto MCD43A4 representa a dinâmica diária da superfície da Terra sem dados perdidos (SCHAAF e WANG, 2015). Os dados diários de reflectância da superfície do produto MCD43A4 foram usados para obter o albedo da superfície e os índices de vegetação necessários para processar o STEEP. Assim, os dados de albedo da superfície e os índices de vegetação apresentam uma baixa porcentagem de dados ausentes. Para compor a série temporal da  $T_s$ , utilizou-se os dados do MOD11A1 e, para preencher seus dados faltantes, foi aplicado um filtro com o valor médio para uma janela mensal. Este procedimento é semelhante ao método proposto por Zhao et al. (2005) e também é utilizado pelo algoritmo MOD16 para gerar o ET global contínuo.

Seguindo a abordagem em estudos comparáveis, o processamento do algoritmo STEEP foi conduzido com seleção automática de *pixels* de membros finais (BHATTARAI et al., 2017; SILVA et al., 2019a; LAIPELT et al., 2021). Como Silva et al. (2019a), foi utilizado as variáveis biofísicas NDVI, albedo de superfície e  $T_s$  para automatizar a seleção dos *pixels* de membros finais, mas com critérios diferentes. Para a seleção da extremidade quente/seca, o primeiro passo consistiu em selecionar aqueles *pixels* cujos valores de albedo de superfície estão entre os quantis de 50% e 75% e com valores de NDVI maiores que 0,1 e menores que o quantil de 15%. Após essa primeira seleção, um refinamento é aplicado, selecionando apenas os *pixels* desse primeiro conjunto que possuem valores de  $T_s$  entre os quantis de 85% e 97%. Utilizando o conjunto de *pixels* que atenderam aos critérios anteriores, os valores medianos de  $R_n$ ,  $G$ ,  $T_s$  e  $rah$  foram calculados para estabelecer um valor único para cada variável e descrever as características do *pixel* quente. Aplicou-se procedimento semelhante para selecionar a extremidade fria/úmida, mas com limites diferentes (Tabela 4). O procedimento para encontrar os membros finais foi realizado diariamente. Para executar o modelo e realizar a seleção de membros finais, utilizou-se uma área de interesse (AOI), também conhecida como tamanho do domínio. A AOI foi definida como uma área quadrada com 1000 km de lados dentro do domínio da Caatinga e centrada nas coordenadas da torre de cada local. Cheng et al. (2021), por exemplo, aplicaram o SEBAL usando dados MODIS na China e usaram uma AOI de 1200 km x 1200 km.

Tabela 4. Metodologia utilizada para a seleção dos candidatos a membros finais.

Membros finais	
Etapa 1	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;"> <p style="text-align: center;"><i>Pixel quente/seco</i></p> <p>Q50% &lt; albedo de superfície &lt; Q75% e 0,10 &lt; NDVI &lt; Q15%</p> </div> <div style="width: 45%;"> <p style="text-align: center;"><i>Pixel frio/úmido</i></p> <p>Q25% &lt; albedo de superfície &lt; Q50% e NDVI &gt; Q97%</p> </div> </div>
Etapa 2	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;"> <p>dos <i>pixels</i> da Etapa 1, selecionar os <i>pixels</i> com Q85% &lt; Ts &lt; Q97%</p> </div> <div style="width: 45%;"> <p>dos <i>pixels</i> da Etapa 1, selecionar os <i>pixels</i> com Ts &lt; Q20%</p> </div> </div>
Etapa 3	Do conjunto de <i>pixels</i> que atenderam as etapas anteriores, foram calculados os valores medianos de Rn, G, Ts e rah para estabelecer um valor único para cada variável e descrever as características dos membros finais

Q = quantil.

#### 4.4 ANÁLISE DO DESEMPENHO DOS ALGORITMOS

O SEBAL é utilizado neste trabalho como modelo SEB de referência para comparação com o STEEP. O SEBAL é um dos modelos SEB mais aplicados, pois o algoritmo utiliza medidas mínimas *in situ* em comparação com modelos semelhantes (por exemplo, METRIC e SSEBop) e é considerado uma alternativa razoável para estimativas de evapotranspiração em áreas de cultivo e gestão de recursos hídricos (KAYSER et al., 2022). Aplicações com SEBAL têm sido realizadas na Caatinga, como nos estudos de Teixeira et al. (2009), Santos et al. (2020), Costa et al. (2021) e Lima et al. (2021). A implementação do SEBAL foi realizada na versão apresentada pelos estudos de Bastiaanssen et al. (2002), Costa et al. (2021) e Laipelt et al. (2021). Os conjuntos de dados de sensoriamento remoto e a seleção dos *pixels* de membros finais para o SEBAL foram realizados conforme descrito para o STEEP.

As estimativas de ET e H do STEEP e SEBAL foram comparadas com as medidas de *Eddy Covariance* correspondentes. Os valores modelados foram extraídos no *pixel* correspondente a cada local de observação. O *footprint* para os sites PTN, SET, SNN é inferior a 500 m (SILVA et al., 2017b; CAMPOS et al., 2019; SANTOS, et al., 2020). Para o site CGR foi assumido que o *footprint* seja semelhante devido à sua semelhança em termos de características do vento e inclinação do terreno em comparação com os outros locais. Além disso, as áreas circundantes de cada um dos nossos locais de estudo (Apêndice B, Figura B1) – que excede as *footprint* destas torres *Eddy Covariance* – são homogeneamente cobertas pela vegetação da Caatinga. A avaliação foi feita com valores de ET diários e valores de H por hora, mais especificamente com o valor de H modelado/medido às 11h00 hora local (GMT-3), considerando que este é o horário mais próximo da passagem do satélite. Além disso, o modelo STEEP foi comparado com dois produtos consolidados de estimativa de ET disponíveis no

GEE: MODIS *Global Terrestrial Evapotranspiration A2 version 6* (MOD16; MU et al., 2011; RUNNING et al., 2019) e o modelo Penman-Monteith-Leuning *model version 2 global evaporation* (PMLv2; ZHANG et al., 2019); ambos os produtos têm uma resolução de *pixels* de 500 m (Tabela 3). O algoritmo usado no MOD16 é baseado na equação de Penman-Monteith e usa dados de sensoriamento remoto MODIS e dados climáticos do *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications* (MERRA; MU et al., 2011). No MOD16, ET é a soma da evaporação do solo ( $E_s$ ), transpiração do dossel ( $T_c$ ) e evaporação do dossel úmido ( $E_c$ ) e é fornecida como valores cumulativos de oito dias. Mais detalhes sobre o MOD16 podem ser encontrados em Mu et al. (2011) e Running et al. (2019). O produto global PMLv2 é um modelo biofísico baseado na equação de Pennam-Monteith-Leuning que também usa dados de sensoriamento remoto MODIS com dados de reanálise meteorológica do GLDAS como entradas do modelo. Como em MOD16, ET em PMLv2 também é a soma de  $E_s$ ,  $T_c$  e  $E_c$ , mas é fornecida como médias de oito dias. Para compatibilizar os valores de MOD16 e PMLv2, a ET de PMLv2 foi multiplicada por oito. Detalhes sobre PMLv2 podem ser encontrados em Gan et al. (2018) e Zhang et al. (2019). Acumulou-se a ET diária medida nos locais de observação, ou seja, dos dados *Eddy Covariance* e também a ET modelada com o STEEP para os mesmos períodos de oito dias para torna-los compatíveis com a resolução temporal dos conjuntos de dados MOD16 e PMLv2. A média dos valores diários medidos em cada período de oito dias (mesmo que houvesse valores ausentes nesse período) foi multiplicada por oito para calcular a ET observada de 8 dias. Para corresponder à escala de tempo dos produtos MOD16/PMLv2, os valores de ET do STEEP foram obtidos através da média de 8 dias da fração evaporativa (FE) e então multiplicada pela radiação líquida diária nesse período, assumindo que FE pode ser considerada constante nesse intervalo. Em seguida, a ET foi somada no intervalo de 8 dias. Finalmente, também comparamos o ET modelado (pelo STEEP e os dois produtos globais) com a ET observado, apenas nos períodos de 8 dias, quando não faltaram dados observados em campo. No entanto, com este critério, o número de observações caiu drasticamente.

Os modelos STEEP e SEBAL e produtos globais de ET foram avaliados com cinco métricas de desempenho (Tabela 5). Uma combinação de métricas de desempenho é frequentemente usada para avaliar o desempenho geral dos modelos porque uma única métrica fornece apenas uma projeção de um determinado aspecto das características do erro (CHAI; DRAXLER, 2014). A Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE) é comumente utilizada para expressar a acurácia dos resultados com a vantagem de apresentar valores de erro nas mesmas unidades da variável analisada; valores ótimos próximos de zero (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011). O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) representa a qualidade da tendência linear

entre os dados observados e simulados e varia de 0 a 1; valores altos indicam melhor desempenho do modelo. A eficiência de Nash–Sutcliffe (NSE) indica a precisão da saída do modelo em relação à média dos dados observados (NSE = 1 é o valor ótimo; NASH; SUTCLIFFE, 1970). O coeficiente de correlação de concordância ( $\rho_c$ ) é uma medida que avalia quão bem os dados bivariados caem na linha 1:1.  $\rho_c$  mede tanto a precisão com a exatidão.  $\rho_c$  varia de -1 a +1 semelhante ao coeficiente de correlação de Pearson, com concordância perfeita em +1 (LIN, 1989; LIAO; LEWIS, 2000; AKOGLU, 2018). O viés percentual (PBIAS) mede a diferença relativa média entre os valores observados e estimados, com valor ótimo em 0 (GUPTA et al., 1999). Além disso, avaliamos a estrutura do modelo STEEP extraíndo as métricas de desempenho do modelo depois de excluí-lo de suas principais implementações individualmente (Tabela 2) e por combinações duas a duas de  $z_0$ ,  $ra_h$  e  $\lambda ET$  remanescente nos *pixels* de membros finais. Foi executado a versão de controle do modelo SEB, ou seja, SEBAL nesse estudo, incorporando uma ou duas melhorias no modelo e mantendo as partes restantes do algoritmo iguais ao modelo SEB de referência.

Tabela 5. Métricas de desempenho.

Métrica de desempenho	Equação	Intervalo
Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2}{N}}$	$[0, +\infty[$
Coefficiente de determinação ( $R^2$ )	$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})(M_i - \bar{M})]^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 \cdot \sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}$	$[0, 1]$
Eficiência de Nash–Sutcliffe (NSE)	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}$	$]-\infty, 1]$
Coef. de correlação de concordância ( $\rho_c$ )	$\rho_c = \frac{2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})(M_i - \bar{M})}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 + \sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2 + (N - 1)(\bar{O} - \bar{M})^2}$	$[-1, 1]$
Viés percentual (PBIAS)	$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i) \cdot 100}{\sum_{i=1}^N O_i}$	$]-\infty, +\infty[$

onde  $N$  tamanho da amostra;  $O$  valor observado;  $M$  valor modelado;  $\bar{O}$  média do valor observado;  $\bar{M}$  média do valor modelado.

#### 4.5 APLICATIVO DE ESTIMATIVA DE SÉRIES TEMPORAIS DE EVAPOTRANPIRAÇÃO PARA O BIOMA CAATINGA

A plataforma do GEE possibilita o processamento em larga escala de informações geoespaciais, a partir da computação de alto desempenho em nuvem (GORELICK et al., 2017; MIETTINEN et al., 2019), além disso, o GEE possibilita que usuários compartilhem seus códigos através de aplicativos. Os aplicativos (Apps) do *Earth Engine* são interfaces dinâmicas e compartilháveis do código fonte de determinada análise, para uso de especialistas e não especialistas. Os aplicativos publicados no GEE podem ser acessados a partir de uma URL específico do aplicativo gerado no momento da publicação, e vale mencionar que nenhuma conta do *Earth Engine* é necessária para visualizar ou interagir com um aplicativo publicado.

Uma vez verificado o desempenho do modelo STEEP com os dados observados na escala pontual, foi desenvolvido o aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* na plataforma do GEE, possibilitando assim, que qualquer usuário, obtenha em poucos minutos estimativas de ET, dentro dos limites da Caatinga. O *ET Caatinga – Time Series Inspector* funciona como um repositório, que permite ao usuário obter uma série temporal de ET em um local selecionado, além disso, o usuário pode ainda fazer o *download* do raster da ET acumulada em um ano escolhido. O *ET Caatinga – Time Series Inspector* pode ser executado no período no qual os dados MODIS estão disponíveis (~2004 – 2022). A ideia é que o aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* possa auxiliar diferentes usos como, por exemplo, modelagem hidrológica (dados de entrada, calibração ou verificação), base de dados para agências relacionadas à gestão da água, ou ainda para o planejamento da irrigação, dentre outras possíveis aplicações.

A versão do aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* está disponível através da URL: <https://ulissesalencar17.users.earthengine.app/view/appetmodels>. Para sua execução basta que o usuário selecione o ano de interesse, em seguida, selecionar o modelo a ser executado (na atual versão os modelos disponíveis são: STEEP, SEBAL e S-SEBI), clicar em algum ponto do mapa (dentro do domínio da Caatinga), e executar o modelo clicando em ‘*Run Model*’. A série temporal do *pixel* clicado é exibida através de um gráfico, onde pode-se exportar a série no formato csv, por exemplo. O usuário, caso deseje, pode exportar o raster de ET real acumulada anual dentro de uma janela de visualização (área quadrada de 10 km de lados, centrada nas coordenadas do ponto que usuário clicar no mapa), através do botão ‘*Download viewport*’, após alguns instantes irá surgir um link ‘*Download*’ que ao clicar o raster será baixado.

Para demonstrar a aplicabilidade da ferramenta *ET Caatinga – Time Series Inspector* foi extraída as séries temporais de ET diária modelada pelo STEEP nos quatro sites estudados (PTN, SNN, SET e CGR), nos anos disponíveis (2004-2021, com exceção dos anos 2008 e 2016, em que há lacunas nos dados MOD11A1.006, em virtude de problemas no sensor nesses anos). Além disso, com o auxílio dos mapas de ET acumulada de cada ano foi possível obter o mapa da série histórica média de ET acumulada.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DOS MODELOS STEEP E SEBAL COM OS VALORES OBSERVADOS

As estatísticas de desempenho do ET diário por STEEP e SEBAL nas estações chuvosa e seca para os locais avaliados são mostradas na Figura 6. Em geral, o STEEP apresentou um desempenho melhor que o SEBAL. Embora as melhores métricas estatísticas do STEEP tenham ocorrido na estação seca, na estação chuvosa, elas também foram superiores em relação ao SEBAL. Especificamente, na estação seca, o STEEP exibiu um RMSE entre 0,6 a 1,06 mm/dia, enquanto o SEBAL foi de 1,06 a 2,24 mm/dia. O valor máximo de  $R^2$  no STEEP foi de 0,62 (sites PTN e SNN), enquanto o SEBAL atingiu apenas 0,33. A métrica NSE foi a pior entre as cinco analisadas no SEBAL: valores inferiores a -7,5 ocorreram em três dos cinco sites. Embora o STEEP nos sites PTN e SNN o NSE tenham valores superiores a 0 (0,55 e 0,25, respectivamente) os outros sites também tiveram valores negativos, chegando a -2,5. Em termos de  $\rho_c$ , os valores variaram de 0,09 a 0,77 no STEEP e de -0,04 a 0,41 no SEBAL. Também é possível perceber a redução que o STEEP trouxe para a modelagem ET em termos de PBIAS quando comparado ao SEBAL.

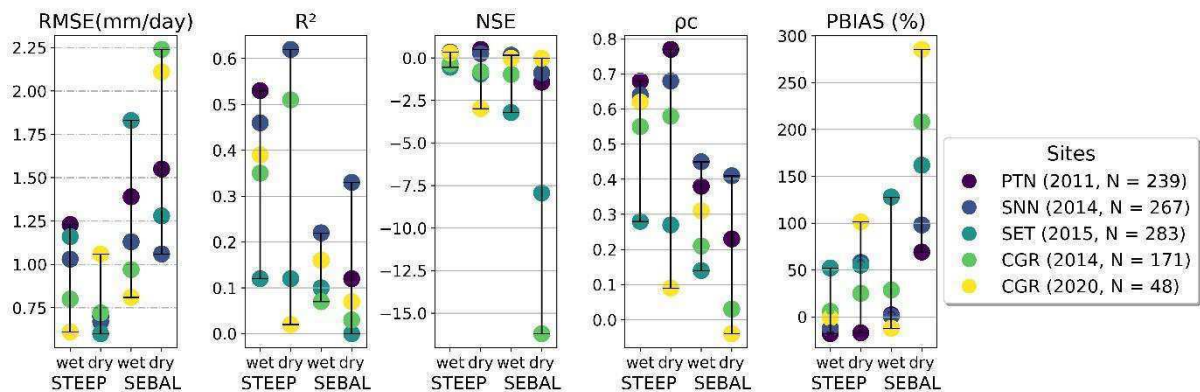


Figura 6. Resultados das estatísticas de desempenho do ET diário nas estações chuvosa e seca para os sites avaliados.

Globalmente, sem discriminar entre as estações chuvosa e seca, o STEEP apresentou melhor desempenho estatístico do que o SEBAL em todos os locais avaliados (Figura 7). Enquanto o STEEP exibiu um RMSE entre 0,75 e 0,94 mm/dia, o RMSE para o SEBAL ficou entre 1,08 e 1,75 mm/dia. Em termos de  $R^2$ , os valores ficaram entre 0,24 a 0,69 para o STEEP, e abaixo de 0,2 para o SEBAL para todos os sites exceto no SNN (0,55). Da mesma forma, os

valores de NSE e  $pc$  foram maiores para o STEEP em comparação com SEBAL. No STEEP, todos os sites tiveram valores de NSE e  $pc$  acima de -0,42 e 0,41, respectivamente, enquanto todos os sites, exceto SNN, tiveram valores abaixo desses limites para SEBAL. Os modelos superestimaram a ET ( $PBIAS > 0$ ), com exceção das estimativas do STEEP para o site PTN. A maior superestimação pelo modelo STEEP foi inferior a 60%, enquanto no SEBAL foi superior a 140%.

Os resultados da modelagem da ET com o SEBAL foram semelhantes a outros estudos que também aplicaram esse modelo. Laipelt et al. (2021) encontraram  $R^2$  variando de 0,18 a 0,87 ao aplicar o SEBAL e comparados com dez dados torres de EC localizadas em diferentes biomas no Brasil (Amazônia, Cerrado, Pantanal e Pampa). Cheng et al. (2021) obtiveram valores de 0,53 a 0,77 para  $R^2$  e valores de RMSE de 0,89 a 1,02 mm/dia ao comparar estimativas de torres EC e SEBAL em diferentes coberturas terrestres na China. Costa et al. (2021), ao aplicarem o SEBAL na Caatinga, encontraram valores de  $R^2$  e NSE de 0,57 e 0,36 respectivamente. Santos et al. (2020) modelaram a ET com SEBAL no site do SNN (nos anos 2014-2016) e obtiveram valores de  $R^2$  e RMSE de 0,28 e 1,43 mm/dia, respectivamente. Para este site, foi obtido  $R^2$  e RMSE de 0,55 e 1,08 mm/dia, respectivamente, para o ano de 2014 utilizando o SEBAL. Embora o estudo de Santos et al. (2020) e o presente estudo tenham sido realizados com dados MODIS, eles diferem quanto aos dados climáticos utilizados e o algoritmo para a seleção de *pixels* de membros finais.

