



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL**

YAGO DE ANDRADE ALVES

**ALGORITMO S-SEBI MODIFICADO PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO
USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO**

CAMPINA GRANDE

2022

YAGO DE ANDRADE ALVES

**ALGORITMO S-SEBI MODIFICADO PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO
USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para a obtenção do grau de Mestre.

Área de concentração: Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha

CAMPINA GRANDE

2022

A474a Alves, Yago de Andrade.
Algoritmo S-SEBI modificado para estimar a evapotranspiração usando dados de sensoriamento remoto no Semiárido brasileiro / Yago de Andrade Alves. – Campina Grande, 2022.
86 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2022.

"Orientação: Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha".

Referências.

1. Evapotranspiração. 2. Balanço de Energia de Superfície.
 3. *Google Earth Engine*. 4. Umidade do Solo. 5. MOD16.
- I. Cunha, John Elton de Brito Leite. II. Título.

CDU 556.13(043)

YAGO DE ANDRADE ALVES

**ALGORITMO S-SEBI MODIFICADO PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO
USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Campina Grande, pertencente a área de concentração: Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, como requisito para a obtenção do Título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental.

Aprovado em: 30/08/2022.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha - UFCG
Orientador

Profa. Dra. Iana Alexandra Alves Rufino - UFCG
Membro Interno

Dr. Bruce Kelly da Nobrega Silva - INSA
Membro Externo



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 MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
2. ALUNO(A): YAGO DE ANDRADE ALVES / COMISSÃO EXAMINADORA: DR. JOHN ELTON DE BRITO LEITE CUNHA - PPGECA/UFCG (PRESIDENTE) - ORIENTADOR, DR.^a IANA ALEXANDRA ALVES RUFINO PPGECA/UFCG – EXAMINADORA INTERNA, DR. BRUCE KELLY DA NOBREGA SILVA – INSA – EXAMINADOR EXTERNO (PORTARIA 39/2022). / TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: “ALGORITMO S-SEBI MODIFICADO PARA ESTIMAR A EVAPOTRANSPIRAÇÃO USANDO DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO” / ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL / HORA DE INÍCIO: 14:00 HORAS / FORMA DA SESSÃO: POR VÍDEO CONFERÊNCIA.
3. EM SESSÃO REALIZADA POR VÍDEO CONFERÊNCIA, APÓS EXPOSIÇÃO DE CERCA DE 40 MINUTOS, O(A) CANDIDATO(A) FOI ARGUIDO(A) ORALMENTE PELOS MEMBROS DA COMISSÃO EXAMINADORA, TENDO DEMONSTRADO SUFICIÊNCIA DE CONHECIMENTO E CAPACIDADE DE SISTEMATIZAÇÃO NO TEMA DE SUA DISSERTAÇÃO, SENDO-LHE ATRIBUÍDA 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 DISSERTAÇÃO, 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, ALUNA E OS MEMBROS DA COMISSÃO EXAMINADORA PRESENTES.
4. CAMPINA GRANDE, 30 DE AGOSTO DE 2022
- 5.
- 6.
- 7.
8. BRUCE KELLY DA NOBREGA SILVA – INSA – EXAMINADOR EXTERNO



Documento assinado eletronicamente por YAGO DE ANDRADE ALVES, Usuário Externo, em 31/08/2022, às 14:43, 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 Bruce Kelly da Nobrega Silva, Usuário Externo, em 01/09/2022, às 09:47, 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 02/09/2022, às 15:56, 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, SECRETÁRIO (A)**, em 06/09/2022, às 09:19, 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 08/09/2022, às 16:44, 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 **2643873** e o código CRC **C298F362**.

*Dedico esta, aos meus pais, José Alves Inácio e Maria
Josefina de Andrade Alves, que sempre acreditaram no
meu potencial. Aos meus queridos irmãos, avós, tios,
primos e amigos.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por ter me guiado em todos os momentos da minha jornada acadêmica, me dando força e coragem para vencer os muitos obstáculos enfrentados, e me mostrando que é possível alcançar os meus objetivos

Aos meus pais José Alves Inácio e Maria Joselma de Andrade Alves, aos meus irmãos: Ygor de Andrade Alves, Iury de Andrade Alves, Iara de Andrade Alves e Yan de Andrade Alves, por todo amor, apoio e incentivos. Amo vocês.

A todos os meus familiares de modo geral que de alguma maneira contribuíram na minha caminhada até aqui, principalmente as minhas tias, por todo apoio, incentivo e orientação. Obrigado por não medirem esforços para eu conseguir alcançar os meus objetivos, e me mostrar que a educação pode transformar vidas.