O STEEP exibiu uma maior precisão sazonal em comparação com o SEBAL (Figura 7), conforme evidenciado pela qualidade do ajuste entre os valores simulados e observados expressos pelo indicador NSE. As estimativas do STEEP seguiram a mesma evolução temporal dos valores observados. O STEEP capturou satisfatoriamente os valores mínimos e máximos de ET, inclusive após eventos de chuva, isso é particularmente evidente na Figura 7a, onde os dois picos de ET observados no final de 2011 — entre DOY 300 e 360 — no site PTN foram bem capturados pelo STEEP. Esse desempenho aprimorado pode ser explicado porque a umidade do solo é incorporada no algoritmo STEEP. Em regiões semiáridas e particularmente nas FTSS, além da disponibilidade de energia, a evapotranspiração é altamente dependente da disponibilidade solo-água (LIMA et al., 2012; CARVALHO et al., 2018; MUTTI et al., 2019; PALOSCHI et al., 2020). Em meses chuvosos, baixas taxas diárias de ET são frequentemente observadas devido aos níveis reduzidos de radiação recebida causados pela alta cobertura de nuvens (MUTTI et al., 2019; PALOSCHI et al., 2020). No final do período úmido, quando a energia disponível aumenta, os valores diários de ET também aumentam como resultado da alta disponibilidade de água no solo de eventos de precipitação anteriores (ALLEN et al., 2011;



MARQUES et al., 2020). No período de transição da estação chuvosa para a seca, as folhas não caem imediatamente (ver Tabela 1, principais espécies arbóreas). Em vez disso, a queda de folhas depende das condições ambientais de cada local, incluindo a duração da estação chuvosa e a composição das espécies (LIMA; RODAL, 2010; LIMA et al., 2012; MIRANDA et al., 2020; PALOSCHI et al., 2020; QUEIROZ et al., 2020; MEDEIROS et al., 2022). A água restante disponível no solo ou previamente acumulada nos tecidos vegetais é suficiente para que a vegetação da Caatinga possa manter suas folhas, por curtos períodos, em níveis semelhantes ao período chuvoso (BARBOSA et al., 2006; MUTTI et al., 2019). No entanto, na estação seca, quando a umidade do solo atinge seus níveis mais baixos, a vegetação da Caatinga entra em um estado de dormência que é acompanhado por queda de folhas e redução drástica da atividade fotossintética (e, portanto, da transpiração) como estratégia para lidar com a falta de umidade disponível no solo (DOMBROSKI et al., 2011; PALOSCHI et al., 2020). Esse mecanismo de resiliência é típico de espécies xerofíticas e/ou caducifólias como as encontradas na Caatinga (LIMA et al., 2012; MUTTI et al., 2019; PALOSCHI et al., 2020), e explica os baixos índices de ET na estação seca. Em contraste, no SEBAL, que não considera a disponibilidade hídrica, observou-se que a ET diária seguiu o curso da radiação líquida diária ao longo do ano, principalmente no período seco de cada um dos locais experimentais. Isso está de acordo com os resultados de Kayser et al. (2022), que apontaram que as estimativas de ET com o SEBAL podem ser sazonalmente precisas em locais onde o principal direcionador da ET é a energia disponível. Os resultados do presente estudo destacam que modelos SEB como o SEBAL, que são formulados para serem dependentes principalmente da disponibilidade de energia e não consideram a disponibilidade de água do solo e da planta, podem não representar satisfatoriamente a ET em vegetação semiárida como a encontrada na Caatinga (GOKMEN et al., 2012; PAUL et al., 2014; MELO et al., 2021).

O núcleo dos algoritmos STEEP e SEBAL são baseados em encontrar o  $\lambda ET$  como o resíduo do balanço de energia; no entanto, diferem quanto à abordagem utilizada para calcular H. No modelo STEEP, a variação sazonal de H ajustou-se aos valores observados das medições instantâneas às 11h00 (hora local) melhor do que SEBAL, para todos os locais (Figura 8). Os resultados mostram que uma melhora em H leva a uma correspondente nas estimativas de ET. Enquanto as estimativas de H no STEEP exibiram valores de  $p_c$  acima de 0,5 para três dos cinco sites, as estimativas de H no SEBAL exibiram valores de  $p_c$  abaixo de 0,5 para todos os sites. Quando os dados das estações chuvosa e seca são analisados separadamente (Figura 9), a mesma tendência é observada nos resultados: em geral, o modelo STEEP apresentou melhores métricas estatísticas do que o SEBAL.

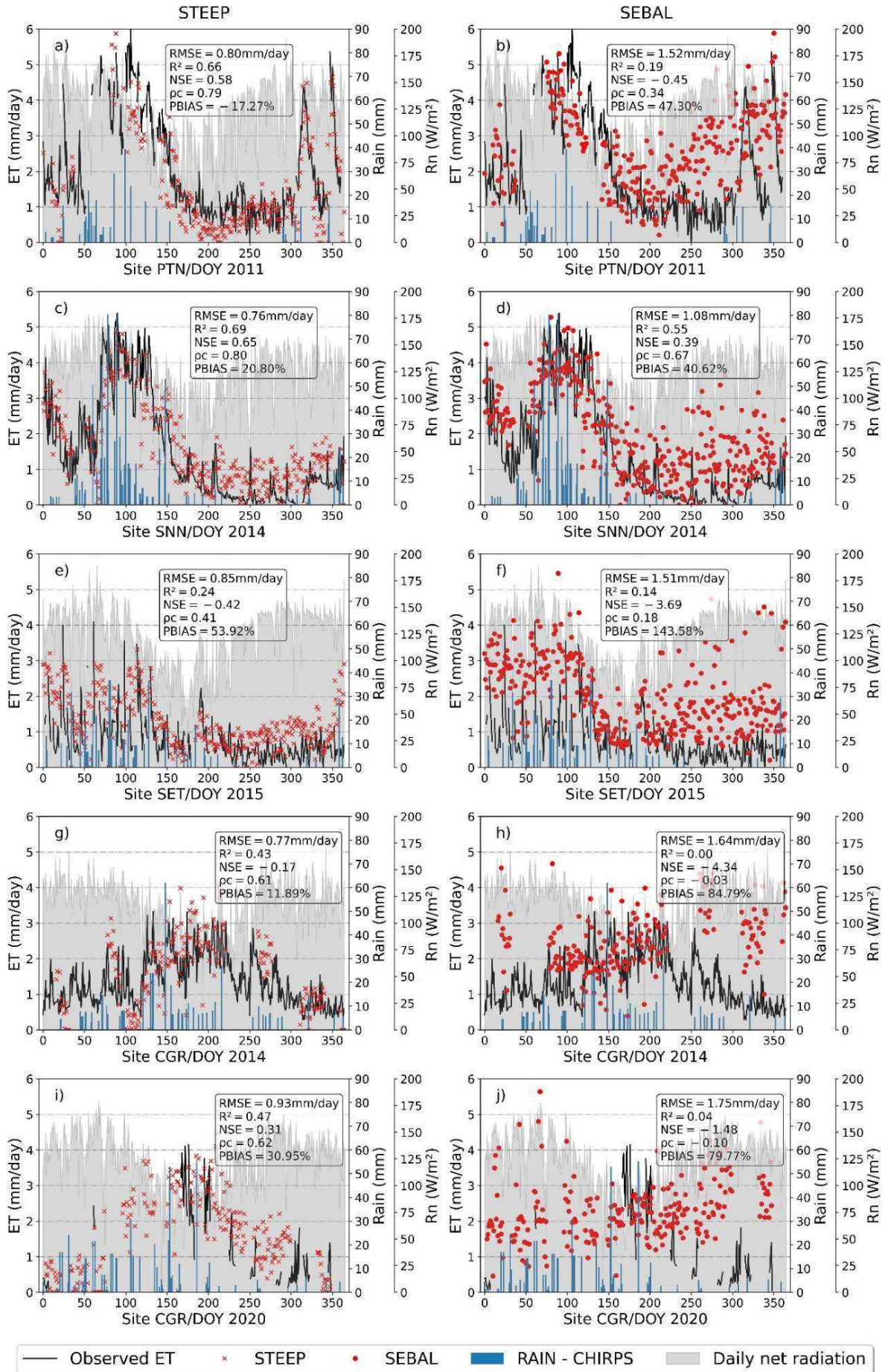


Figura 7. Evapotranspiração diária observada e modelada (ET, mm/dia) para os diferentes locais experimentais: a) e b) PTN 2011, c) e d) SNN 2014, e) e f) SET 2015, g) e h) CGR 2014, i) e j) CGR 2020. As linhas pretas representam a ET observada; as cruzes vermelhas e os pontos são estimativas do STEEP e SEBAL, respectivamente; as barras azuis representam a precipitação diária CHIRPS; a região cinza representa a radiação líquida diária ERA5-Land.

A avaliação dos resultados de STEEP e SEBAL com os valores observados da ET diária e H instantâneo para todos os locais experimentais (Figura 10) indicam que os modelos mostraram desempenhos estatísticos ruins das estimativas de H, embora o STEEP tenha fornecido melhores desempenhos estatísticos do que o SEBAL (Figura 10b). Isso corrobora achados anteriores (GOKMEN et al., 2012; PAUL et al., 2014; TREBS et al., 2021), que mostraram a tendência de subestimação (superestimação) de H (ET) em locais com limitação de água. Pode-se observar que a superestimativa dos valores de H no modelo STEEP em comparação com o SEBAL, produziu valores de ET modelados mais próximos das medidas de EC (ver Figuras 6 e 7). O fraco desempenho de H nos modelos em relação aos dados observados foi atribuído às oscilações de H ao longo do dia (Campos et al., 2019; Lima et al., 2021). Ao se comparar a estimativa de H instantânea (STEEP ou SEBAL) com a medição média de 30 minutos (EC), espera-se que o H modelado tenha desempenho inferior que a ET diária para o mesmo local e período. Além disso, para locais com menos observações de H (SET 2015 e CGR 2020), especialmente na estação seca, as métricas mostraram que o STEEP não teve um desempenho tão bom para cada estação, como outros sites com mais dados disponíveis. Ainda assim, esses dados limitados foram suficientes para mostrar que o STEEP supera o desempenho do SEBAL na estimativa de H.

O melhor desempenho do STEEP sobre o SEBAL para o Bioma Caatinga a pelo menos três razões, apresentadas em ordem de impacto da implementação do modelo em seu desempenho (Figura 11 e Tabela A1 encontrada no Apêndice A). Primeiro, quantificando o  $\lambda ET$  remanescente nos *pixels* dos membros finais por meio da equação de Priestley-Taylor, uma estimativa mais confiável de H nos *pixels* dos membros finais pode ser obtida, como também foi evidenciado por Singh e Irmak (2011). Este processo é crítico para o cálculo numérico subsequente de H em modelos SEB que usam  $dT$ , pois sua precisão está intimamente relacionada à quantificação do balanço de energia nos membros quentes e frios (TREZZA, 2006; ALLEN et al., 2007; LONG et al., 2011; SINGH e IRMAK, 2011; SINGH et al., 2012). Em segundo lugar, as características de rugosidade perto da superfície onde se originam os fluxos de calor são parametrizadas por  $z_0m$ , que depende de vários fatores, como direção do

vento, altura e tipo de cobertura vegetal (KUSTAS et al., 1989b). A estimativa de  $z_0$  apenas com uma relação exponencial, em função dos índices de vegetação, pode ser uma simplificação excessiva (KUSTAS et al., 1989a; PAUL et al., 2013). Neste estudo,  $z_0$  e  $d_0$  são calculados com as equações e coeficientes propostos em Raupach (1994) e Verhoef et al. (1997b), e usando o PAI pois esse índice representa melhor as mudanças fenológicas intra-anuais da Caatinga (Miranda et al., 2020). Este procedimento considera as características das FTSS, como sazonalidade da fenologia e altura da vegetação, que afetam consideravelmente a quantificação da transferência turbulenta (LIU et al., 2021). Em terceiro lugar, nesse estudo é usado a equação descrita em Verhoef et al. (1997a) e Paul et al. (2013) para estimar  $rah$ , que considera as diferenças entre transferência de calor e momentum, ao contrário da equação original empregada em outros modelos SEB, por exemplo, SEBAL ou METRIC que considera apenas  $z_0$  e define  $z_0h = 0,1$  ao calcular esta resistência. Além disso, consideramos o parâmetro  $kB^{-1}$  que varia no espaço e no tempo e incorpora o teor de umidade do solo obtido por SR (SU et al., 2001; GOKMEN et al., 2012). A estimativa de ET é melhor representada com valores de  $kB^{-1}$  variando espacialmente, conforme apontado pelos estudos de Gokmen et al. (2012) e Paul et al. (2014). Long et al. (2011), relataram que a introdução desses valores fixos ( $z_0h$  ou  $kB^{-1}$ ) tem um impacto significativo nas magnitudes das estimativas de H. Além disso, Mallick et al. (2018) e Trebs et al. (2021) indicam que a parametrização de  $rah$  pode influenciar a estimativa de ET, principalmente em modelos SEB que são altamente dependentes de  $rah$ . Os resultados encontrados nesse estudo mostram que incluir apenas um ou dois dos refinamentos teve apenas ganhos parciais de desempenho (Figura 11 e Tabela A1 encontrada no Apêndice A). Em contraste, todas as melhorias propostas pelo STEEP quando implementadas em conjunto resultaram nas melhores métricas de desempenho para todos os sites.

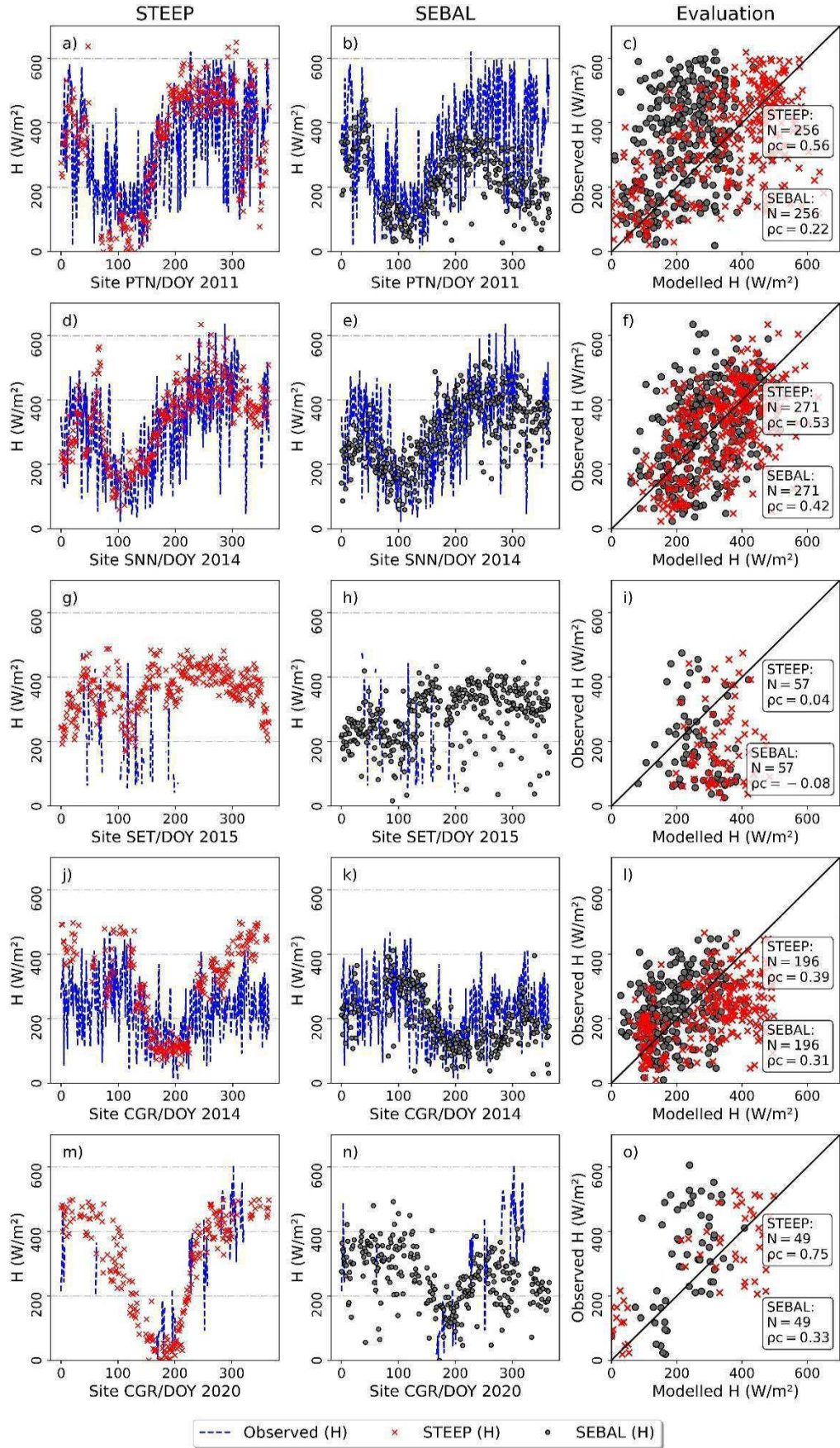


Figura 8. Fluxo de calor sensível instantâneo observado e modelado ( $H$ , às 11h,  $W m^{-2}$ ) para os diferentes locais experimentais: a), b) e c) PTN 2011, d), e) e f) SNN 2014, g), h) e i) SET 2015, j), k) e l) CGR 2014, m), n) e o) CGR 2020. A linha azul representa os valores observados; as cruzes vermelhas e os pontos cinzas correspondem às estimativas STEEP e SEBAL, respectivamente. A linha preta é a linha 1:1.

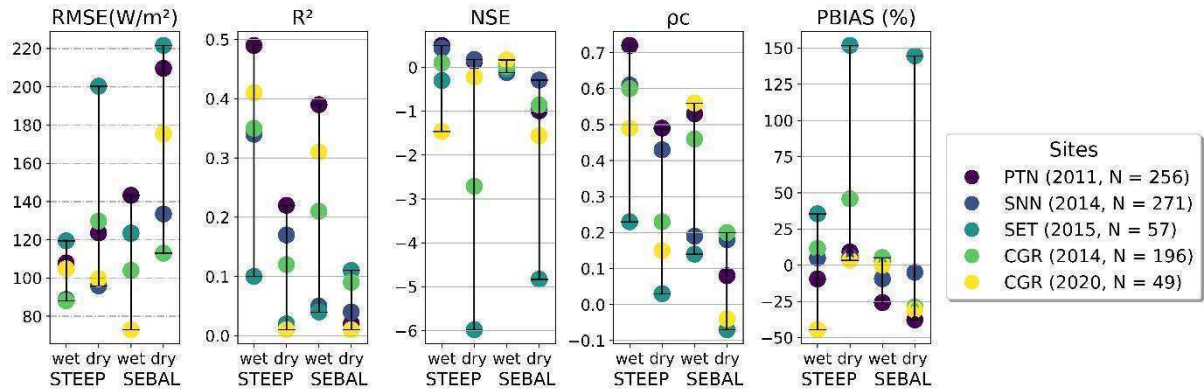


Figura 9. Resultados das estatísticas de desempenho do fluxo instantâneo de calor sensível ( $H$ , às 11h00,  $W m^{-2}$ ) nas estações chuvosa e seca, para os locais avaliados.

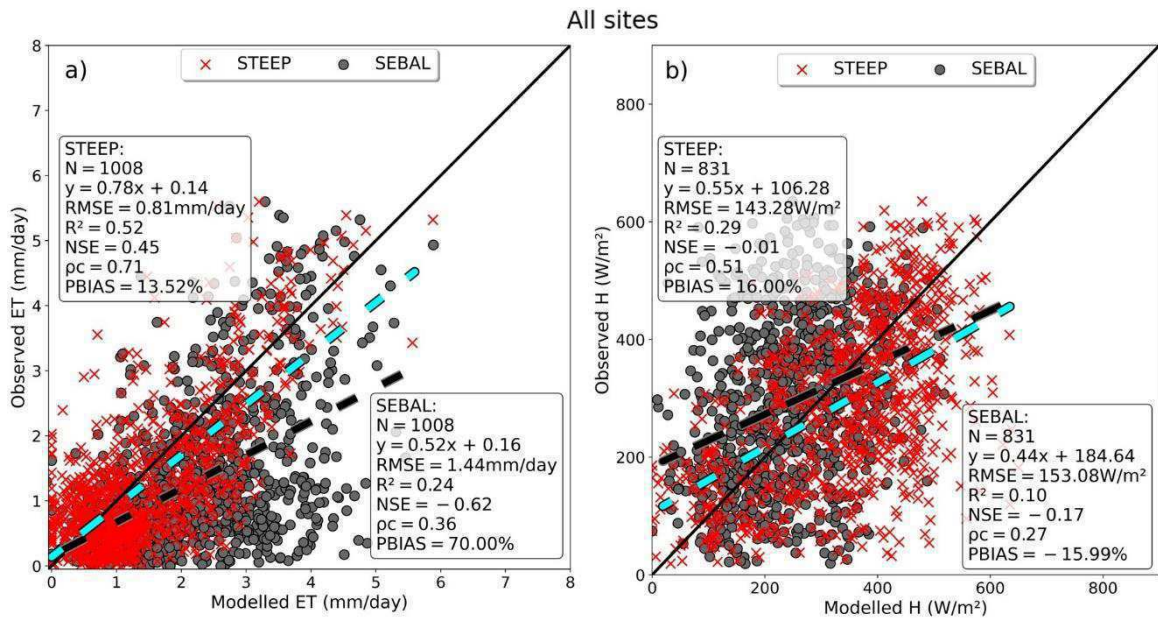


Figura 10. Avaliação do observado e modelado: a) evapotranspiração diária (ET, mm/dia) e b) fluxo de calor sensível instantâneo ( $H$ , às 11h00,  $W m^{-2}$ ) para todos os locais experimentais. STEEP (cruzes vermelhas) e SEBAL (pontos pretos). A linha preta é a linha 1:1; a linha tracejada ciano (preta) é a regressão linear ajustada entre os valores do modelo observado e STEEP (SEBAL).

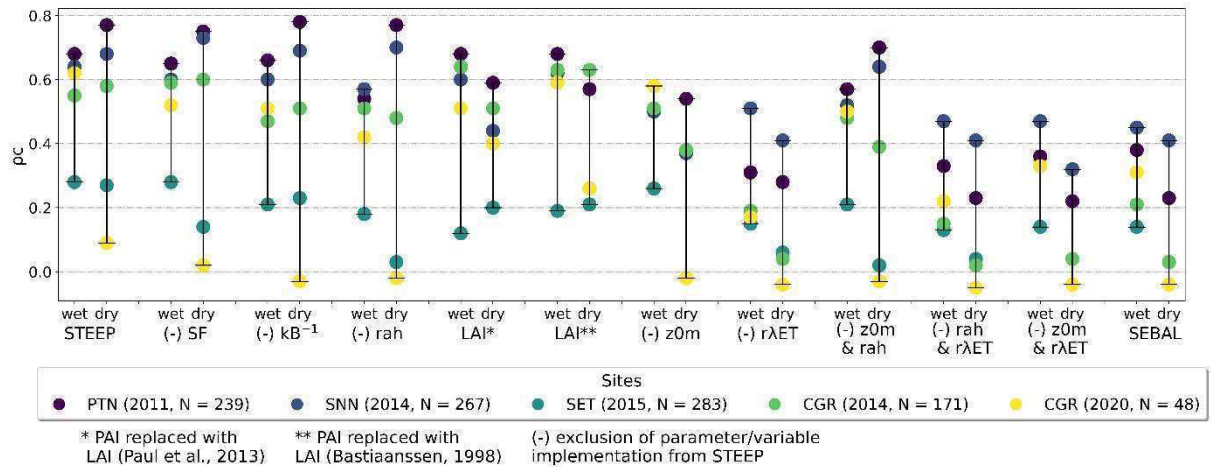


Figura 11. Alteração do coeficiente de correlação de concordância ( $\rho_c$ ) pela exclusão/modificação de um ou dois parâmetros/variáveis implementados no modelo STEEP, nas estações chuvosa e seca: fator de escala correção da umidade do solo (SF), o parâmetro  $\text{kB}^{-1}$ , a resistência aerodinâmica para transferência de calor (rah), substituição de PAI por LAI (determinada por dois métodos diferentes), comprimento de rugosidade para transferência de momentum ( $z0m$ ) e fluxo de calor latente remanescente nos *pixels* de membros finais ( $r\lambda ET$ ).

## 5.2 COMPARAÇÃO DAS ESTIMATIVAS DO MODELO STEEP COM PRODUTOS GLOBAIS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A comparação das estimativas de ET por STEEP, MOD16 e PMLv2 (na escala de oito dias) com os valores observados dos diferentes locais (Figura 12) revela que as estimativas de ET pelo STEEP e produtos globais seguiram adequadamente a sazonalidade dos valores observados, com melhor ajuste para STEEP e MOD16. Em geral, a avaliação nos diferentes locais mostra que o RMSE do STEEP não foi superior a 6,45 mm/8 dias, enquanto o RMSE máximo dos produtos de ET foi próximo de 15 mm/8 dias. Nota-se que o menor valor de RMSE encontrado (4,11 mm/8 dias) foi para MOD16 no site SET. Em relação aos valores de  $R^2$ , 80% das avaliações com STEEP foram iguais ou superiores a 0,50. No MOD16, 60% das avaliações foram iguais ou superiores a 0,70, enquanto no PMLv2 nenhum local ultrapassou um valor de  $R^2$  igual a 0,55. O valor de NSE produzido pelo STEEP foi de 0,77, enquanto com o MOD16 foi de 0,70, ambos no site SNN, enquanto o PMLv2 não excedeu 0,39 (site PTN). Em relação ao  $\rho_c$ , os percentuais de avaliações do ET que obtiveram valores iguais ou superiores a 0,70 foram 60% no STEEP e MOD16, e apenas 20% no PMLv2 (no site PTN). As superestimativas no STEEP não foram superiores a 50%, no MOD16 não superior a 95%, e PMLv2, exceto para

o site SET que obteve um PBIAS aproximadamente 150%, os demais sites não ultrapassaram 80%.

Destaca-se o bom desempenho do MOD16 nos sites SET, SNN e especialmente em PTN, com métricas de desempenho e comportamento sazonal muito bons, capturando bem os valores de ET em períodos secos. Os resultados da avaliação do STEEP, MOD16 e PMLv2 com todos os locais de observação simultaneamente são mostrados na Figura 13. É importante ressaltar a predominância que o STEEP apresentou nos desempenhos estatísticos sobre MOD16 e PMLv2, com RMSE menor que 6mm/8 dias,  $R^2$  e NSE maiores ou próximos a 0,60,  $\rho_c$  maior que 0,75 e superestimativa média menor que 12%. A análise com o conjunto considerando apenas os períodos de 8 dias sem dados ausentes observados em campo (ou seja, períodos com medições ET válidas durante oito dias consecutivos) (Apêndice B, Figura B3) não alterou os resultados globalmente, confirmando a dominância do STEEP em relação aos outros dois produtos avaliados.

As diferenças entre os produtos STEEP e MOD16 e PMLv2 podem ser explicadas por dois motivos. Em primeiro lugar, a forma de obtenção da ET difere entre o STEEP e os outros produtos. Enquanto STEEP e outros modelos SEB de fonte única estimam a ET como um processo único, ou seja, as estimativas de evaporação e transpiração do solo são fornecidas como uma soma agrupada (SAHNOUN et al., 2021), e a perda de interceptação não é levada em conta; MOD16 e PMLv2 discriminam os componentes de evaporação do solo, transpiração do dossel e evaporação do dossel úmido (MU et al., 2011; ZHANG et al., 2019). Com isso em mente, é notável que o STEEP tenha um desempenho melhor do que os outros produtos ET de múltiplas fontes amplamente utilizados. Em segundo lugar, os conjuntos de dados de entrada e seus usos são diferentes. Os dados meteorológicos usados no STEEP são do ERA5-Land, enquanto no MOD16 são do MERRA e no PMLv2 são fornecidos pelo GLDAS (MU et al., 2011; ZHANG et al., 2019). Além disso, os elementos meteorológicos utilizados são diferentes entre os produtos ET. MOD16 requer temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade relativa e radiação de ondas curtas descendentes. Além desses elementos, PMLv2 também requer precipitação, radiação de onda longa descendente e velocidade do vento (MU et al., 2011; ZHANG et al., 2019; YIN et al., 2020; CHEN et al., 2022). Embora ambos os produtos ET usem os mesmos dados de cobertura da terra (MOD12Q1), apenas o MOD16 os integra em seu algoritmo. No MOD16, o tipo de cobertura do solo define a delimitação do bioma para a caracterização da condutância estomática foliar, déficit de pressão de vapor (VPD) e outros fatores relacionados, enquanto o PMLv2 usa apenas a cobertura da terra para construir uma máscara da área terrestre (CHEN et al., 2022). As fontes e o uso do LAI nesses dois produtos



também são diferentes. O LAI é usado para aumentar a condutância da folha no MOD16, enquanto no PMLv2 é usado para dividir a energia total disponível em absorção do dossel e absorção do solo (MU et al., 2011; ZHANG et al., 2019; CHEN et al., 2022). Embora MOD16 use dados EC de 46 locais distribuídos para validação (MU et al., 2011) e PMLv2 use dados EC de 95 locais distribuídos e dez tipos funcionais de plantas para calibração (ZHANG et al., 2019; YIN et al., 2020), nenhum dos produtos teve locais de observação em FTSS.

As incertezas associadas às medições de campo de ET podem influenciar os resultados de avaliação dos modelos. É geralmente aceito que as torres de fluxo EC fornecem medições ET locais confiáveis (para áreas de dimensões espaciais relativamente limitadas  $\sim 10 \text{ km}^2$ ) (MU et al., 2011; CHU et al., 2021; SALAZAR-MARTÍNEZ et al., 2022). No entanto, geralmente os dados da torre de fluxo têm uma falta de fechamento do balanço de energia, ou seja, a diferença entre a radiação líquida e o fluxo de calor do solo às vezes é maior que a soma dos fluxos de calor latente e sensível turbulento, um erro que pode estar na faixa de 10 a 30% (WILSON et al., 2002; FOKEN, 2008; ALLEN et al., 2011). Essa lacuna pode resultar de erros de instrumentos, condições meteorológicas e de superfície, por exemplo, aqueles que resultam em advecção e métodos de preenchimento de lacunas (MU et al., 2011). Além disso, a complexa e heterogênea estrutura do dossel, a natureza estocástica da turbulência (HOLLINGER e RICHARDSON, 2005) e as condições climáticas adversas, por exemplo, dias chuvosos e tempestuosos, sensores da torre registrando valores anormais, podem afetar as medições de ET obtidas pelos sistemas EC (RAMOELO et al., 2014).

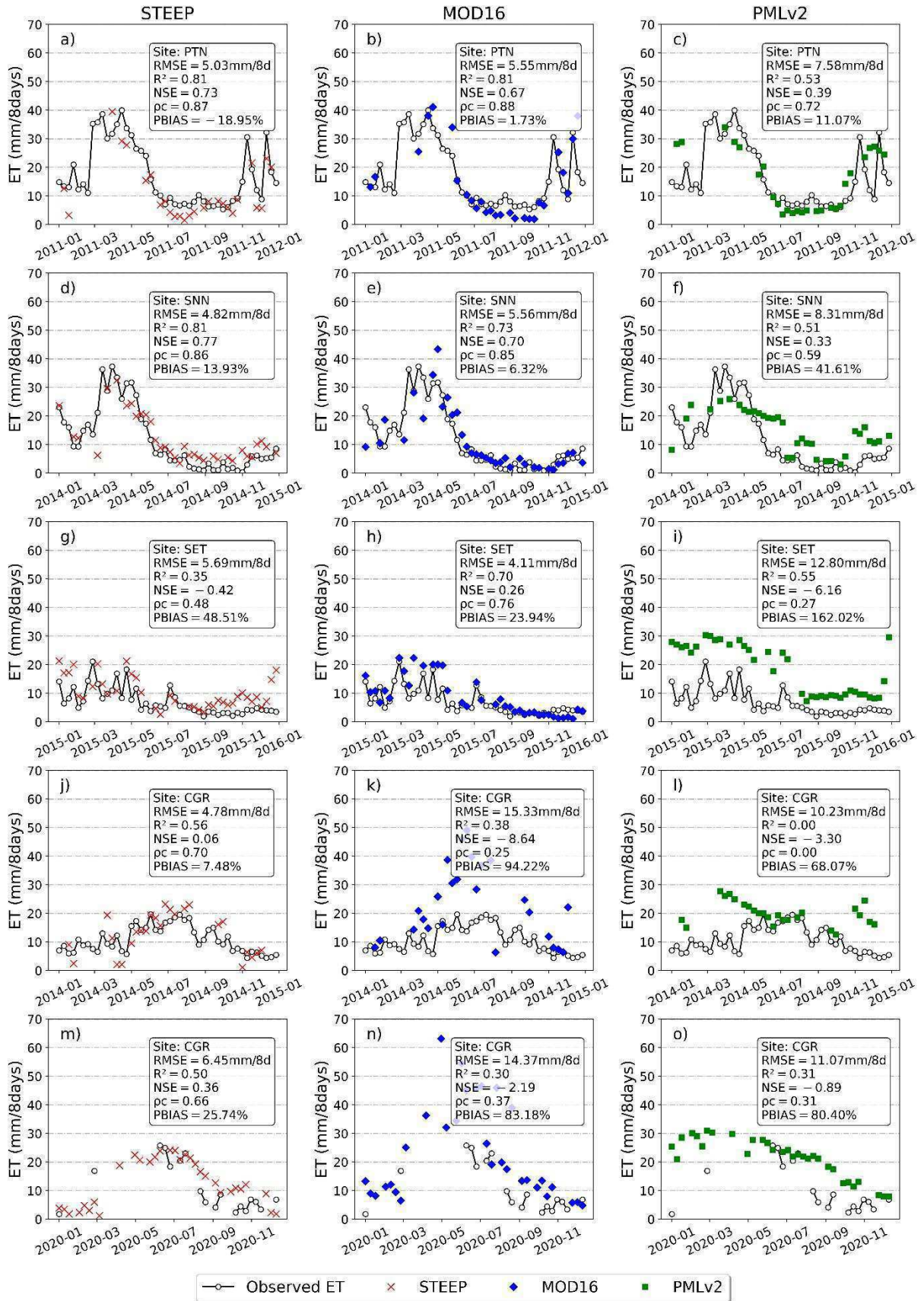


Figura 12. Desenvolvimento temporal de ET de STEEP, MOD16 e PMLv2 para os diferentes locais de observação e estatísticas de desempenho. a), b) e c) PTN 2011; d), e) e f)

SNN 2014; g) h) e i) SET 2015; j), k) e l) CGR 2014; m), n) e o) CGR 2020. As linhas pretas correspondem ao ET observado enquanto os pontos de dados referem-se às estimativas pelos produtos do modelo STEEP (cruzes vermelhas), MOD16 (losangos azuis) e PMLv2 (quadrados verdes).

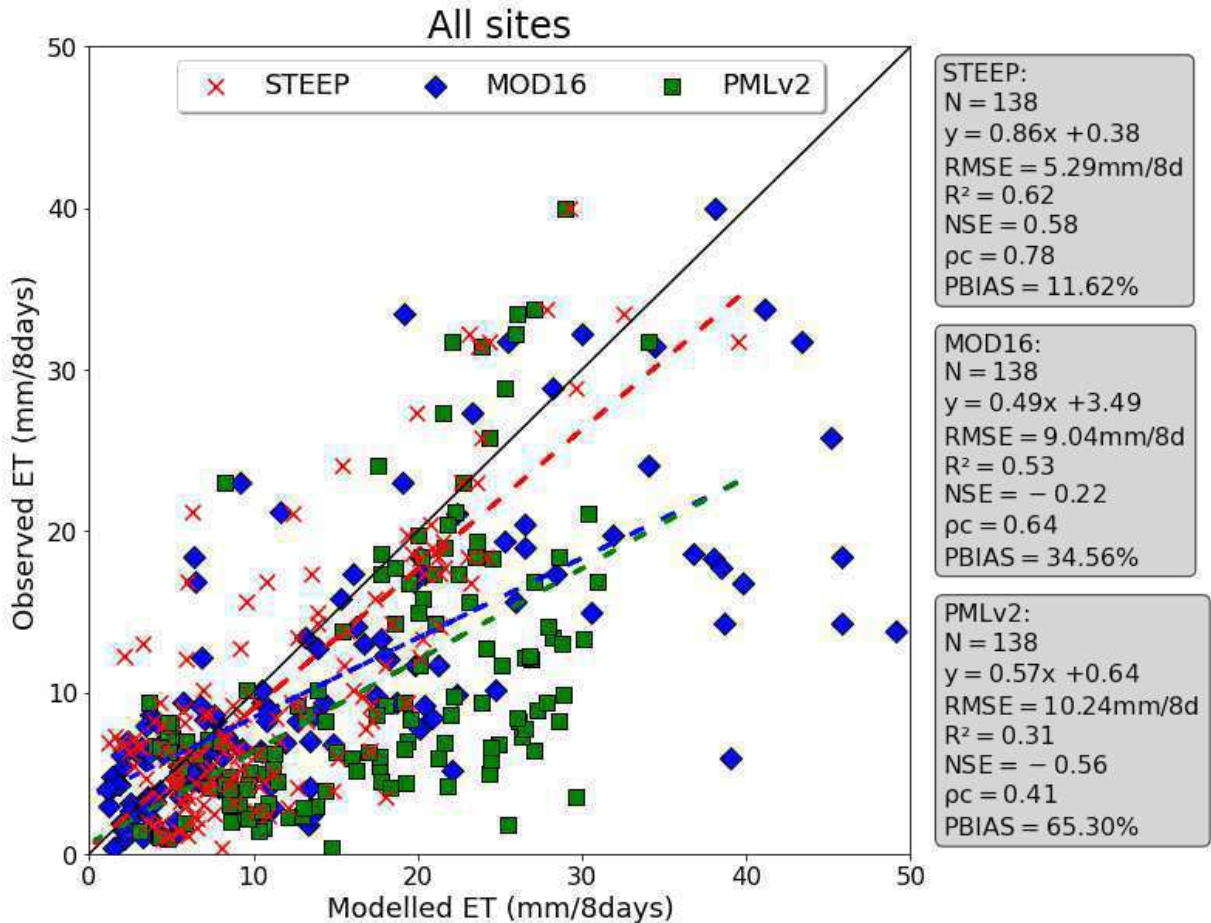


Figura 13. Avaliação da evapotranspiração (ET, mm/8 dias) observada e modelada com STEEP (cruzes vermelhas), MOD16 (losangos azuis) e PMLv2 (quadrados verdes) para todos os locais experimentais. A linha preta é a linha 1:1; as linhas tracejadas são as regressões lineares ajustadas dos valores observados *versus* modelados pelos produtos do modelo STEEP (vermelho), MOD16 (azul) e PMLv2 (verde). N = 138 é o número total de períodos de oito dias com pelo menos um dia de dados EC medidos em pelo menos um dos locais experimentais da Caatinga onde todos os resultados dos modelos de ET (STEEP, MOD16 e PMLv2) estavam disponíveis.

### 5.3 SÉRIES TEMPORAIS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO PELO APLICATIVO *ET CAATINGA – TIME SERIES INSPECTOR*

Na Figura 14 é possível observar a interface do aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector*. As séries temporais extraídas para os diferentes locais experimentais avaliados neste estudo, e os mapas da evapotranspiração real acumulada anual (média histórica) são apresentadas na Figura 15. Pode-se observar que a amplitude diária de ET nas áreas são semelhantes: variam de 0 a 7 mm/dia. Nos quatro locais avaliados é possível perceber que as estimativas de ET fornecidas pelo STEEP mostram os padrões de sazonalidade ao longo dos anos. As médias históricas de ET (2004-2021) para os locais PTN, SNN, SET e CGR foram de 1,36 mm/dia, 1,93 mm/dia, 1,71 mm/dia, e 2,14 mm/dia, respectivamente. A média histórica de ET anual acumulada com o STEEP variou de aproximadamente 500 mm/ano a 785 mm/ano entre sites avaliados. Recuperar longas séries temporais de ET tem uma importante contribuição para estudos regionais e de larga escala sobre balanços hídricos e energéticos, em especial em áreas com escassez de dados, como é o caso da Caatinga (CUNHA et al., 2020b; JAAFAR; AHMAD, 2020; LAIPELT et al., 2021; SABOORI et al., 2022).