Ao meu orientador Prof. Dr. John Elton de Brito Leite Cunha, pelos ensinamentos e confiança. Por toda a ajuda, disponibilidade no desenvolvimento dessa pesquisa e acima de tudo pela paciência para comigo. A todos do meu grupo de pesquisa: Ulisses Alencar, Sabrina Holanda e João Maria de Andrade, que me auxiliaram em todas as etapas desse trabalho, favorecendo um crescimento que vai além do profissional. Sem vocês esse trabalho não seria possível.

A todos os professores do PPGECA que tive a oportunidade de conhecer. Obrigada pelos ensinamentos!

A Capes, pelo apoio financeiro. Enfim, a todos aqueles que direta ou indiretamente fizeram parte da minha caminhada.

Muito Obrigado a todos!

RESUMO

A Evapotranspiração (ET) é um dos componentes do ciclo hidrológico mais subestimados, muitas vezes sendo atribuída como um resíduo dos componentes no balanço hídrico e de energia. No entanto, a medição de ET efetuada na superfície terrestre é dispendiosa e, por isso, difícil de quantificar. Em escalas maiores, sua medição é complexa devido à necessidade de representação dos processos hidrometeorológicos e à heterogeneidade da superfície. O Sensoriamento Remoto (SR) é o modo mais eficiente de monitorar a superfície terrestre e de obter estimativas regionais de ET real (ET_r). O procedimento mais comum para estimar ET_r por SR é através da modelagem do balanço de energia à superfície. O *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI), é capaz de fornecer uma ET_r em larga escala, ao baixo custo de incertezas associadas às suas simplificações de parâmetros meteorológicos. Este estudo tem como objetivo a melhoria da ET_r mediante alterações no algoritmo S-SEBI, que incluem seleção automática dos pixels âncoras e a incorporação da umidade do solo no cálculo da fração evapotranspirativa (FE). Além disso, considerou-se a FE constante dentro de um período semanal para remover *outliers* e dados ausentes. O S-SEBI foi implementado na plataforma do *Google Earth Engine* (GEE). Nesta plataforma estão disponíveis os dados MODIS, ERA5-Land e GLDAS para aplicação no modelo S-SEBI. As estimativas de ET_r resultantes das modificações impostas ao S-SEBI foram avaliadas utilizando dados do sistema de *Eddy covariance* na Estação Ecológica do Seridó (ESEC) para o ano de 2014. O comportamento espacial da ET_r pelo S-SEBI foi comparado com o produto MOD16 em três localidades situadas no Semiárido brasileiro: Petrolina - PE, Barreiras - BA e Bom Jesus - PI. Os resultados revelaram que as modificações no S-SEBI produziram métricas estatísticas de desempenho iguais a 0,74 mm/dia (RMSE), 0,75 (R²) e 0,74 (NSE), quando comparados aos dados observados em ESEC. Na análise espacial do S-SEBI os dados anuais de ET variaram de 102 a 1448 mm/ano, enquanto que no produto MOD16 essa variação foi de 86 a 1873 mm/ano. Os resultados revelaram que as estimativas derivadas do MOD16 mostraram um padrão espacial mais condizente com a cobertura do solo, nas três regiões, quando comparadas as obtidas do S-SEBI. As modificações impostas ao algoritmo do S-SEBI são úteis, uma vez que, estimativas confiáveis de ET_r são necessárias para o gerenciamento dos recursos hídricos, especialmente em regiões semiáridas.

Palavras-chave: Balanço de energia de superfície; *Google Earth Engine*; umidade do solo; MOD16.

ABSTRACT

Evapotranspiration (ET) is one of the most underestimated components of the hydrological cycle, often being attributed as a residue of the water and energy balance components. However, ET measurements performed at the land surface are expensive and, therefore, difficult to replicate. On larger scales, its measurement is complex due to the need to represent hydrometeorological processes and the heterogeneity of the land surface. Remote Sensing (RS) is the most efficient way of monitoring the land surface and obtaining regional estimates of actual ET (ET_a). Surface energy balance modeling is the most common procedure for estimating ET_a by RS. The Simplified Surface Energy Balance Index (S-SEBI) can provide a large-scale ET_a, at the cost of uncertainties associated with its simplifications of meteorological parameters. This study aims to improve the ET_a through changes in the S-SEBI algorithm, which include automatic selection of anchor pixels and incorporating soil moisture in calculating the evaporative fraction (EF). In addition, it was considered that the EF could be constant within a weekly period in order to remove outliers and missing data. S-SEBI was implemented on the Google Earth Engine (GEE) platform. In this platform are available the data MODIS, ERA5-Land and GLDAS for model application. The ET_a estimates of the modifications imposed on the S-SEBI were evaluated using data from the Eddy covariance system at the Estação Ecológica do Seridó (ESEC) for the year 2014. The spatial behavior of the ET_a by the S-SEBI was compared with the MOD16 product in three locations in the Brazilian semi-arid region: Petrolina - PE, Barreiras - BA and Bom Jesus - PI. The results revealed that the modifications in the S-SEBI produced statistical metrics of performance with RMSE of 0.74mm/day, R² of 0.75 and NSE of 0.74, with the data observed in the ESEC. In the spatial analysis of the S-SEBI, the annual accumulated ET_a data ranged from 102 to 1448 mm/year, while in the MOD16 product, this variation was from 86 to 1873 mm/year. The results revealed that the MOD16 showed a spatial pattern more consistent with the land cover in the three regions when compared to the S-SEBI. The modifications imposed to the S-SEBI algorithm are useful since reliable ET_a estimates are necessary for managing water resources, especially in semi-arid regions.