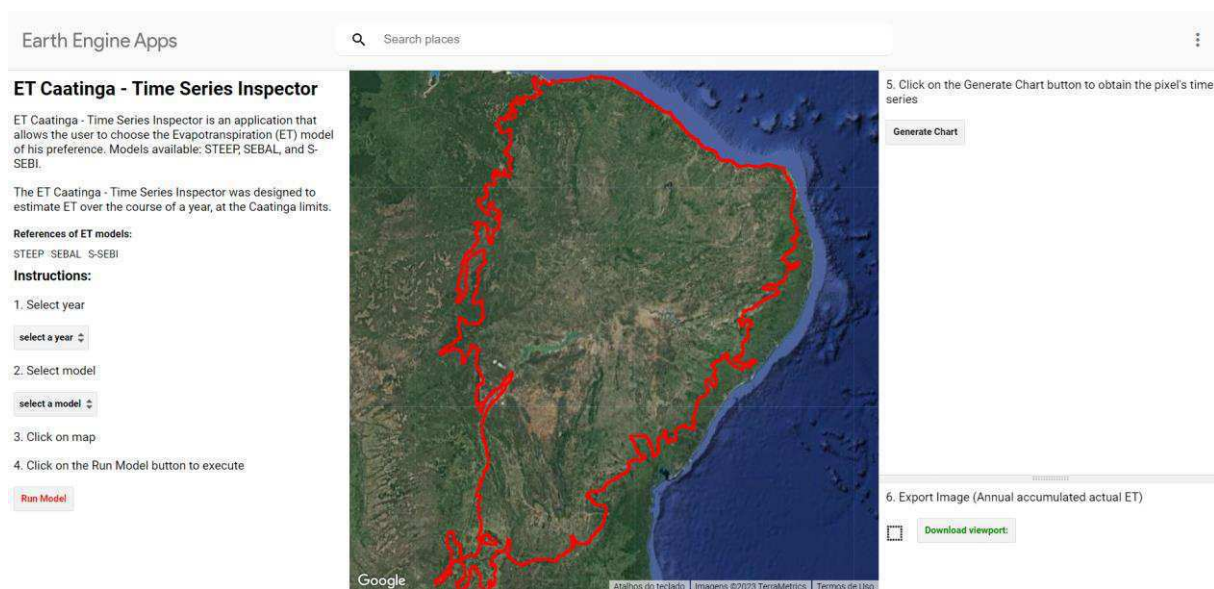


Figura 14. Ilustração do aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector*.

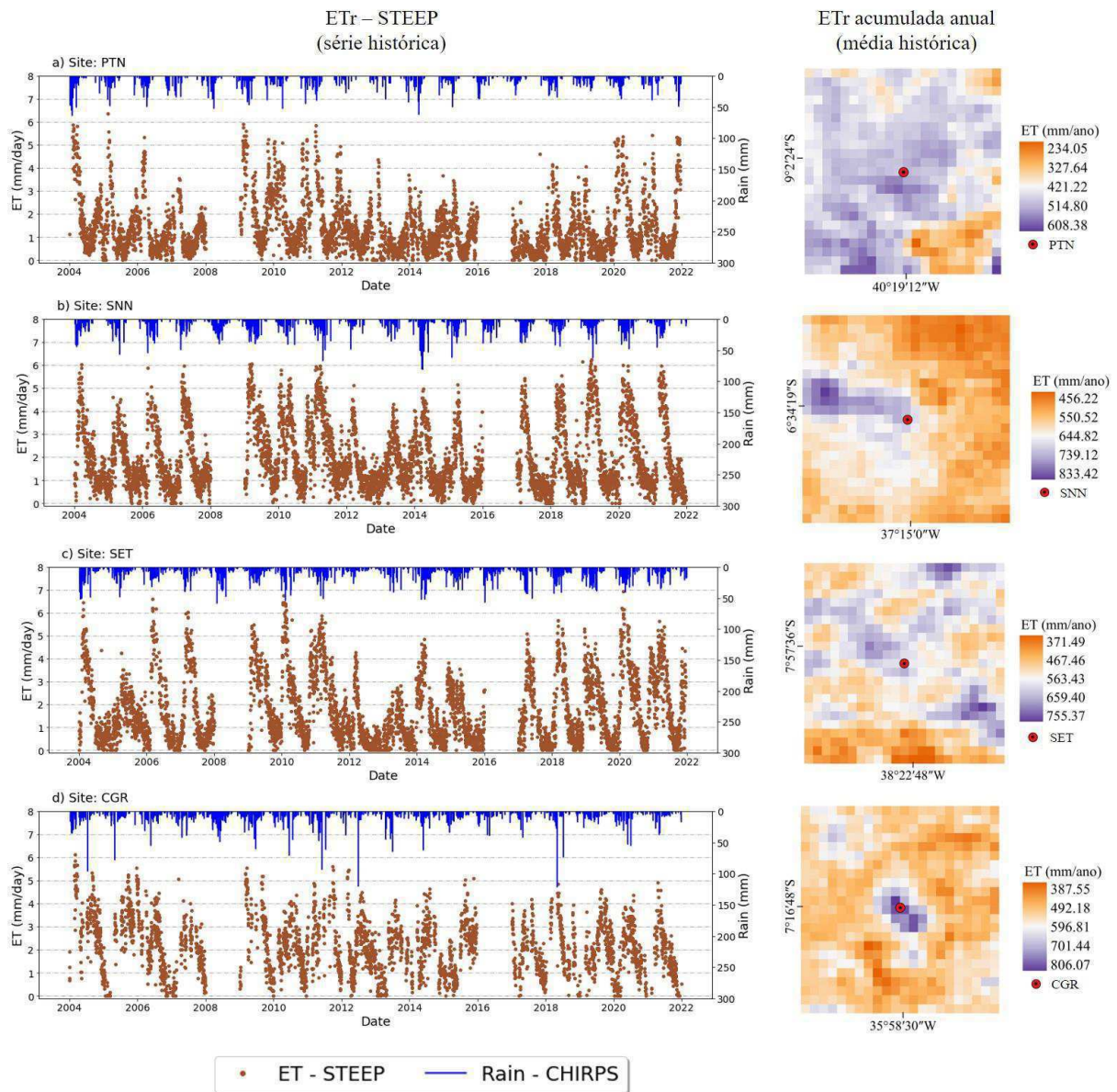


Figura 15. Séries temporais (2004-2021) de evapotranspiração real pelo modelo STEEP e precipitação diária CHIRPS para os diferentes locais experimentais (esquerda), e mapas da média histórica da evapotranspiração real acumulada anual (direita): a) PTN, b) SNN, c) SET e d) CGR.

O aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* se vale de dados de sensoriamento remoto disponíveis no GEE para estimar a evapotranspiração real, portanto, possui limitações temporais, espaciais e ser sensível a cobertura de nuvens. Desse modo, utilizar outros sensores multiespectrais, que possuem a banda termal como Landsat 5, 7, 8 e 9 e Sentinel-2, por exemplo, permitirão que a série temporal do *ET Caatinga – Time Series Inspector* seja expandida. As análises conduzidas nesse estudo demonstram que o *ET Caatinga – Time Series Inspector* é uma importante contribuição para a compreensão da dinâmica hídrica e climática na Caatinga, e

fornece informações importantes para a gestão adequada dos recursos naturais, em especial quanto à oferta e às demandas por água. A quantificação da ET é fundamental para entender a relação entre a água disponível no solo e a vegetação, e assim, obter informações importantes para a tomada de decisões relacionadas à gestão dos recursos hídricos e da biodiversidade (SILANS et al., 2008; COSTA et al., 2021).

#### 5.4 FONTES DE ERRO ASSOCIADAS AO STEEP

O STEEP tem algumas limitações na estrutura atual que devem ser observadas. A reanálise meteorológica fornece apenas médias em larga escala e pode deturpar os processos meteorológicos locais, por isso sofre de vieses, especialmente em superfícies heterogêneas (RASP et al., 2018; LAIPELT et al., 2020). No entanto, apesar da precisão moderada e vieses em escalas regionais, a assimilação e reanálise de dados baseados na superfície estão se tornando fontes importantes de insumos meteorológicos para estimativas de ET (MU et al., 2011; ZHANG et al., 2019; ALLAM et al., 2021; SENAY et al., 2022). Estudos como de Laipelt et al. (2021) e Kayser et al. (2022) mostraram que o uso de medições terrestres ou dados de reanálises globais como entradas meteorológicas apresentaram baixa sensibilidade na acurácia do SEBAL para estimar a ET. Nesse estudo, o ERA5-Land apresentou concordância relativamente alta e satisfatória com os dados micrometeorológicos medidos em cada local (Apêndice B, Figura B4). Além disso, embora o preenchimento de lacunas tenha sido usado no estudo para melhorar a disponibilidade de dados de Ts, esse procedimento deve ser usado com cautela. Assim como, deve-se ter cuidado ao usar o produto de refletância MCD43A4, pois em sua composição também há preenchimento de lacunas. Por exemplo, em alguns dias nublados, algumas das variações diárias reais nos índices de vegetação e albedo da superfície e Ts podem ter introduzido imprecisões no processo de cálculo do modelo STEEP (e no SEBAL) devido a esses métodos de preenchimento de lacunas. Com relação à seleção de *pixels* de membros finais, embora os padrões temporais dos *pixels* selecionados nesta pesquisa pareçam consistentes, sua representatividade pode ser discutível, principalmente considerando a extensão da AOI. A capacidade computacional e a utilidade do GEE para a execução de modelos SEB devem ser elogiadas e demonstraram a força da plataforma (LAIPELT et al., 2021; JAAFAR et al., 2022; SENAY et al., 2022). No entanto, o GEE tem algumas limitações quando se trata do número de iterações (por exemplo, um limiar de convergência não pode ser definido para parar as iterações dentro do *loop* dos cálculos H; em vez disso, um número fixo de iterações precisa ser

definido), ainda assim, a disponibilidade de conjuntos de dados em uma plataforma facilita muito a execução do STEEP e outros modelos SEB.

Um dos principais focos deste estudo é fornecer um modelo de fonte única capaz de representar ET em ambientes que são regidos principalmente pela disponibilidade de solo-água do solo, como os representados pelas FTSS, de forma parcimoniosa. Com base nos resultados alcançados, esse objetivo principal foi alcançado devido à relativa simplicidade do modelo STEEP e sua baixa demanda por dados. O melhor desempenho do STEEP foi resultado da melhoria dos parâmetros existentes e fisicamente significativos ( $z_0$  e  $k_B^{-1}$ ) em vez de introduzir parâmetros empíricos adicionais, satisfazendo assim o princípio da equifinalidade (ver BEVEN; FREER, 2001). Aperfeiçoar a quantificação da ET regional por meio de modelos SEB baseados em SR tem um grande potencial para fornecer uma estimativa mais precisa dos fluxos de energia e água nas regiões de FTSS e contribuirá para uma melhor compreensão do ciclo da água, seus usos e as inter-relações com o funcionamento do ecossistema.

## 6 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

### 6.1 CONCLUSÕES

Este trabalho forneceu uma abordagem aprimorada por sensoriamento remoto para estimar o fluxo de calor sensível, que leva em consideração as características especiais das FTSS, no cômputo das estimativas de  $z_0$ ,  $k_B^{-1}$ ,  $rah$  e no  $dT$ , e que conseqüente melhorou a evapotranspiração em uma FTSS, a Caatinga. O modelo STEEP incorporou a estrutura lenhosa das plantas por meio do *Plant Area Index*, no cálculo do  $z_0$  e a umidade do solo por SR para corrigir o parâmetro  $k_B^{-1}$ , que é essencial para a estimativa da  $rah$ . No que se refere ao  $dT$ , se fez uso do conceito da regressão linear com a temperatura radiométrica de superfície, e nos *pixels* de membros finais (quentes/secos e frias/úmidos),  $H$  foi obtido pelo balanço de energia à superfície, e o  $\lambda ET$  remanescente pela equação de Priestley-Taylor.

Em resumo, as principais conclusões são:

- As estimativas de  $H$  pelo STEEP proporcionaram que as estimativas de ET estivessem mais próximas dos valores observados do que as obtidas pelo SEBAL. Com base em todas as métricas de desempenho utilizadas para analisar a ET nos modelos na escala diária, o STEEP foi superior ao SEBAL. O STEEP apresentou RMSE menor que 1mm/dia,  $R^2$  entre 0,24 e 0,69, NSE entre -0,17 e 0,65,  $\rho_c$  entre 0,41 e 0,80 e PBIAS entre -17 % a 54%. Também digno de nota é o quão bem o STEEP capturou o curso sazonal da ET observada.
- Comparando os dados de ET dos produtos globais MOD16 e PMLv2, o modelo STEEP simulou uma evolução sazonal semelhante, mas geralmente superior, e suas métricas também foram superiores. Considerando todos os locais de observação simultaneamente, na escala de oito dias, o STEEP apresentou desempenho de RMSE menor que 6 mm/8 dias,  $R^2$  e NSE iguais ou maiores que 0,60,  $\rho_c$  maior que 0,75 e superestimação < 12%.
- O aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* permite diversas aplicações para especialistas e não especialistas, se tornando uma ferramenta importante para obtenção de séries temporais de forma rápida e precisa para a estimativa da evapotranspiração na Caatinga.

Conclui-se que o STEEP, um modelo de fonte única que incorporou a sazonalidade das variáveis aerodinâmicas e de superfície, foi bem sucedido em representar ET em ambientes que são governados principalmente pela disponibilidade de água no solo.



## 6.2 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Apesar dos resultados gerais promissores, são necessários esforços adicionais na modelagem de H nas regiões de FTSS. Embora os resultados encontrados nessa pesquisa tenham mostrado que o STEEP supera outros modelos na simulação de H ou ET, ainda há espaço para refinamento no modelo. Dado que o modelo STEEP nesse estudo foi formulado sem calibração, pode ser possível melhorar as estimativas de H, por exemplo, otimizando os coeficientes associados à umidade do solo (ver Eq. C.12) e aplicando valores dinâmicos à  $\alpha_{pt}$  (ver Eq. C.25) variando sazonalmente. Outra melhoria potencial para estimativas instantâneas de H no STEEP pode ser alcançada contabilizando o armazenamento de calor de biomassa (*Biomass Heat Storage* - BHS; SWENSON et al., 2019). Meier et al. (2019) mostraram que considerar o BHS pode permitir que os modelos de superfície terrestre capturem a assimetria diurna do impacto da temperatura nos fluxos de energia e, conseqüentemente, proporcionem uma melhoria em H instantâneo.

O código utilizado para a formulação do modelo STEEP apresentado nesta pesquisa pode ser acessado em [https://github.com/ulissesalencar/ET\\_SDTF](https://github.com/ulissesalencar/ET_SDTF) e/ou <https://doi.org/10.5281/zenodo.7109043>, isso é especialmente útil para facilitar a reprodutibilidade e reutilização de dados, além de permitir que outros usuários possam aperfeiçoá-lo. O aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector* está disponível através da URL: <https://ulissesalencar17.users.earthengine.app/view/appetmodels>, possibilitando que usuários utilizem os modelos STEEP, SEBAL ou S-SEBI para extração de séries temporais e/ou mapas de ET. Vale ressaltar que outros modelos SEB serão adicionados ao aplicativo *ET Caatinga – Time Series Inspector*. Pesquisas futuras podem contribuir para que o *ET Caatinga – Time Series Inspector* se torne operacional com distintos dados de entrada de SR, tais como sensores multiespectrais, que possuam a banda termal, e assim ampliar sua série temporal, bem como sua resolução espacial. Além disso, outras bases de dados climáticos podem ser avaliadas na aplicação dos modelos SEB para estimativas de ET. Recomenda-se que o STEEP seja aplicado e avaliado em outras FTSS.

## REFERÊNCIAS

- ABTEW, W.; MELESSE, A. **Evaporation and evapotranspiration: measurements and estimations**. Springer Science & Business Media, 2013.
- AI, Z.; YANG, Y. Modification and Validation of Priestley–Taylor Model for Estimating Cotton Evapotranspiration under Plastic Mulch Condition. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 4, p. 1281–1293. doi:10.1175/jhm-d-15-0151.1, 2016.
- AKOGLU, H. User's guide to correlation coefficients. **Turkish journal of emergency medicine**, v. 18, n. 3, p. 91-93, 2018.
- ALBERTON, B. et al. Introducing digital cameras to monitor plant phenology in the tropics: applications for conservation. **Perspectives in Ecology and Conservation**, v. 15, n. 2, p. 82-90, 2017.
- ALLAM, M. et al. Monthly 10-m evapotranspiration rates retrieved by SEBALI with Sentinel-2 and MODIS LST data. **Agricultural Water Management**, v. 243, p. 106432, 2021.
- ALLEN, K.; DUPUY, J. M.; GEI, M. G.; HULSHOF, C.; MEDVIGY, D.; PIZANO, C.; ... POWERS, J. S. Will seasonally dry tropical forests be sensitive or resistant to future changes in rainfall regimes? **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 2, p. 023001, 2017.
- ALLEN, R. G.; BURNETT, B.; KRAMBER, W.; HUNTINGTON, J.; KJAERGAARD, J.; KILIC, A.; KELLY, C.; TREZZA, R. Automated calibration of the METRIC-Landsat evapotranspiration process. **Journal of the American Water Resources Association**. v. 49, n. 3, p. 563–576. DOI: 10.1111/jawr.12056. 2013.
- ALLEN, R. G. et al. Evapotranspiration on the watershed scale using the SEBAL model and Landsat images. In: 2001 **ASAE Annual Meeting**. American Society of Agricultural and Biological Engineers, p. 1, 1998.
- ALLEN, R. G. et al. **Evapotranspiration Measurements and Calculations**. In: Springer Handbook of Atmospheric Measurements. Springer, Cham, p. 1545-1581, 2021.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**. v. 98, n. 6, p. 899–920. DOI: 10.1016/j.agwat.2010.12.015. 2011.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSSEN, W.; ... ROBISON, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 133, n. 4, p. 395-406, 2007.

ALLEN, R. G.; WATERS, R.; TREZZA, R.; TASUMI, M.; BASTIAANSSEN, W. **Sebal - surface energy balance algorithms for land: Idaho implementation**. Advance training and users manual. Moscow: Idaho Department of Water Resources, 98p. 2002.

ALMEIDA, C. L.; CARVALHO, T. R. A.; ARAÚJO, J. C. Leaf area index of Caatinga biome and its relationship with hydrological and spectral variables. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 279, p. 107705. doi:10.1016/j.agrformet.2019.107705. 2019.

ALVARES, C. A. et al. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.

ANAPALLI, S. S.; AHUJA, L. R.; GOWDA, P. H.; MA, L.; MAREK, G.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A. Simulation of crop evapotranspiration and crop coefficients with data in weighing lysimeters. **Agricultural Water Management**. v. 177, p. 274–283. DOI: 10.1016/j.agwat.2016.08.009. 2016.

ANDERSON, M. C.; ALLEN, R. G.; MORSE, A.; KUSTAS, W. P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, v.122, p. 50-65, 2012.

ANDERSON, M. C.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J. M.; HAIN, C. R.; MECIKALSKI, J. R.; SCHULTZ, L.; GONZÁLEZ-DUGO, M. P.; CAMMALLERI, C.; D'URSO, G.; PIMSTEIN, A.; et al. Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. **Hydrology and Earth System Sciences**. v. 15, n. 1, p. 223–239. DOI: 10.5194/hess-15-223-2011. 2011.

ANDERSON, M. C.; NORMAN, J. M.; DIAK, G. R.; KUSTAS, W. P.; MECIKALSKI, J. R. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. **Remote Sensing of Environment**. v. 60, n. 2, p. 195–216. DOI: 10.1016/S0034-4257(96)00215-5. 1997.

ANDRADE, J.; CUNHA, J.; SILVA, J.; RUFINO, I.; GALVÃO, C. Evaluating single and multi-date Landsat classifications of land-cover in a seasonally dry tropical forest. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 22, p. 100515. DOI: 10.1016/j.rsase.2021.100515. 2021a.

ANDRADE, B. C. C. et al. Artificial neural network model of soil heat flux over multiple land covers in South America. **Remote Sensing**, v. 13, n. 12, p. 2337, 2021b.

ANTONINO, A. C. D. AmeriFlux BASE BR-CST Caatinga Serra Talhada, Ver. 1-5, AmeriFlux AMP, (Dataset). <https://doi.org/10.17190/AMF/1562386>. 2019.

ARAÚJO, A. L. **Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande. 101f. 2014.

ARAÚJO, J. C.; PIEDRA, J. I. G. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 1169-1178, 2009.

BALDOCCHI, D.; FALGE, E.; GU, L.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S.; ...WOFSY, S. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415-2434, 2001.

BARBOSA, A. D. S.; ANDRADE, A. P.; FÉLIX, L. P.; AQUINO, Í. D. S.; SILVA, J. H. C. S. Composição, similaridade e estrutura do componente arbustivo-arbóreo de áreas de Caatinga. **Nativa**, v. 8, n. 3, p. 314–322. doi:10.31413/nativa.v8i3.9494, 2020.

BARBOSA, H. A.; HUETE, A. R.; BAETHGEN, W. E. A 20-year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of arid environments**, v. 67, n. 2, p. 288-307, 2006.

BARRAZA, V. et al. Estimation of latent heat flux over savannah vegetation across the North Australian Tropical Transect from multiple sensors and global meteorological data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 232, p. 689-703, 2017.

BARTHOLIE, J. F.; NAMKEN, L. N.; WIEGAND, C. L. Aerial thermal scanner to determine temperatures of soils and of crop canopies differing in water stress. **Agronomy Journal**, v. 64, p. 603-608, 1972.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Wageningen University and Research, 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of hydrology**, v. 229, n. 1-2, p. 87-100, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M.-D.; CHEMIN, Y. Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin. **Water Resources Research**, v. 38, n. 12, p. 9–1–9–9. doi:10.1029/2001wr000386. 2002.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of hydrology**, v. 212, p. 198-212, 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 131, n. 1, p. 85-93. DOI 10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(85). 2005.

BEVEN, K.; FREER, J. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. **Journal of hydrology**, v. 249, n. 1-4, p. 11-29, 2001.

BHATTARAI, N.; QUACKENBUSH, L. J.; IM, J.; SHAW, S. B. A new optimized algorithm for automating endmember *pixel* selection in the SEBAL and METRIC models. **Remote Sensing of Environment**, v. 196, p. 178–192. DOI: 10.1016/j.rse.2017.05.009. 2017.

BONAN, G. B.; PATTON, E. G.; FINNIGAN, J. J.; BALDOCCHI, D. D.; HARMAN, I. N. Moving beyond the incorrect but useful paradigm: reevaluating big-leaf and multilayer plant canopies to model biosphere-atmosphere fluxes – a review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 306, p. 108435. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108435>. 2021.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v.27, p.779-787, 1926.

BRUSAERT, W **Hydrology: An Introduction**. Cambridge University Press. 605p. 2005.

CABRAL, O. M. R., et al. The sustainability of a sugarcane plantation in Brazil assessed by the eddy covariance fluxes of greenhouse gases. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 282, p. 107864. doi:10.1016/j.agrformet.2019.107864, 2020

CAMPOS, S. et al. Closure and partitioning of the energy balance in a preserved area of a Brazilian seasonally dry tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 271, p. 398-412, 2019.

CARRASCO-BENAVIDES, M. et al. Calibration and validation of an aerodynamic method to estimate the spatial variability of sensible and latent heat fluxes over a drip-irrigated Merlot vineyard. **International Journal of Remote Sensing**, v. 38, n. 24, p. 7473-7496, 2017.

CARVALHO, H. F. S.; MOURA, M. S. B.; SILVA, T. G. F. Fluxos de radiação e energia em caatinga preservada e cana-de-açúcar no Semiárido. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, p. 452-458, 2018.

CHAI, T.; DRAXLER, R. R. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)?—Arguments against avoiding RMSE in the literature. **Geoscientific model development**, v. 7, n. 3, p. 1247-1250, 2014.

CHANG, M. **Forest hydrology: An introduction to water and forests**. USA:CRC Press, 373p. 2002.

CHÁVEZ, J. L et al. Comparing aircraft-based remotely sensed energy balance fluxes with eddy covariance tower data using heat flux source area functions. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 6, p. 923-940, 2005.

CHEHBOUNI, A.; SEEN, D. L.; NJOKU, E. G.; MONTENY, B. M. Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces. **Remote Sensing of Environment**. v. 58, n. 2, p. 177–186. DOI: 10.1016/S0034-4257(96)00037-5. 1996.

CHEN, H. et al. Assessment and Inter-Comparison of Multi-Source High Spatial Resolution Evapotranspiration Products over Lancang–Mekong River Basin, Southeast Asia. **Remote Sensing**, v. 14, n. 3, p. 479, 2022.

CHEN, J. M.; LIU, J. Evolution of evapotranspiration models using thermal and shortwave remote sensing data. **Remote Sensing of Environment**. v. 237, p. 111594. DOI: 10.1016/j.rse.2019.111594. 2020.

CHENG, M. et al. Long time series of daily evapotranspiration in China based on the SEBAL model and multisource images and validation. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 8, p. 3995-4017, 2021.

CHU, H., et al. Representativeness of Eddy-Covariance flux footprints for areas surrounding AmeriFlux sites." **Agricultural and Forest Meteorology** 301-302, 108350. doi:org/10.1016/j.agrformet.2021.108350, 2021.

COSTA, J. A.; NAVARRO-HEVIA, J.; COSTA, C. A. G.; ARAÚJO, J. C. Temporal dynamics of evapotranspiration in semiarid native forests in Brazil and Spain using remote sensing. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 3, p. e14070, 2021.

COSTA-FILHO, E. et al. An optimized surface aerodynamic temperature approach to estimate maize sensible heat flux and evapotranspiration. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 311, p. 108683, 2021.

CUNHA, J. E. B. L. **Monitoramento ambiental por sensoriamento remoto: avaliação, automação e aplicação ao bioma caatinga utilizando séries históricas Landsat**. 2018. 104f. (Tese de Doutorado em Recursos Naturais), Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande - Paraíba - Brasil, 2018.

CUNHA, J. E. B. L.; NÓBREGA, R. L.; RUFINO, I.; ERASMI, S.; GALVÃO, C.; VALENTE, F. Surface albedo as a proxy for land-cover clearing in seasonally dry forests: evidence from the Brazilian Caatinga. **Remote Sensing of Environment**, v. 238, p. 111250, Doi: 10.1016/j.rse.2019.111250. 2020a.

CUNHA, J. E. B. L., PEREIRA, T. E., PEREIRA, E., RUFINO, I., GALVÃO, C., VALENTE, F., & BRASILEIRO, F. A high-throughput shared service to estimate evapotranspiration using

Landsat imagery. *Computers & Geosciences*, 134, 104341. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.104341>, 2020b.

CUNHA, J. E. B. L.; RUFINO, I. A. A.; VALENTE, F.; SILVA, B. B.; PAÇO, T. A. **Estimativa da evapotranspiração através de sensoriamento remoto**. In: Carlos de Oliveira Galvão; José Almir Cirilo; Jaime J. S. Pereira Cabral; Mônica G. Agra de Medeiros. (Org.). *Recursos Hídricos para a convivência com o semiárido: Abordagens por pesquisadores no Brasil, Portugal, Cabo Verde, Estados Unidos e Argentina*. 1ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, v. 1, p. 235-264, 2011.

DANELICHEN, V. H. D. M.; BIUDES, M. S.; SOUZA, M. C.; MACHADO, N. G.; SILVA, B. B.; NOGUEIRA, J. D. S. Estimation of soil heat flux in a neotropical Wetland region using remote sensing techniques. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, p. 469-482, 2014.

DAUGHTRY, C. S. T. et al. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. *Remote Sensing of Environment*, v. 32, n. 2-3, p. 111-124, 1990.

DOMBROSKI, J. L. D. et al. Water relations of Caatinga trees in the dry season. *South African Journal of Botany*, v. 77, n. 2, p. 430-434, 2011.

DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 139, n. 3-4, p. 171-181. doi:10.1016/j.agrformet.2006.06.008. 2006.

FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, v. 45, n. 2. doi:10.1029/2005RG000183, 2007.

FERREIRA, T. R.; SILVA, B. B.; MOURA, M. S.; VERHOEF, A.; NOBREGA, R. L. 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. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 291, p. 108052, 2020.

FISHER, J. B., et al. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resources Research*, v. 53, p. 2618-2626, doi:10.1002/2016WR020175. 2017.



- FOKEN, T. The energy balance closure problem: An overview. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1351-1367. doi:10.1890/06-0922.1. 2008.
- FRENCH, A. N.; HUNSAKER, D. J.; THORP, K. R. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. **Remote Sensing of Environment**, v. 158, p. 281–294. doi:10.1016/j.rse.2014.11.003. 2015.
- FUNK, C. et al. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. **Scientific data**, v. 2, n. 1, p. 1-21, 2015.
- GAN, R., et al. Use of satellite leaf area index estimating evapotranspiration and gross assimilation for Australian ecosystems. **Ecohydrology**, v. 11, n. 5, p. e1974. doi:10.1002/eco.1974. 2018.
- GOKMEN, M.; VEKERDY, Z.; VERHOEF, A.; VERHOEF, W.; BATELAAN, O.; VAN DER TOL, C. Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. **Remote Sensing of Environment**. v. 121, p. 261–274. DOI: 10.1016/j.rse.2012.02.003. 2012.
- GORELICK, N.; HANCHER, M.; DIXON, M.; ILYUSHCHENKO, S.; THAU, D.; MOORE, R. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. **Remote sensing of Environment**, v. 202, p. 18-27, 2017.
- GOWDA, P. H.; CHAVEZ, J. L.; COLAIZZI, P. D.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A.; TOLK, J. A. ET mapping for agricultural water management: Present status and challenges. **Irrigation Science**. v. 26, n. 3, p. 223–237. DOI: 10.1007/s00271-007-0088-6. 2008.
- GROSSIORD, C.; SEVANTO, S.; ADAMS, H. D.; COLLINS, A. D.; DICKMAN, L. T.; MCBRANCH, N.; ... MCDOWELL, N. G. Precipitation, not air temperature, drives functional responses of trees in semi-arid ecosystems. **Journal of Ecology**, v. 105, n. 1, p. 163-175. Doi: 10.1111/1365-2745.12662. 2017.
- GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. **Journal of hydrologic engineering**, v. 4, n. 2, p. 135-143, 1999.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 591-608, 2011.

HATFIELD, J. L.; PRUEGER, J. H. **Spatial and Temporal Variation in Evapotranspiration**. In: *Evapotranspiration-From Measurements to Agricultural and Environmental Applications*. IntechOpen, 2011.

HOLLINGER, D. Y.; RICHARDSON, A. D. Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. **Tree physiology**, v. 25, n. 7, p. 873-885, 2005.

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

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Áreas Territoriais**. 2019. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/estrutura-territorial/15761-areas-dos-municipios.html?t=acesso-ao-produto&c=1>. Acesso em 23 de fevereiro de 2021.

JAAFAR, H. H.; AHMAD, F. A. Time series trends of Landsat-based ET using automated calibration in METRIC and SEBAL: The Bekaa Valley, Lebanon. **Remote Sensing of Environment**, v. 238, p. 111034. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.033>. 2020.

JAAFAR, H.; MOURAD, R.; SCHULL, M. A global 30-m ET model (HSEB) using harmonized Landsat and Sentinel-2, MODIS and VIIRS: Comparison to ECOSTRESS ET and LST. **Remote Sensing of Environment**, v. 274, p. 112995, 2022.

JIA, L.; SU, Z.; VAN DEN HURK, B.; MENENTI, M.; MOENE, A.; DE BRUIN, H. A.; ... CUESTA, A. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 28, n. 1-3, p. 75-88, 2003.

KALMA, J. D.; MCVICAR, T. R.; MCCABE, M. F. Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Surveys in Geophysics**. v. 29, n. 4, p. 421-469, 2008.

KAYSER, R. H. et al. Assessing geeSEBAL automated calibration and meteorological reanalysis uncertainties to estimate evapotranspiration in subtropical humid climates. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 314, p. 108775, 2022.

KOCH, R.; ALMEIDA-CORTEZ, J. S.; KLEINSCHMIT, B. Revealing areas of high nature conservation importance in a seasonally dry tropical forest in Brazil: Combination of modelled plant diversity hot spots and threat patterns. **Journal for Nature Conservation**, v. 35, p. 24-39, 2017.

KUSTAS, W. P.; CHOUDHURY, B. J.; MORAN, M. S.; REGINATO, R. J.; JACKSON, R. D.; GAY, L. W.; WEAVER, H. L. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 44, n. 3–4, p. 197–216. DOI: 10.1016/0168-1923(89)90017-8. 1989.

KUSTAS, W. P.; DAUGHTRY, C. ST. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 49, n. 3, p. 205-223, 1990.

LAIPELT, L.; KAYSER, R. H. B.; FLEISCHMANN, A. S.; RUHOFF, A.; BASTIAANSEN, W.; ERICKSON, T. A.; MELTON, F. Long-term monitoring of evapotranspiration using the SEBAL algorithm and Google Earth Engine cloud computing. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 178, p. 81–96. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2021.05.018. 2021.

LAIPELT, L.; RUHOFF, A. L.; FLEISCHMANN, A. S.; KAYSER, R. H. B.; KICH, E. D. M.; ROCHA, H. R.; NEALE, C. M. U. 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**, v. 12, n. 7, p. 1108, 2020.

LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; DA SILVA, J. M. C. **Ecologia e conservacao da Caatinga**. Editora Universitária UFPE. Recife. 2003.

LEAL, I. R.; WIRTH, R.; TABARELLI, M. Seed dispersal by ants in the semi-arid Caatinga of north-east Brazil. **Annals of botany**, v. 99, n. 5, p. 885-894, 2007.

LEGATES, D. R. Soil moisture: a central and unifying theme in physical geography. **Progress in Physical Geography**, v.35, v.1, p. 65-86, 2010.

LHOMME, J.; CHEHBOUNI, A.; MONTENY, B. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: Parameterizing B-1. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 431-457, 2000.

LI, Z. L.; TANG, R.; WAN, Z.; BI, Y.; ZHOU, C.; TANG, B.; YAN, G.; ZHANG, X. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. **Sensors**, v. 9, n. 5, p. 3801–3853. 2009.

LIANG, S.; WANG, J. (Ed.). **Advanced remote sensing: terrestrial information extraction and applications**. Academic Press, 2019.

LIAO, J.J.Z; LEWIS, J.W. A note on concordance correlation coefficient. **PDA journal of pharmaceutical science and technology**, v. 54, n. 1, p. 23-26, 2000.

LIMA, A. L. A. et al. Do the phenology and functional stem attributes of woody species allow for the identification of functional groups in the semiarid region of Brazil?. **Trees**, v. 26, n. 5, p. 1605-1616, 2012.

LIMA, A. L. A.; RODAL, M. J. N. Phenology and wood density of plants growing in the semi-arid region of northeastern Brazil. **Journal of Arid environments**, v. 74, n. 11, p. 1363-1373, 2010.

LIMA, C. E. S. et al. Assessment of automated evapotranspiration estimates obtained using the GP-SEBAL algorithm for dry forest vegetation (Caatinga) and agricultural areas in the Brazilian semiarid region. **Agricultural Water Management**, v. 250, p. 106863, 2021.

LIN, L. K. A Concordance Correlation Coefficient to Evaluate Reproducibility. *Biometrics*, v. 45, n. 1, p. 255–268. <https://doi.org/10.2307/2532051>. 1989.

LIYOU, Y.; KAR, S. K. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms—A review. **Energies**, v. 7, n. 5, p. 2821-2849. doi:10.3390/en7052821.2014. 2014.

LIU, S.; LU, L.; MAO, D.; JIA, L. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements. **Hydrology and Earth System Sciences**. v. 11, n. 2, p. 769–783. DOI: 10.5194/hess-11-769-2007. 2007.

LIU, Y.; GUO, W.; HUANG, H.; GE, J.; QIU, B. Estimating global aerodynamic parameters in 1982–2017 using remote-sensing data and a turbulent transfer model. **Remote Sensing of Environment**, v. 260, p. 112428, 2021.

LIU, Y.; GUO, W.; SONG, Y. Estimation of key surface parameters in semi-arid region and their impacts on improvement of surface fluxes simulation. **Science China Earth Sciences**, v. 59, n. 2, p. 307-319, 2016.

LOBOS-ROCO, F. et al. Optical Microwave Scintillometer Evaporation Measurements over a Saline Lake in a Heterogeneous Setting in the Atacama Desert. **Journal of Hydrometeorology**, 23(6), 909–924. doi:10.1175/JHM-D-21-0100.1. 2022.

LONG, D.; GAO, Y.; SINGH, SINGH, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. **Journal of Hydrology**, v.388, p. 217–233, 2010.

LONG, D.; SINGH, V. P.; LI, Z. How sensitive is SEBAL to changes in input variables, domain size and satellite sensor? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D21, 2011.

MAIA, V. A.; SOUZA, C. R.; AGUIAR-CAMPOS, N.; FAGUNDES, N. C. A.; SANTOS, A. B. M.; PAULA, G. G. P.; ... SANTOS, R. M. Interactions between climate and soil shape tree community assembly and above-ground woody biomass of tropical dry forests. **Forest Ecology and Management**, v. 474, p. 118348, 2020.

MALLICK, K.; WANDERA, L.; BHATTARAI, N.; HOSTACHE, R.; KLENIEWSKA, M., & CHORMANSKI, J. A critical evaluation on the role of aerodynamic and canopy–surface conductance parameterization in SEB and SVAT models for simulating evapotranspiration: A case study in the Upper Biebrza National Park Wetland in Poland. **Water**, v. 10, n. 12, p. 1753. doi.org/10.3390/w10121753. 2018.

MARQUES, T. V.; MENDES, K.; MUTTI, P.; MEDEIROS, S.; SILVA, L.; PEREZ-MARIN, A. M.; ... BEZERRA, B. Environmental and biophysical controls of evapotranspiration from Seasonally Dry Tropical Forests (Caatinga) in the Brazilian Semiarid. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 287, p. 107957, 2020.

MATSUSHIMA, D. Relations between aerodynamic parameters of heat transfer and thermal-infrared thermometry in the bulk surface formulation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. Ser. II, v. 83, n. 3, p. 373-389, 2005.

MCGREGOR, G. Hydroclimatology, modes of climatic variability and stream flow, lake and groundwater level variability: A progress report. **Progress in Physical Geography**, v. 41, n. 4, p. 496-512, 2017.

MCSHANE, R. R.; DRISCOLL, K. P.; SANDO, R. A review of surface energy balance models for estimating actual evapotranspiration with remote sensing at high spatiotemporal resolution over large extents. **Scientific Investigations Report 2017–5087**. Reston, VA: US Geological Survey. 19 p. 2017.

MEDEIROS, R. et al. Remote Sensing Phenology of the Brazilian Caatinga and Its Environmental Drivers. **Remote Sensing**, v. 14, n. 11, p. 2637, 2022.

MEIER, R., et al. Biomass heat storage dampens diurnal temperature variations in forests. **Environmental Research Letters**, 14(8), 084026. 2019.

MELO, D. C. D. et al. Are remote sensing evapotranspiration models reliable across South American ecoregions?. **Water Resources Research**, p. e2020WR028752, 2021.

MENEZES, R. S. C.; SAMPAIO, E. V. S. B.; GIONGO, V.; PÉREZ-MARIN, A. M. Biogeochemical cycling in terrestrial ecosystems of the Caatinga Biome. **Brazilian Journal of Biology**, v. 72, p. 643-653, 2012.

MIETTINEN, J.; SHI, C.; LIEW, S. C. Towards automated 10–30 m resolution land cover mapping in insular South-East Asia. **Geocarto International**, v. 34, n. 4, p. 443-457, 2019.

MILES, L. et al. A global overview of the conservation status of tropical dry forests. **Journal of biogeography**, v. 33, n. 3, p. 491-505, 2006.

MIRALLES, D. G.; BRUTSAERT, W.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. On the Use of the Term “Evapotranspiration.” **Water Resources Research**, v. 56, n. 11. <https://doi.org/10.1029/2020wr028055>. 2020.

MIRANDA, R. Q.; GALVINCIO, J. D.; MORAIS, Y. C. B.; MOURA, M. S. B. D.; JONES, C. A.; SRINIVASAN, R. Dry Forest deforestation dynamics in Brazil's Pontal Basin. **Revista Caatinga**, v. 31, p. 385-395, 2018.