Keywords: Surface energy balance; Google Earth Engine; Soil moisture; MOD16.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Processo da evapotranspiração: transpiração das folhas secas e evaporação da água, das folhas molhadas e do solo.	23
Figura 2 - Balanço de energia de superfície.	27
Figura 3 - Processos de absorção, espalhamento, emissão, transmissão que a radiação sofre desde sua fonte (sol) até o sensor.....	30
Figura 4 - Visualização do GEE com indicação das janelas e interfaces descritos acima.	43
Figura 5 - Representação do semiárido brasileiro, com a localização das áreas utilizadas no estudo.	49
Figura 6 - Torre micrometeorológica contendo sistema de Eddy Covariance para medições dos componentes do SEB, instalada na ESEC –Seridó em Serra Negra do Norte, RN.....	50
Figura 7 - Fluxograma das etapas da determinação da radiação líquida diária (R _{nd}) usando dados do ERA5-Land no GEE.....	54
Figura 8 - Fluxograma do S-SEBI, mostrando o conjunto de dados de entrada, bem como funções do GEE para o processamento de dados para estimar a ETr diária.	57
Figura 9 - Valores diários de ETr simulada pelo algoritmo S-SEBI e ETr observada pela torre de Eddy Covariance ESEC-Seridó, em 2014: (a) valores sem utilização do fator de correção da umidade do solo, (b) valores com a ETr calculada a partir da mediana da FE de sete dias, (c) valores com utilização do fator de correção da umidade do solo e (d) valores tanto com o fator de umidade do solo como fazendo a mediana da FE de sete dias, em (e) é apresentada a precipitação diária para o ano de 2014 com base nos dados CHIRPS.....	64
Figura 10 - Padrões espaciais de estimativas de evapotranspiração real anual (mm) para o ano de 2014 derivadas dos modelos S-SEBI e MOD16 em três localidades do semiárido brasileiro: (a) Petrolina - PE; (b) Barreiras - BA; (c) Bom Jesus - PI.....	66
Figura 11 - Valores acumulados da ETr simulada pelos algoritmos S-SEBI e MOD16 nas três localidades do semiárido brasileiro, selecionando em ambas as áreas coberturas de solo correspondentes a floresta, agricultura e pastagem.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Modelos utilizados na estimativa da ETr por sensoriamento remoto.....	33
Tabela 2 – Informações dos dados MOD11A1.	44
Tabela 3 - Descrição de dados disponíveis no ERA5-Land	46
Tabela 4 - Opções básicas disponíveis na interface do usuário GLDAS.	47
Tabela 5 - Descrição dos conjuntos de dados disponíveis na plataforma GEE que são usados no S-SEBI.....	58
Tabela 6 - Metodologia utilizada para a seleção dos pixels âncoras.	60

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALEXI	–	<i>Atmosphere-Land Exchange Inverse</i>
API	–	<i>Application Programming Interface</i>
ASTER	–	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
BA	–	Bahia
BSh	–	Clima semiárido quente
Bsk	–	Clima semiárido frio
CHG	–	<i>Climate Hazards Group</i>
CHIRPS	–	<i>Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station</i>
DAAC	–	<i>Distributed Active Archive Center</i>
DisALEXI	–	<i>Associated flux disaggregation technique</i>
EC	–	<i>Eddy Covariance</i>
EMBRAPA	–	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EPSG: 3857	–	<i>European Petroleum Survey Group</i>
ESEC-Seridó	–	Estação Ecológica do Seridó
GEE	–	<i>Google Earth Engine</i>
GLDAS	–	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GLEAM	–	<i>The Global Land Evaporation Amsterdam Model</i>
GRG	–	<i>Generalized Reduced Gradient</i>
IBGE	–	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICMBio	–	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
IDE	–	<i>Integrated Development Environment</i>
INSA	–	Instituto Nacional do Semiárido
ISBA	–	<i>Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere</i>
IV	–	Índice de Vegetação
LAS	–	<i>Large Aperture Scintillometer</i>
MapBiomas	–	Mapeamento Anual do Uso e Cobertura da Terra no Brasil
Meso-NH	–	<i>Non-Hydrostatic Mesoscale atmospheric model</i>
METRIC	–	<i>Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration</i>
MOD16	–	<i>Land Surface Evapotranspiration</i>
MODIS	–	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MOST	–	<i>Monin–Obukhov Similarity Theory</i>