MIRANDA, R. Q.; NÓBREGA, R. L. B.; MOURA, M. S. B.; RAGHAVAN, S.; GALVÍNCIO, J. D. Realistic and simplified models of plant and leaf area indices for a seasonally dry tropical forest. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 85, p. 101992, 2020.

MOHAN, M. P.; KANCHIRAPUZHA, R.; VARMA, M. R. Review of approaches for the estimation of sensible heat flux in remote sensing-based evapotranspiration models. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 14, n. 4, p. 041501, 2020a.

MOHAN, M. P.; KANCHIRAPUZHA, R.; VARMA, M. R. Integration of soil moisture as an auxiliary parameter for the anchor *pixel* selection process in SEBAL using Landsat 8 and Sentinel-1A images. **International Journal of Remote Sensing**, v. 41, n. 3, p. 1214-1231, 2020b.

MONTE-MOR, R. C. A. **Análise de processos hidrológicos em bacias de rios intermitentes no Semiárido Mineiro**. 218f. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio ambiente e Recursos hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2012.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In G. E. Fogg (Ed.), **The state and movement of water in living organisms** (pp. 205–234). Cambridge: Cambridge University Press. 1965.

MOONEY, H. A.; BULLOCK, S. H.; MEDINA, E. Introduction. **Seasonally dry tropical forests** (ed. by S.H. Bullock, H.A. Mooney and E. Medina), pp. 1–8. Cambridge University Press, Cambridge. 1995.

MORO, M. F. et al. A phytogeographical metaanalysis of the semiarid Caatinga domain in Brazil. **The Botanical Review**, v. 82, n. 2, p. 91-148, 2016.

MORO, M. F.; SILVA, I. A.; ARAÚJO, F. S.; NIC LUGHADHA, E.; MEAGHER, T. R.; MARTINS, F. R. The Role of Edaphic Environment and Climate in Structuring Phylogenetic Pattern in Seasonally Dry Tropical Plant Communities. **PLOS ONE**, v. 10, n. 3, p. e0119166. doi: 10.1371/journal.pone.0119166. 2015.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**. v. 115, n 8, p. 1781–1800. DOI: 10.1016/j.rse.2011.02.019. 2011.

MUÑOZ SABATER, J. **ERA5-Land hourly data from 1981 to present**, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2019.

MUTTI, P. R. et al. Basin scale rainfall-evapotranspiration dynamics in a tropical semiarid environment during dry and wet years. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 75, p. 29-43, 2019.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V., River flow forecasting through conceptual models part 1 – a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, p. 282–290, 1970.

NORMAN, J. M.; ANDERSON, M. C.; KUSTAS, W. P.; FRENCH, A. N.; MECIKALSKI, J. O. H. N.; TORN, R.; ... TANNER, B. C. W. Remote sensing of surface energy fluxes at 101-m *pixel* resolutions. **Water Resources Research**, v. 39, n. 8. Doi: 10.1029/2002WR001775. 2003.

NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. **Agric. For. Meteorol.** v. 77, p. 263-293, 1995.

NOVAK, V. **Evapotranspiration in the soil-plant-atmosphere system**. Springer Science & Business Media, 2012.

OLIVEIRA, B. S. **Otimização do modelo Metric para estimativas de evapotranspiração no Cerrado brasileiro**. 2018. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP, 2018.

OLIVEIRA, M. L. et al. Effects of human-induced land degradation on water and carbon fluxes in two different Brazilian dryland soil covers. **Science of the Total Environment**, v. 792, p. 148458, 2021.

OWEN, P. R.; THOMSON, W. R. Heat transfer across rough surfaces. **Journal of Fluid Mechanics**. v.15, p. 321-334, 1963.



PACHAURI, R. K.; MAYER, L. **Intergovernmental Panel on Climate Change (eds)**, Climate change 2014: synthesis report. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland. 2015.

PALÁCIO, H. A. D. Q.; RIBEIRO, J. C.; SANTOS, J. C. N. D.; ANDRADE, E.; BRASIL, J. B. Effective precipitation, soil loss and plant cover systems in the caatinga biome, Brazil. **Revista Caatinga**. v. 29, n. 4, p. 956–965. DOI: 10.1590/1983-21252016v29n421rc. 2016.

PALOSCHI, R. A. et al. Environmental drivers of water use for Caatinga woody plant species: combining remote sensing phenology and sap flow measurements. **Remote Sensing**, v. 13, n. 1, p. 75, 2020.

PAUL, G.; GOWDA, P. H.; PRASAD, P. V.; HOWELL, T. A.; AIKEN, R. M.; NEALE, C. M. Investigating the influence of roughness length for heat transport (zoh) on the performance of SEBAL in semi-arid irrigated and dryland agricultural systems. **Journal of Hydrology**. v. 509, p. 231–244. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.040. 2014.

PAUL, G.; GOWDA, P. H.; PRASAD, P. V.; HOWELL, T. A.; STAGGENBORG, S. A.; NEALE, C. M. U. Lysimetric evaluation of SEBAL using high resolution airborne imagery from BEAREX08. **Advances in Water Resources**. v. 59, p. 157–168. DOI: 10.1016/j.advwatres.2013.06.003. 2013.

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

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. **Mathematical and Physical Sciences**, v. 193, n. 1032, p. 120-145, 1948.

PENNINGTON, R. T.; LAVIN, M.; OLIVEIRA-FILHO, A. Woody plant diversity, evolution, and ecology in the tropics: perspectives from seasonally dry tropical forests. **Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics**, v. 40, p. 437-457, 2009.

PENNINGTON, R. T.; LEHMANN, C. E. R.; ROWLAND, L. M. Tropical savannas and dry forests. **Current Biology**, v. 28, n. 9, p. R541-R545. Doi: 10.1016/j.cub.2018.03.014. 2018.

PENNINGTON, R. T.; LEWIS, G. P.; RATTER, J. A. An overview of the plant diversity, biogeography and conservation of neotropical savannas and seasonally dry forests. **Neotropical savannas and seasonally dry forests**, p. 1-29, 2006.

PILGRIM, D. H.; CHAPMAN, T. G.; DORAN, D. G. Problèmes de la mise au point de modèles pluie-écoulement dans les régions arides et semi-arides. **Hydrological Sciences Journal**. v. 33, n. 4, p. 379–400. DOI: 10.1080/02626668809491261. 1988.

POTAPOV, P. et al. Mapping global forest canopy height through integration of GEDI and Landsat data. **Remote Sensing of Environment**, v. 253, p. 112165, 2021.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly weather review**, v. 100, n. 2, p. 81-92, 1972.

QUEIROZ, L. P. de et al. Diversity and evolution of flowering plants of the Caatinga domain. In: **Caatinga**. Springer, Cham, p. 23-63. 2017.

QUEIROZ, M. G. et al. Composition of Caatinga species under anthropic disturbance and its correlation with rainfall partitioning. **Floresta e Ambiente**, v. 28, 2020.

RAMOELO, A. et al. Validation of global evapotranspiration product (MOD16) using flux tower data in the African savanna, South Africa. **Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p. 7406-7423, 2014.

RASP, S.; PRITCHARD, M. S.; GENTINE, P. Deep learning to represent subgrid processes in climate models. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 115, n. 39, p. 9684–9689. doi:10.1073/pnas.1810286115, 2018.

RAUPACH, M. R. Drag and drag partition on rough surfaces. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 60, n. 4, p. 375–395. doi.org/10.1007/bf00155203. 1992.

RAUPACH, M. R. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 71, n. 1–2, p. 211–216. doi:10.1007/bf00709229. 1994.

ROBERTS, W. et al. Hydrostats: A Python package for characterizing errors between observed and predicted time series. **Hydrology**, v. 5, n. 4, p. 66, 2018.

RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U. E. A.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C. J.; ... TOLL, D., The Global Land Data Assimilation System, Bull. **American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381-394, 2004.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology. **Oceans and Atmosphere**. v.25, n. 2, p. 147-157, 2000.

ROUSE JR, J.W.; HAAS, R.H.; SCHELL, J.A.; DEERING, D.W. **Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS**. In Proceedings of the Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, Washington, DC, USA, p. 10-14. 1973.

RUHOFF, A. L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. 166p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2011.

RUNNING, S. W.; MU, Q.; ZHAO, M.; MORENO, A. MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3 and Year-End Gap-Filled MOD16A2GF/A3GF) NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm (For Collection 6). **National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, USA [data set]**, <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD16A2>, v. 6. 2019.

SABOORI, M.; MOUSIVAND, Y.; CRISTÓBAL, J.; SHAH-HOSSEINI, R.; MOKHTARI, A. An Automated and Improved Methodology to Retrieve Long-time Series of Evapotranspiration Based on Remote Sensing and Reanalysis Data. **Remote Sensing**, v. 14, n. 24, p. 6253. <https://doi.org/10.3390/rs14246253>. 2022.

SAHNOUN, F.; ABDERRAHMANE, H.; KADDOUR, M.; ABDELKADER, K.; MOHAMED, B.; CASTRO, T. A. H. D. Aplicação de SEBAL e Ts/VI Trapézio Modelos para Estimar a Evapotranspiração Real no Ambiente do Argelino Semi-árido para Melhorar a Gestão da água na Agricultura. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 36, n. 2, p. 219-236, 2021.

SALAZAR-MARTÍNEZ, D. et al. Evaluation of remote sensing-based evapotranspiration products at low-latitude eddy covariance sites. **Journal of Hydrology**, v. 610, p. 127786, 2022.

SANTOS, C. A. C et al. Spatio-temporal patterns of energy exchange and evapotranspiration during an intense drought for drylands in Brazil. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 85, p. 101982, 2020.

SANTOS, R. M.; OLIVEIRA-FILHO, A. T.; EISENLOHR, P. V.; QUEIROZ, L. P.; CARDOSO, D. B.; RODAL, M. J. Identity and relationships of the Arboreal Caatinga among other floristic units of seasonally dry tropical forests (SDTFs) of north-eastern and Central Brazil. **Ecology and Evolution**, v. 2, n. 2, p. 409-428, 2012.

SCHAAF, C.; WANG, Z. **MCD43A4 MODIS/Terra+Aqua BRDF/Albedo Nadir BRDF Adjusted Ref Daily L3 Global - 500m V006 [Data set]**. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. 2015. Disponível em: <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD43A4.006>. Acesso em 12 de setembro de 2021.

SEIBERT, J.; BERGSTRÖM, S. A retrospective on hydrological catchment modelling based on half a century with the HBV model. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 26, n. 5, p. 1371–1388. <https://doi.org/10.5194/hess-26-1371-2022>, 2022.

SENAY, G. B.; BOHMS, S.; SINGH, R. K.; GOWDA, P. H.; VELPURI, N. M.; ALEMU, H.; VERDIN, J. P. 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, 2013.

SENAY, G. B. et al. Mapping actual evapotranspiration using Landsat for the conterminous United States: Google Earth Engine implementation and assessment of the SSEBop model. **Remote Sensing of Environment**, v. 275, p. 113011, 2022.

SENKONDO, W.; MUNISHI, S. E.; TUMBO, M.; NOBERT, J.; LYON, S. W. Comparing remotely-sensed surface energy balance evapotranspiration estimates in heterogeneous and data-limited regions: A case study of Tanzania's Kilombero Valley. **Remote Sensing**, v. 11, n. 11, p. 1289, 2019.

SHELTON, M. **Hydroclimatology, Perspectives and Applications**. 1. Ed., Cambridge University Press. 426p. 2009.

SHUTTLEWORTH, W. J. **Terrestrial hydrometeorology**. John Wiley & Sons, 2012.

SILANS, A.; SILVA, F. Fluxo de Calor Sensível e Evapotranspiração na Caatinga: Estudo Experimental. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 1, p. 177–188. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v12n1.p177-188>. 2007.

SILANS, A.; WERLANG, L.; GOLDFARB, M. Desenvolvimento de um Modelo SVATS para a Região Semi-Árida do Cariri Paraibano. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n. 4, p. 5–15. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v13n4.p5-15>. 2008.

SILVA, A. M.; SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G. Automated surface energy balance algorithm for land (ASEBAL) based on automating endmember *pixel* selection for evapotranspiration calculation in MODIS orbital images. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**. v. 79, p. 1–11. DOI: 10.1016/j.jag.2019.02.012. 2019a.

SILVA, G, J. F. **Estimativa de indicadores biofísicos para avaliação do processo de desertificação no município de São João do Cariri-PB**. 2014. 128 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2014.

SILVA, G. J. F. **Modelagem dos componentes do balanço hídrico e monitoramento da seca em bacia hidrográfica no bioma caatinga**. 2020. Tese (Doutorado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa – PB. 180f. 2020.

SILVA, J. L. S. E. et al. Climate change will reduce suitable Caatinga dry forest habitat for endemic plants with disproportionate impacts on specialized reproductive strategies. **PloS one**, v. 14, n. 5, p. e0217028, 2019b.

SILVA, J. M. C.; LEAL, I.R.; TABARELLI, M. (Ed.). **Caatinga: the largest tropical dry forest region in South America**. Springer, 2017a.

SILVA, L. P. V. **Automatização da seleção dos *pixels* âncoras no cálculo da equação de balanço de radiação na superfície do Algoritmo SEBAL**. Dissertação (Mestrado em Informática), Universidade Federal de Brasília, 96f. 2013.

SILVA, P. F.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, R.; SOUZA, E. S.; SILVA, J. R. I.; ALVES, E. M. Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the Caatinga and grassland in the semi-arid region of Brazil. **Journal of Arid Environments**. v. 147, p. 71–82. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2017.09.003. 2017b.

SINGH, R. K.; IRMAK A. Traitement des *pixels* d'ancrage dans le modèle METRIC pour une meilleure estimation des flux de chaleur sensible et latente. **Hydrological Sciences Journal**. v. 56, n. 5, p. 895–906. DOI: 10.1080/02626667.2011.587424. 2011.

SINGH, R. K.; LIU, S.; TIESZEN, L. L.; SUYKER, A. E.; VERMA, S. B. Estimating seasonal evapotranspiration from temporal satellite images. **Irrigation Science**, v. 30, n. 4, p. 303-313. doi:10.1007/s00271-011-0287-z. 2012.

SINGH, R. K. et al. Application of SEBAL model for mapping evapotranspiration and estimating surface energy fluxes in south-central Nebraska. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 134, n. 3, p. 273-285, 2008.

SIYUM, Z. G. Tropical dry forest dynamics in the context of climate change: syntheses of drivers, gaps, and management perspectives. **Ecological Processes**, v. 9, p. 1-16, 2020.

SOER, G. J. R. Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. **Remote Sensing of Environment**, v. 9, n. 1, p. 27-45, 1980.

SOUZA, L. S. B.; MOURA, M. S. B.; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, T. G. F. Balanço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na Caatinga em condições de seca intensa. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v. 50, n. 8, p. 627–636. DOI: 10.1590/S0100-204X2015000800001. 2015.

STAN, K.; SANCHEZ-AZOFEIFA, A. Tropical dry forest diversity, climatic response, and resilience in a changing climate. **Forests**, v. 10, n. 5, p. 443. Doi: 10.3390/f10050443. 2019.

STEWART, J. B.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S.; NICHOLS, W. D.; MORAN, M. S.; BRUIN, H. A. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for eight semiarid areas. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 33, n. 9, p. 1110-1117, 1994.

STONE, L. R.; HORTON, M. L. Estimating evapotranspiration using canopy temperatures: field evaluation. **Agronomy journal**, v. 66, n. 3, p. 450-454, 1974.

SU, Z.; SCHMUGGE, T.; KUSTAS, W. P.; MASSMAN, W. J. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the

atmosphere. **Journal of Applied Meteorology**. v. 40, n. 11, p. 1933–1951. DOI: 10.1175/1520-0450(2001)040<1933:AEOTMF>2.0.CO;2. 2001.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.6, n. 1, p. 85-100, 2002.

SWENSON, S. C. et al. The Impact of Biomass Heat Storage on the Canopy Energy Balance and Atmospheric Stability in the Community Land Model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, 11(1), 83–98. Portico. 2019.

TANG, R.; LI, Z. L. Evaluation of two end-member-based models for regional land surface evapotranspiration estimation from MODIS data. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 202, p. 69–82. DOI: 10.1016/j.agrformet.2014.12.005. 2015.

TANG, H.; LI L.Z. Quantitative Remote Sensing in Thermal Infrared. **Theory and Applications. Springer Remote Sensing/Photogrammetry**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014. 2014.

TEIXEIRA, A. H C. et al. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sao Francisco River basin, Brazil: Part A: Calibration and validation. **Agricultural and forest meteorology**, v. 149, n. 3-4, p. 462-476, 2009.

THOM, A. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 98, n. 415, p. 124–134. DOI: 10.1256/smsqj.41509. 1972.

THOMPSON, S.A. **Hydrology for Water Management**. A.A. Balkema, 1a ed. Rotterdam, Holanda, 362 p. 1999.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v. 38, n. 1, p. 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>. 1948.

TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v. 108, n. 4, p. 369-384, 2007.

TOMASELLA, J.; VIEIRA, R. M. S. P.; BARBOSA, A. A.; RODRIGUEZ, D. A.; OLIVEIRA SANTANA, M.; SESTINI, M. F. Desertification trends in the Northeast of Brazil over the period 2000–2016. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 73, p. 197-206, 2018.

TREBS, I.; MALLICK, K.; BHATTARAI, N.; SULIS, M.; CLEVERLY, J.; WOODGATE, W.; SILBERSTEIN, R.; HINKO-NAJERA, N.; BERINGER, J.; SU, Z.; BOULET, G. The role of aerodynamic resistance in thermal remote sensing-based evapotranspiration models. **Remote Sensing of Environment**, v. 264, p. 112602. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112602>. 2021.

TREZZA, R. Evapotranspiration from a remote sensing model for water management in an irrigation system in Venezuela. **Interciencia**, v. 31, n.6, p. 417-423. 2006.

TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and landsat imagery with the METRIC model. **Remote Sensing**, v. 5, n. 10, p. 5397-5423, 2013.

TROUFLEAU, D.; LHOMME, J. P.; MONTENY, B.; VIDAL, A. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An experimental analysis of the kB-1 parameter. **Journal of Hydrology**. v. 188–189, n. 1–4, p. 815–838. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03172-1. 1997.

VERHOEF, A.; DE BRUIN, H. A. R.; VAN DEN HURK, B. J. J. M. Some practical notes on the parameter kB-1 for sparse vegetation. **Journal of Applied Meteorology**. v. 36, n. 5, p. 560-572. DOI: 10.1175/1520-0450(1997)036<0560:SPNOTP>2.0.CO;2. 1997a.

VERHOEF, A.; MCNAUGHTON, K. G.; JACOBS, A. F. G. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. **Hydrology and Earth System Sciences**. v. 1, n. 1, p. 81–91. DOI: 10.5194/hess-1-81-1997b. 1997b.

VERMA, S. B. Aerodynamic resistances to transfers of heat, mass and momentum. **Estimation of areal evapotranspiration**, n. 177, pp. 13-20, 1989.

WANG, C.; YANG, J.; MYINT, S. W.; WANG, Z. H.; TONG, B. Empirical modeling and spatio-temporal patterns of urban evapotranspiration for the Phoenix metropolitan area, Arizona. **GIScience and Remote Sensing**. v. 53, n. 6, p. 778–792. DOI: 10.1080/15481603.2016.1243399. 2016.



WATERS, R.; ALLEN, R.; BASTIAANSEN, W.; TASUMI, M.; TREZZA, R. SEBAL. Surface Energy Balance Algorithms for Land. Idaho Implementation. **Advanced Training and User's Manual**, Idaho, USA. 2002.

WERNECK, F. P.; COSTA, G. C.; COLLI, G. R.; PRADO, D. E.; SITES JR, J. W. (Revisiting the historical distribution of Seasonally Dry Tropical Forests: new insights based on palaeodistribution modelling and palynological evidence). **Global Ecology and Biogeography**, v. 20, n. 2, p. 272-288, 2011.

WILSON, K., et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1-4, p. 223–243. doi:10.1016/s0168-1923(02)00109-0. 2002.

WU, Q. geemap: A Python package for interactive mapping with Google Earth Engine. **Journal of Open Source Software**, v. 5, n. 51, p. 2305, 2020.

YIN, L. et al. A comparison of SSEBop-Model-Based evapotranspiration with eight evapotranspiration products in the Yellow River Basin, China. **Remote Sensing**, v. 12, n. 16, p. 2528, 2020.

ZHANG, Y.; KONG, D.; GAN, R.; CHIEW, F. H. S.; MCVICAR, T. R.; ZHANG, Q.; YANG, Y. Coupled estimation of 500m and 8-day resolution global evapotranspiration and gross primary production in 2002-2017. **Remote Sens. Environ.** v. 222, p. 165-182, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.031>. 2019.

ZHAO, M. et al. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. **Remote sensing of Environment**, v. 95, n. 2, p. 164-176, 2005.

ZHUANG, Q. et al. A method for sensible heat flux model parameterization based on radiometric surface temperature and environmental factors without involving the parameter KB-1. **International journal of applied earth observation and geoinformation**, v. 47, p. 50-59, 2016.

**APÊNDICES**

## APÊNDICE A – TABELAS

Tabela A1. Estatísticas de desempenho dos valores observados com STEEP em cada refinamento proposto ( $z0m$ ,  $rah$  e umidade superficial residual nos *pixels* das extremidades) e suas combinações entre si. A comparação é feita utilizando a base geral dos modelos SEB por SR; o SEBAL foi utilizado como referência.

(continua)

Site		Estatísticas de desempenho									
		RMSE		$R^2$		NSE		$\rho_c$		PBIAS	
		wet	dry	wet	dry	wet	dry	wet	dry	wet	dry
PTN (N = 239; 2011)	STEEP	1,23	0,7	0,53	0,62	0,34	0,5	0,68	0,77	-18,01	-17,01
	(-) <i>SF</i>	1,38	0,69	0,56	0,58	0,16	0,52	0,65	0,75	-26,39	-7,99
	(-) <i>kB-1</i>	1,39	0,67	0,54	0,62	0,14	0,55	0,66	0,78	-23,37	-8,23
	(-) <i>rah</i>	1,61	0,66	0,42	0,6	-0,22	0,55	0,54	0,77	-32,42	-6,56
	<i>LAI*</i>	1,37	1,08	0,57	0,59	0,19	-0,18	0,68	0,59	-24,24	-56,26
	<i>LAI**</i>	1,27	0,91	0,54	0,34	0,28	0,17	0,68	0,57	-19,73	-11,95
	(-) <i>z0m</i>	1,48	0,88	0,36	0,3	0,01	0,21	0,5	0,54	-25,94	7,55
	(-) <i>rλET</i>	1,5	1,6	0,12	0,19	-0,15	-1,54	0,31	0,28	14,75	75,96
	(-) <i>z0m &amp; rah</i>	1,51	0,72	0,44	0,51	-0,04	0,48	0,57	0,7	-28,85	4,4
	(-) <i>rah &amp; rλET</i>	1,47	1,66	0,13	0,15	-0,11	-1,81	0,33	0,23	12,99	81,63
	(-) <i>z0m &amp; rλET</i>	1,42	1,45	0,14	0,09	-0,31	-0,04	0,36	0,22	0,73	57,29
	SEBAL	1,39	1,55	0,16	0,12	0,01	-1,43	0,38	0,23	2,12	69,2
SNN (N = 267; 2014)	STEEP	1,03	0,6	0,46	0,62	0,32	0,25	0,64	0,68	-12,17	58,08
	(-) <i>SF</i>	1,07	0,58	0,47	0,64	0,29	0,44	0,6	0,73	-17,2	42,77
	(-) <i>kB-1</i>	1,12	0,67	0,44	0,59	0,21	0,24	0,6	0,69	-17,86	50,26

(continuação)

Site		Estatísticas de desempenho									
		RMSE		R <sup>2</sup>		NSE		$\rho_c$		PBIAS	
		wet	dry	wet	dry	wet	dry	wet	dry	wet	dry
SNN (N = 267; 2014)	(-) rah	1,19	0,6	0,49	0,62	0,19	0,41	0,57	0,7	-25,47	47,33
	LAI*	1,38	0,8	0,54	0,3	-0,21	-0,07	0,6	0,44	-29,33	-58,36
	LAI**	1,19	0,98	0,52	0,09	0,07	-0,6	0,62	0,26	23,77	55,02
	(-) z0m	1,14	0,83	0,41	0,23	0,24	-0,16	0,5	0,37	-19,01	60,45
	(-) rλET	1,16	1,18	0,32	0,43	0,18	-1,33	0,51	0,41	12,96	122,85
	(-) z0m & rah	1,19	0,63	0,52	0,57	0,17	0,34	0,52	0,64	-26,49	50,69
	(-)rah & rλET	1,13	1,14	0,25	0,37	0,16	-1,19	0,47	0,41	6,43	111,65
	(-) z0m & rλET	1,13	1,03	0,24	0,17	0,16	-0,79	0,47	0,32	-5,86	79,17
	SEBAL	1,13	1,06	0,22	0,33	0,16	-0,88	0,45	0,41	0,91	98,12
	STEEP	1,16	0,6	0,12	0,12	-0,55	-0,94	0,28	0,27	52,19	55,18
SET (N = 283; 2015)	(-) SF	1,04	0,61	0,11	0,02	-0,25	-0,99	0,28	0,14	36,58	38,26
	(-) kB-1	1,13	0,58	0,06	0,07	-0,49	-0,86	0,21	0,23	36,71	40,83
	(-) rah	1,06	0,56	0,04	0	-0,43	-1,03	0,18	0,03	21,82	39,71
	LAI*	1,3	0,68	0,03	0,09	-0,98	-1,51	0,12	0,2	-62,3	-75,32
	LAI**	1,15	0,6	0,04	0,05	-0,53	-0,97	0,19	0,21	-6,83	-29,78
	(-) z0m	1,09	0,75	0,1	0	-0,36	-2,74	0,26	-0,02	42,62	80,96
	(-) rλET	2,11	1,37	0,15	0,04	-4,18	-9,27	0,15	0,06	151,66	190,07
	(-) z0m & rah	1,06	0,58	0,05	0	-0,3	-1,24	0,21	0,02	21,6	51,96
	(-)rah & rλET	1,99	1,37	0,11	0,01	-3,99	-9,27	0,13	0,04	143,27	183,22
	(-) z0m & rλET	1,66	1,16	0,07	0,01	-2,47	-6,31	0,14	0,04	104,32	134,34
SEBAL	1,83	1,28	0,1	0	-3,21	-7,93	0,14	0,03	128	161,89	

(continuação)

Site		Estatísticas de desempenho									
		RMSE		R <sup>2</sup>		NSE		$\rho_c$		PBIAS	
		wet	dry	wet	dry	wet	dry	wet	dry	wet	dry
CGR (N = 171; 2014)	STEEP	0,8	0,72	0,35	0,51	-0,35	-0,8	0,55	0,58	5,85	25,16
	(-) SF	0,7	0,67	0,36	0,52	-0,02	-0,53	0,59	0,6	6,57	30,14
	(-) kB-I	0,78	0,8	0,25	0,44	-0,28	-1,18	0,47	0,51	15,04	38,9
	(-) rah	0,71	0,78	0,28	0,46	-0,06	-1,07	0,51	0,48	-8,54	54,63
	LAI*	0,76	0,83	0,49	0,61	-0,23	-1,35	0,64	0,51	-7,64	-62,39
	LAI**	0,75	0,68	0,46	0,58	-0,18	-0,57	0,63	0,63	-9,25	-26,31
	(-) z0m	0,71	0,83	0,28	0,35	-0,05	-1,35	0,51	0,38	-11,12	62,72
	(-) rλET	1,15	2,32	0,09	0,07	-1,77	-17,48	0,19	0,04	46,68	217,84
	(-) z0m & rah	0,69	0,84	0,24	0,44	-0,01	-1,43	0,48	0,39	3,9	68,9
	(-)rah & rλET	1,14	2,44	0,05	0,03	-1,72	-19,4	0,15	0,02	43,77	229,58
	(-) z0m & rλET	0,85	1,97	0,11	0,04	-0,51	-12,27	0,33	0,04	9,18	175,39
SEBAL	0,97	2,24	0,07	0,03	-0,97	-14,7	0,21	0,03	28,63	208,13	
CGR (N = 48; 2020)	STEEP	0,61	1,06	0,39	0,02	0,29	-2,98	0,62	0,09	-1,19	101,37
	(-) SF	0,82	1,03	0,3	0	-0,29	-2,76	0,52	0,02	-6,52	106,36
	(-) kB-I	0,83	1,26	0,29	0	-0,3	-4,63	0,51	-0,03	-5,31	135,98
	(-) rah	1,11	1,13	0,25	0	-1,2	-3,55	0,42	-0,02	-15,37	133,29
	LAI*	0,85	1,02	0,29	0,01	-0,38	-0,99	-3,06	0,4	-4,71	31,63
	LAI**	0,67	0,76	0,36	0,07	0,14	-1,03	0,59	0,26	-3,58	2,87
	(-) z0m	0,69	1,03	0,41	0	0,15	-2,73	0,58	-0,02	-12,29	106,1
	(-) rλET	0,99	2,25	0,03	0,06	-0,52	-16,98	0,17	-0,04	6,37	312,54
	(-) z0m & rah	1,04	1,13	0,34	0,01	-0,74	-3,52	0,5	-0,03	-16,56	134,92
	(-)rah & rλET	0,89	2,38	0,05	0,14	-0,24	-19,08	0,22	-0,05	1,07	330,94
	(-) z0m & rλET	0,83	1,77	0,18	0,02	-0,6	-10,14	0,33	-0,04	-14,15	216,81

(conclusão)

Site		Estatísticas de desempenho									
		<i>RMSE</i>		<i>R<sup>2</sup></i>		<i>NSE</i>		<i>ρ<sub>c</sub></i>		<i>PBIAS</i>	
		<i>wet</i>	<i>dry</i>	<i>wet</i>	<i>dry</i>	<i>wet</i>	<i>dry</i>	<i>wet</i>	<i>dry</i>	<i>wet</i>	<i>dry</i>
CGR (N = 48; 2020)	SEBAL	0,81	2,11	0,16	0,07	-0,02	-0,02	0,31	-0,04	-12,25	285,53

\* PAI substituído por LAI (Paul et al., 2013)

\*\* PAI substituído por LAI (Bastiaanssen, 1998)

(-) exclusão da implementação de parâmetro/variável do STEEP

$z_0$  = comprimento de rugosidade para transferência de momentum;  $r_{ah}$  = resistência aerodinâmica para transferência de calor;  $r_{\lambda ET}$  = fluxo de calor latente remanescente nos *pixels* de membros finais

## APÊNDICE B – FIGURAS

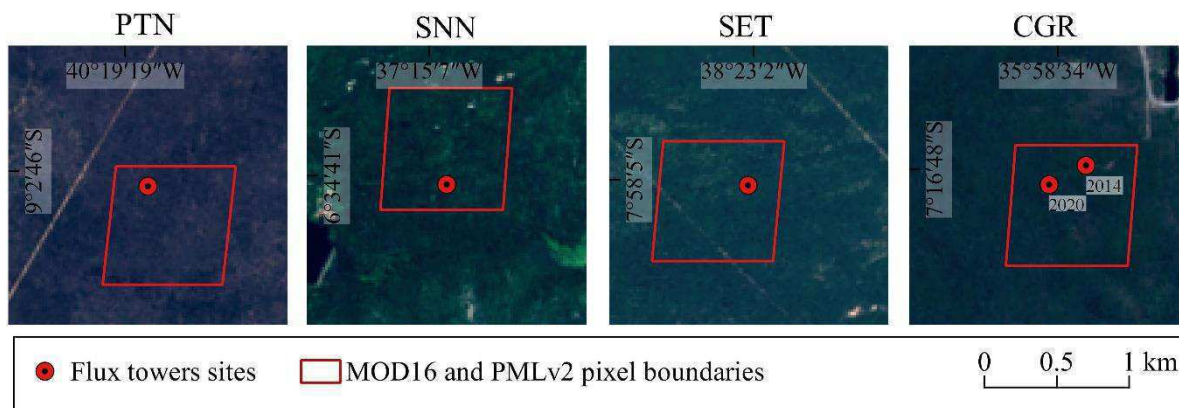


Figura B1. Localização das torres EC e limites de *pixel* MOD16 e PMLv2. Composição cor verdadeira (bandas 4, 3 e 2) do Harmonized Sentinel-2 MSI adquirido através do *Google Earth Engine*. Datas das cenas PTN (12/06/2021); SNN e SET (25/05/2021) e CGR (29/07/2021).

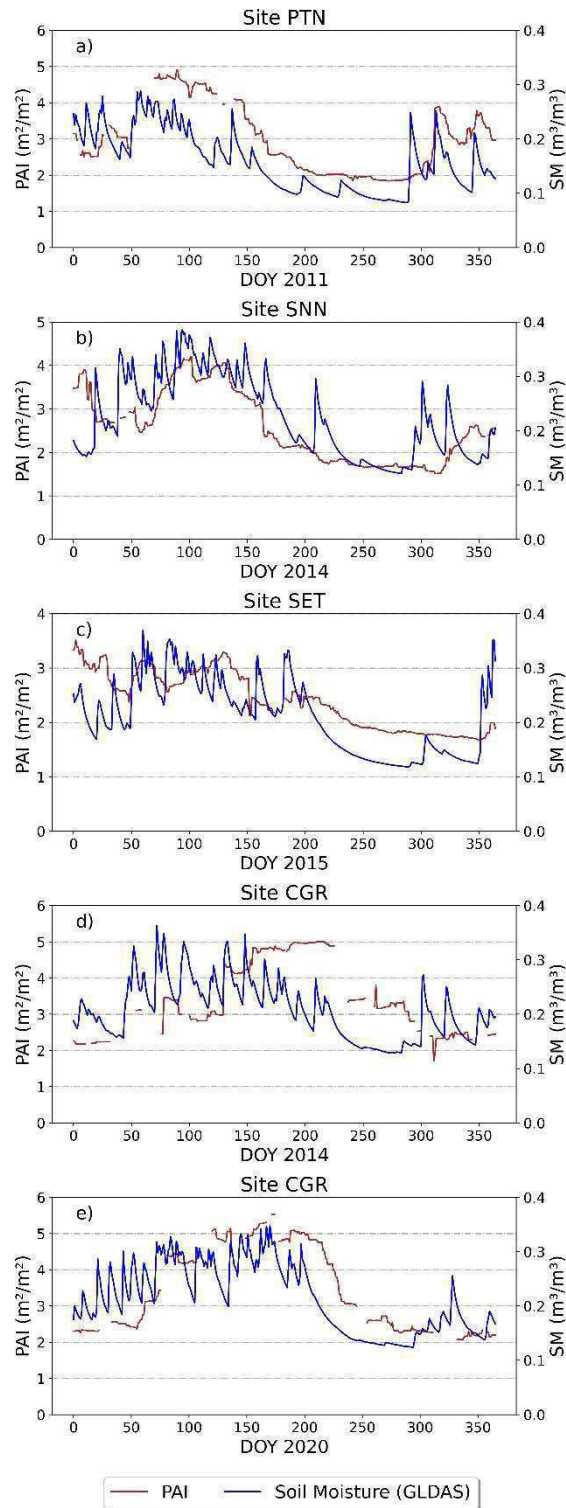


Figura B2. Séries temporais de PAI e umidade do solo para os diferentes locais de observação.



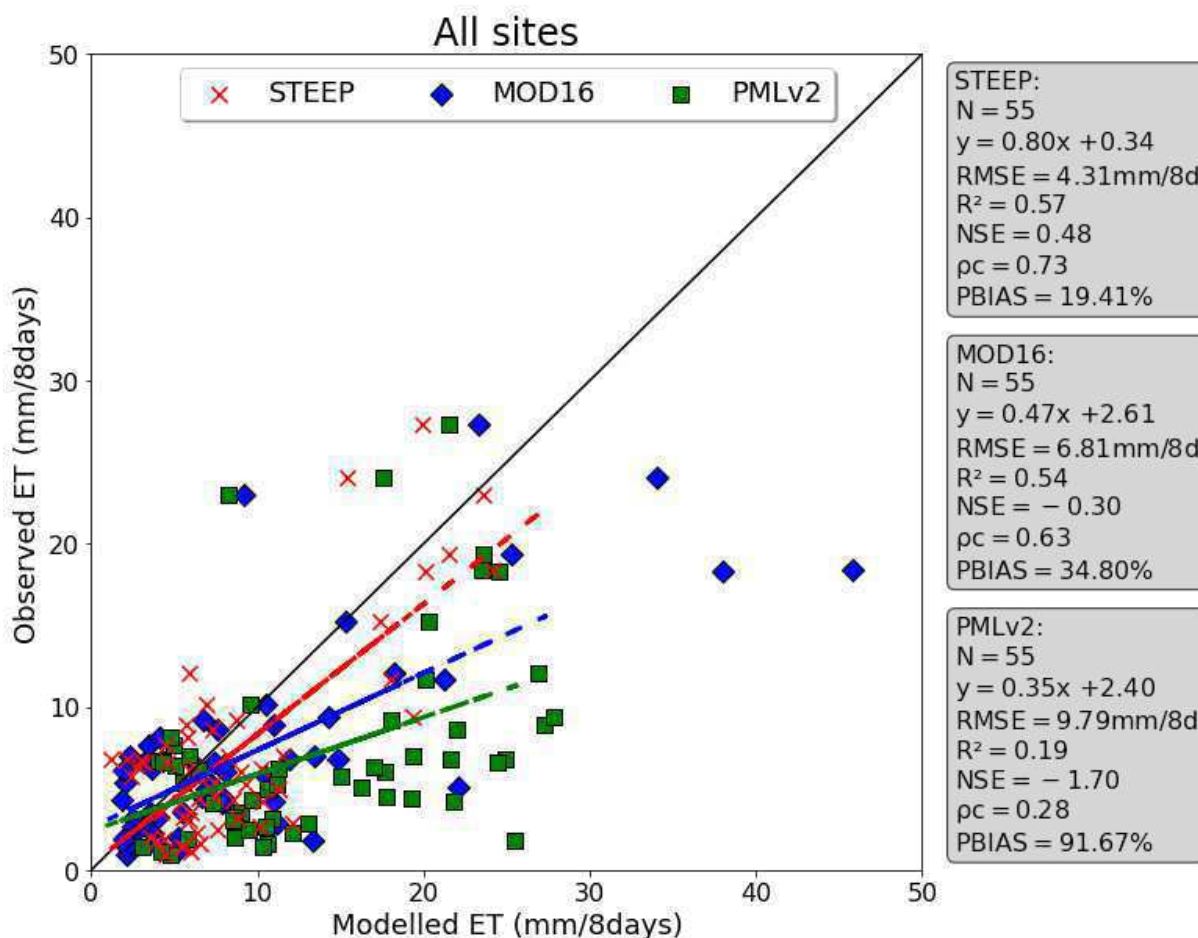


Figura B3. Avaliação da evapotranspiração (ET, mm/8 dias) observada e modelada com STEEP (cruzes vermelhas), MOD16 (losangos azuis) e PMLv2 (quadrados verdes) para todos os locais experimentais considerando apenas onde os dados observados em campo tiveram oito dias consecutivos. A linha preta é a linha 1:1; as linhas tracejadas são as regressões lineares ajustadas dos valores observados nos modelos modelados pelos produtos do modelo STEEP (vermelho), MOD16 (azul) e PMLv2 (verde).

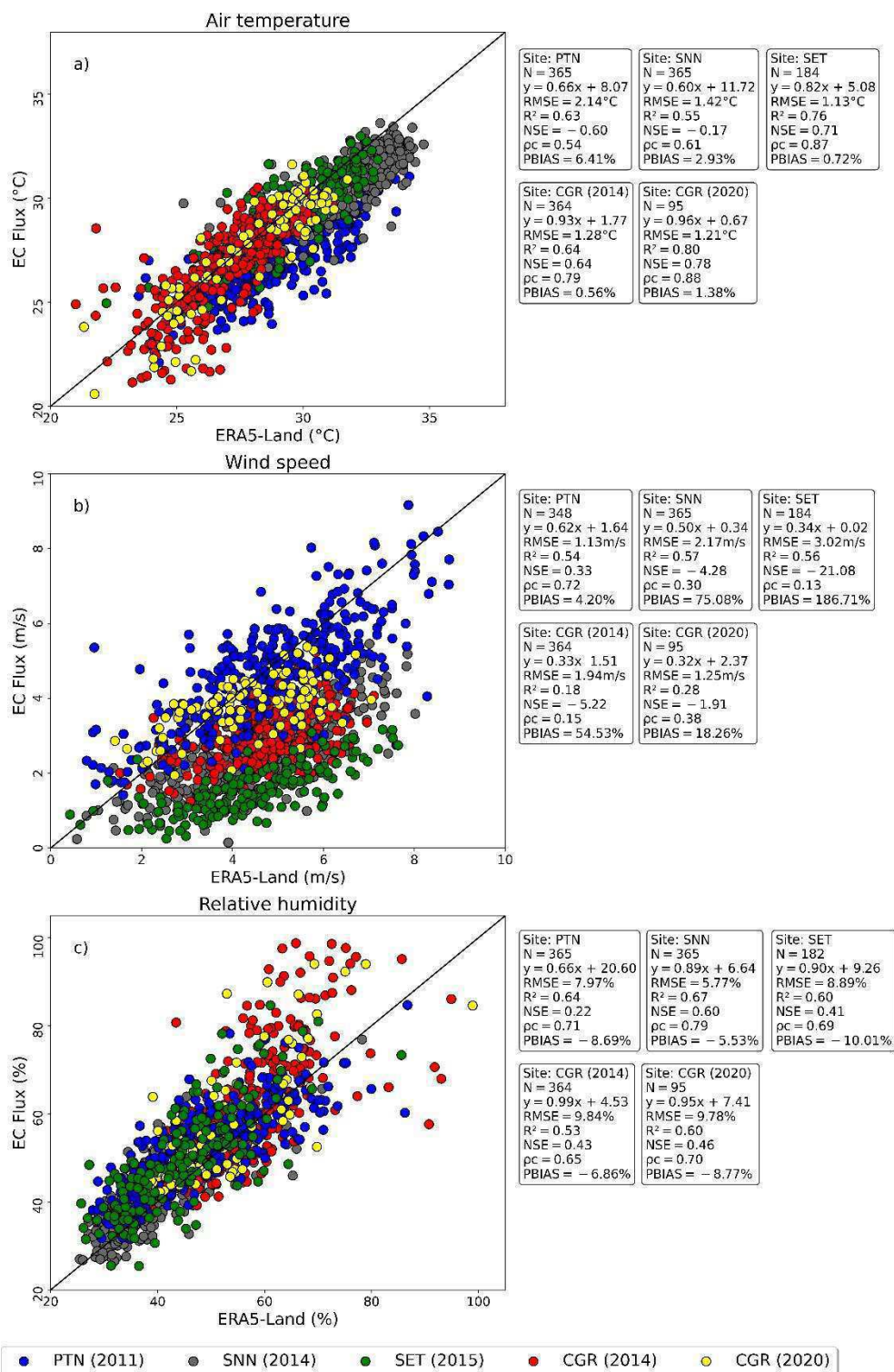


Figura B4. Comparação entre o conjunto de dados de reanálise ERA5-Land e medições meteorológicas observacionais locais das torres de fluxo no momento mais próximo da passagem do satélite. Os sensores micrometeorológicos instalados nas torres de fluxo estão a até 16 m de distância da superfície terrestre, e as variáveis ERA 5-Land têm diferentes elevações de referência (por exemplo, 2 m para a temperatura do ar e 10 m para a velocidade do vento).

## APÊNDICE C – EQUAÇÕES

### Equações utilizadas para as estimativas de ET com o modelo STEEP

O fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ) foi modelado usando Eq. (C.1):

$$\lambda ET = Rn - G - H \quad (C.1)$$

onde  $Rn$  é saldo de radiação,  $G$  é o fluxo de calor do solo e  $H$  é o fluxo de calor sensível. Todas as variáveis são expressas em unidades de energia (por exemplo,  $W/m^2$ ).

O saldo de radiação ( $Rn$ ) foi modelado com base no balanço de radiação indicado por Allen et al. (2007) e Ferreira et al. (2020) por Eq. (C.2):

$$Rn = R_{S\downarrow} \times (1 - \alpha) + \varepsilon_S \times R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (C.2)$$

onde  $R_{S\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas incidente ( $W/m^2$ ) estimada seguindo Allen et al. (2007),  $\alpha$  é o albedo de superfície (adimensional), estimado seguindo Trezza et al. (2013),  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de ondas longas da atmosfera ( $W/m^2$ ) estimada seguindo Ferreira et al. (2020) com a emissividade atmosférica de Duarte et al. (2006);  $R_{L\uparrow}$  é a radiação emitida de ondas longas ( $W/m^2$ ) seguindo Ferreira et al. (2020) com  $\varepsilon_S$  sendo a emissividade superficial (adimensional), estimada seguindo Long et al. (2010).

O fluxo de calor do solo ( $G$ ), expresso como uma razão de radiação líquida, foi estimado seguindo o modelo de Bastiaanssen et al. (1998):

$$\frac{G}{Rn} = [(T_s - 273,15) \times (0,0038 + 0,0074 \times \alpha) \times (1 - 0,98 \times NDVI^4)] \quad (C.3)$$

onde  $T_s$  é a temperatura de superfície (K) e NDVI é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (adimensional), estimado seguindo Rouse et al. (1973).

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) foi modelado usando:

$$H = \frac{\rho \times c_p \times dT}{rah} \quad (C.4)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ ), refere-se  $c_p$  ao calor específico do ar a pressão constante ( $\text{J/kg/K}$ ),  $dT$  é o gradiente de temperatura (K) e  $rah$  é a resistência aerodinâmica para transferência de calor ( $\text{s/m}$ ).

A resistência aerodinâmica à transferência de calor foi estimada com base na equação clássica dada em Paul et al. (2013), ver também Verhoef et al. (1997a):

$$rah = \frac{1}{k \times u^*} \times \left[ \ln \left( \frac{z_{ref} - d_0}{z_0m} \right) - \psi_h \right] + \frac{1}{k \times u^*} \times kB_{umd}^{-1} \quad (\text{C.5})$$

onde  $k$  é a constante de von Kármán tomada como 0,41,  $u^*$  é a velocidade de atrito (m/s),  $z_{ref}$  é a altura de referência (m),  $d_0$  é a altura de deslocamento do plano zero (m),  $z_0m$  é o comprimento de rugosidade de momentum (m),  $\psi_h$  é a função de correção da estabilidade atmosférica para transferência de calor, conforme calculado seguindo Paulson (1970),  $kB_{umd}^{-1}$  é o parâmetro adimensional formulado para expressar o excesso de resistência da transferência de calor em comparação com a transferência de momentum, corrigido para a umidade do solo derivada de sensoriamento remoto.

A velocidade de atrito foi calculada de acordo com Verhoef et al. (1997b) e Paul et al. (2013):

$$u^* = k \times u \left[ \ln \left( \frac{z_{ref} - d_0}{z_0m} \right) - \psi_m \right]^{-1} \quad (\text{C.6})$$

onde  $u$  é a velocidade do vento (m/s) a uma altura conhecida  $z_{ref}$ ,  $\psi_m$  é a função de correção da estabilidade atmosférica para transferência de momentum, conforme calculado seguindo Paulson (1970).

O comprimento de rugosidade para transferência de momentum foi estimado, com base nos estudos de Verhoef et al. (1997b):

$$z_0m = (HGHT - d_0) \times \exp^{(-k \times \gamma + PSICORR)} \quad (\text{C.7})$$

onde  $HGHT$  é a altura da vegetação (m),  $PSICORR$  é tomada como 0,2 e  $\gamma$  é o inverso da raiz quadrada do coeficiente de arrasto da superfície a granel na altura do dossel de rugosidade (Raupach, 1992).

A altura de deslocamento plano zero ( $d_0$ ) foi obtida seguindo Raupach (1994) a partir de:

$$d_0 = HGHT \times \left[ \left( 1 - \frac{1}{\sqrt{CD1 \times PAI}} \right) + \left( \frac{\exp^{-\sqrt{CD1 \times PAI}}}{\sqrt{CD1 \times PAI}} \right) \right] \quad (C.8)$$

onde  $CD1$  é tomado como 20,6 e  $PAI$  é o *Plant Area Index*.

$\gamma$  foi obtido seguindo Verhoef et al. (1997b):

$$\gamma = \left( CD + CR \times \frac{PAI}{2} \right)^{-0.5} \quad (C.9)$$

Se  $\gamma < 3,33$ ,  $\gamma$  é definido como 3,33. Seguindo Verhoef et al. (1997),  $CD$  e  $CR$  são tomados como 0,01 e 0,35, respectivamente.

O *Plant Area Index* foi calculado de acordo com Miranda et al. (2020) como:

$$PAI = 10,1 \times (\rho_{NIR} - \sqrt{\rho_{RED}}) + 3,1 \quad (C.10)$$

onde  $\rho_{NIR}$  é a refletância da banda do infravermelho próximo, e  $\rho_{RED}$  é a refletância da banda do vermelho. Se  $PAI < 0$ ,  $d_0$  será definido como 0.

O parâmetro adimensional  $kB_{umd}^{-1}$  é corrigido pela umidade do solo por sensoriamento remoto seguindo as equações fornecidas por Gokmen et al. (2012):

$$kB_{umd}^{-1} = SF \times kB^{-1} \quad (C.11)$$

onde  $SF$  é um fator de escala, representado por uma função sigmoide:

$$SF = \left[ c + \frac{1}{1 + \exp(d - e \times SM_{rel})} \right] \quad (C.12)$$

Aqui  $c$ ,  $d$ ,  $e$ , são os coeficientes da função sigmoide, para os quais foi adotado os valores de 0,3, 2,5 e 4, respectivamente, seguindo Gokmen et al. (2012).  $SM_{rel}$  é a umidade relativa do solo, obtida a partir de:

$$SM_{rel} = \frac{SM - SM_{min}}{SM_{max} - SM_{min}} \quad (C.13)$$

onde  $SM$  é a umidade real do solo, obtida com o produto de reanálise GLDAS,  $SM_{min}$  e  $SM_{max}$  são a umidade mínima e máxima do solo. Os valores de  $SM_{min}$  e  $SM_{max}$  foram obtidos por meio da análise anual de séries temporais dos dados de umidade do solo.

$kB^{-1}$  foi calculado de acordo com Su et al. (2001):

$$kB^{-1} = \frac{k \times Cd}{4 \times Ct \times \frac{u^*}{u(h)} \times \left(1 - \exp\left(-\frac{nec}{2}\right)\right)} \times f_c^2 + \frac{k \times \frac{u^*}{u(h)} \times \frac{z0m}{h}}{C_t^*} \times f_c^2 \times f_s^2 + kB_s^{-1} \times f_s^2 \quad (C.14)$$

onde  $kB_s^{-1} = 2,46(Re^*)^{0,25} - 2$ ,  $Cd$  é o coeficiente de arrasto dos elementos da folhagem tomado como 0,2,  $Ct$  é o coeficiente de transferência de calor da folha com valor 0,01.

A proporção é parametrizada como:  $\frac{u^*}{u(h)}$

$$\frac{u^*}{u(h)} = c1 - c2 \times \exp(-c3 \times Cd \times PAI) \quad (C.15)$$

onde  $c1 = 0,320$ ,  $c2 = 0,264$ ,  $c3 = 15,1$ .

$nec$  é o coeficiente de extinção do perfil de velocidade do vento dentro do dossel dado por:

$$nec = \frac{Cd \times PAI}{\frac{2u^{*2}}{u(h)^2}} \quad (C.16)$$

$C_t^*$  é o coeficiente de transferência de calor do solo dado por:

$$C_t^* = Pr^{-2/3} \times (Re)^{-1/2} \quad (C.17)$$

onde  $Pr$  é o número de Prandtl com um valor 0,71, e  $Re$  é o número de Reynolds calculado como:

$$Re = \frac{u^* \times 0,009}{v}, \quad v = 1,461 \times 10^{-5} \quad (C.18)$$

onde  $\nu$  é a viscosidade cinemática (m<sup>2</sup>/s).

Na Eq. C.14  $f_c$  é a fração de cobertura do dossel calculada de acordo com a Eq. (C.19), e  $f_s$  é o seu complemento.

$$f_c = 1 - \left[ \frac{NDVI - NDVI_{max}}{NDVI_{min} - NDVI_{max}} \right]^{0.4631} \quad (C.19)$$

onde  $NDVI_{max}$  e  $NDVI_{min}$  são valores de NDVI máximo e mínimo, respectivamente.  $NDVI_{max}$  e  $NDVI_{min}$  foram obtidos por meio da análise anual de séries temporais do NDVI.

$dT$  em Eq. (C.4) foi estimado diariamente com uma regressão linear da temperatura de superfície (Bastiaanssen et al., 1998) como:

$$dT = a + b \times LST \quad (C.20)$$

Para encontrar os coeficientes  $a$  e  $b$  na Eq. (C.20) requer que os *pixels* dos membros finais quentes e frios sejam estabelecidos. Os coeficientes foram encontrados como:

$$b = \frac{(dT_{hot} - dT_{cold})}{(Ts_{hot} - Ts_{cold})} \quad (C.21)$$

$$a = dT_{cold} - b \times Ts_{cold} \quad (C.22)$$

$$dT_{hot/cold} = \frac{H_{hot/cold} \times rah_{hot/cold}}{\rho \times c_p} \quad (C.23)$$

$$H_{hot/cold} = Rn_{hot/cold} - G_{hot/cold} - \lambda ET_{hot/cold} \quad (C.24)$$

onde  $dT_{hot/cold}$  e  $dT_{hot/cold}$  são os valores de  $dT$  para os *pixels* de membro final quente/seco e frio/úmido, respectivamente  $Rn_{hot/cold}$ ,  $G_{hot/cold}$ ,  $Ts_{hot/cold}$ ,  $rah_{hot/cold}$  são os valores medianos extraídos nos *pixels* de membro final de cada variável. A seleção de *pixels* de membros finais está detalhada na seção 4.3.

$\lambda ET_{hot/cold}$  é o termo incorporado no cálculo de H nos *pixels* de membro final dados pela equação de Priestley-Taylor (1972), de acordo com Singh e Irmak (2011) e French et al. (2015):

$$\lambda ET_{hot/cold} = (Rn_{hot/cold} - G_{hot/cold}) \times f_c \times \alpha_{pt} \times \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma_c} \right] \quad (C.25)$$

onde  $\alpha_{pt}$  é o coeficiente empírico de Priestley-Taylor, nominalmente definido como 1,26, mas aqui ajustado de acordo com as condições locais, ou seja,  $\alpha_{pt}$  foi adotado com os valores (0,55 para *pixels* quentes/secos e 1,75 para *pixels* frios/úmidos) com base em Ai e Yang (2016).  $\Delta$  é a inclinação da curva de pressão de vapor de saturação-temperatura do ar (k Pa/°C) e  $\gamma_c$  é a constante psicométrica (kPa/°C).

A evapotranspiração diária real (mm/dia) foi obtida por meio da seguinte relação:

$$ET_{24h} = \frac{86400}{(2,501 - 0,00236 \times T_a) \times 10^6} \times \frac{\lambda ET}{Rn - G} \times Rn_{24h} \quad (C.26)$$

onde  $T_a$  é a temperatura média diária do ar (°C),  $\lambda ET$  é derivado da Eq. A1, e  $Rn_{24h}$  corresponde ao saldo de radiação diário (W/m<sup>2</sup>); neste estudo essas variáveis foram obtidas com dados do produto ERA5-Land.

#### Equações utilizadas para as estimativas de ET com o modelo SEBAL

Para a obtenção da ET pelo SEBAL seguiu os mesmos procedimentos das Equações C.1 a C.4 e C.26. As equações que são diferentes do STEEP para o SEBAL são descritas a seguir. Para calcular a  $rah$ , no SEBAL são necessários os passos descritos nas equações C.27 a C.33.

$$u^* = \frac{k \times u_{z_x}}{\ln \left( \frac{z_x}{z_{0m}} \right)} \quad (C.27)$$

onde  $u^*$  é a velocidade de fricção (m/s);  $u_{z_x}$  é a velocidade do vento em uma altura conhecida  $z_x$  (m).

Inicialmente  $z_{0m}$  é estimado conforme:

$$z_{0m} = 0,12 \times h \quad (C.28)$$



onde  $h$  é a altura média da vegetação (m) na área de medição da velocidade do vento.

A Equação C.29 é utilizada para obter a velocidade do vento a 200 metros de altura ( $u_{200}$ ) onde não há influência da superfície.

$$u_{200} = u^* \times \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (\text{C.29})$$

Com  $u_{200}$  é possível calcular  $u^*$  para cada *pixel* da imagem, de forma que a Equação 29, passe a ser calculada como a Equação C.30.

$$u^* = \frac{k \times u_{z_x}}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(z_x)}} \quad (\text{C.30})$$

O  $z_{0m}$  para cada *pixel*, obtida a partir da Equação C.31 de Bastiaanssen, (2000).

$$z_{0m} = \exp^{(-5.809 + 5.62 \times SAVI)} \quad (\text{C.31})$$

Calculada a velocidade de fricção para cada *pixel*, é possível obter a resistência aerodinâmica para transferência de calor para cada *pixel* conforme a Equação C.32.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{k \times u^*} \quad (\text{C.32})$$

onde  $z_1$  e  $z_2$  são níveis acima do dossel da vegetação, comumente encontrados como valores de 0,1 e 2,0 m, respectivamente.  $\psi_m$  e  $\psi_h$  são correções de estabilidade integradas com o comprimento de Monin-Obukhov.

Para obtenção de dT as equações C.21-C.23 são utilizadas, no entanto, H e dT no *pixel* frio e  $\lambda ET$  no *pixel* quente são iguais a zero (BASTIAANSSEN et al., 2005), assim H nos *pixels* de membros finais, foi obtido conforme a Equação C.33:

$$H_{quente/frio} = Rn_{quente/frio} - G_{quente/frio} \quad (\text{C.33})$$

Equações para obtenção do comprimento de Monin-Obukov (L) e respectivas correções de estabilidade atmosféricas de acordo com Paulson (1970):

$$L = -\frac{\rho \times c_p \times u^{*3} \times T_s}{k \times g \times H} \quad (\text{C.34})$$

Para  $L < 0$  (atmosfera instável):

$$\begin{aligned} \psi_m = 2 \times \ln \frac{1 + \left(1 - 16 \times \left(\frac{z_{ref} - d_0}{L}\right)^{0,25}\right)}{2} + \ln \frac{1 + \left(1 - 16 \times \left(\frac{z_{ref} - d_0}{L}\right)^{0,25}\right)^2}{2} \\ - 2 \arctan \left(1 - 16 \times \left(\frac{z_{ref} - d_0}{L}\right)^{0,25}\right) + \frac{\pi}{2} \\ \psi_h = 2 \times \ln \frac{1 + \left(1 - 16 \times \left(\frac{z_{ref} - d_0}{L}\right)^{0,25}\right)}{2} \end{aligned} \quad (\text{C.35})$$

Para  $L > 0$  (atmosfera estável):

$$\begin{aligned} \psi_m = -5 \times \left(\frac{z_{ref} - d_0}{L}\right) \\ \psi_h = -5 \times \left(\frac{z_{ref} - d_0}{L}\right) \end{aligned} \quad (\text{C.36})$$

onde  $g$  é o modulo do campo gravitacional terrestre ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ). No SEBAL,  $d_0$  é desprezado nos cálculos de  $\psi_m$  e  $\psi_h$  (Bastiaanssen, et al., 1998).

#### Equações para a obtenção dos índices de vegetação

O índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) foi obtido conforme a Equação C.37:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \quad (\text{C.37})$$

onde  $\rho_{NIR}$  é a refletância da banda do infravermelho próximo, e  $\rho_{RED}$  é a refletância da banda do vermelho.

O índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI) utilizado na Equação C.31 foi obtido conforme a Equação C.38, seguindo Huete (1988):

$$SAVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED} + L_{SAVI}} \times (1 + L_{SAVI}) \quad (C.38)$$

onde  $L_{SAVI}$  é o valor constante de ajuste de solo (0,37) adotado de acordo com Miranda et al. (2020).