NASA	–	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	–	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NSE	–	Coeficiente de Eficiência de <i>Nash–Sutcliffe</i>
ONDACBC	–	Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga
PBL	–	<i>Planetary Boundary Layer</i>
PE	–	Pernambuco
PI	–	Piauí
PIB	–	Produto Interno Bruto
PT-JPL	–	<i>Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory</i>
R ²	–	Coeficiente de determinação/correlação
RB	–	Razão de Bowen
RMSE	–	Raiz do Erro Quadrático Médio
RN	–	Rio Grande do Norte
RSEB	–	<i>Remote Sensing-Based Energy Balance</i>
SAB	–	Semiárido brasileiro
SAFER	–	<i>Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving</i>
SEBAL	–	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SEB	–	<i>Surface Energy Balance</i>
SEBI	–	<i>Surface Energy Balance Index</i>
SEBS	–	<i>Surface Energy Balance System</i>
SEBTA	–	<i>Surface Energy Balance with Topography Algorithm</i>
SIMS	–	<i>Satellite Irrigation Management Support</i>
SR	–	Sensoriamento Remoto
SSEB	–	<i>Simplified Surface Energy Balance</i>
S-SEBI	–	<i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>
SSEBop	–	<i>Simplified Surface Energy Balance</i>
SVAT	–	<i>Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer</i>
TIR	–	<i>Thermal infrared</i>
VPD	–	<i>Water Vapor Pressure Deficit</i>
TSEB	–	<i>Two Source Energy Balance</i>
TSM	–	<i>Two-Source Model</i>
USGS	–	<i>United States Geological Survey</i>
WGS 84	–	<i>World Geodetic System 1984</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

ET	–	Evapotranspiração
ET _o	–	Evapotranspiração de referência global de um grau
ET _p	–	Evapotranspiração Potencial ou de Referência
ET _{pc}	–	Evapotranspiração Potencial da Cultura
ET _r	–	Evapotranspiração Real
FE	–	Fração evapotranspirativa
K _c	–	Coefficiente de cultivo
T _{pf}	–	Temperatura do pixel frio
T _{pq}	–	Temperatura do pixel quente
dT	–	Variação de temperatura
G	–	Fluxo de calor no solo (W/m ²)
H	–	Fluxo de calor sensível (W/m ²)
LE	–	Fluxo de calor latente (W/m ²)
R _n	–	Fluxo líquido de radiação na superfície (W/m ²)
β	–	Razão de Bowen
α	–	Albedo
T _a	–	Temperatura do ar (K)
T _{ar}	–	Média diária de temperatura do ar (K)
T _s	–	Temperatura da superfície (K)
E _{trd}	–	Evapotranspiração real diária
TH	–	Temperatura do pixel quente (K)
TLE	–	Temperatura do pixel frio (K)
TS	–	Temperatura de superfície em cada pixel (K)
R _{nd}	–	Radiação líquida diária (W/m ²)
R _{sd}	–	Radiação solar líquida da superfície diária (W/m ²)
R _{ld}	–	Radiação térmica líquida da superfície diária (W/m ²)
SF	–	Fator de escala
a, b, c	–	Coefficientes da função sigmóide
SM _{rel}	–	Umidade relativa do solo
SM	–	Umidade real do solo (m ³ /m ³)
SM _{min}	–	Umidade mínima do solo (m ³ /m ³)
SM _{max}	–	Umidade máxima do solo (m ³ /m ³)

w_b	–	Coeficiente de ponderação
ρ_1	–	Refletividade no vermelho
ρ_2	–	Refletividade no infravermelho próximo
n	–	Quantidade de valores presentes nas séries observada e estimada
X_{est}	–	Valor estimado
X_{obs}	–	Valor observado
\bar{X}_{obs}	–	Média dos valores observados

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. Objetivos	21
1.1.1. Objetivo Geral	21
1.1.2. Objetivos específicos	21
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
2.1. Evapotranspiração	22
2.2. Balanço de Energia.....	26
2.3. Sensoriamento Remoto	28
2.4. Algoritmos para estimativa da evapotranspiração.....	32
2.4.1. S-SEBI	34
2.4.2. SEBAL	36
2.4.3. SEBS	38
2.4.4. SSEB	39
2.4.5. METRIC.....	40
2.5. Google Earth Engine	41
2.5.1. MODIS.....	43
2.5.2. ERA5-Land	44
2.5.3. GLDAS	46
3. ÁREA DE ESTUDO	47
3.1. Áreas experimentais	49
4. MATERIAL E MÉTODOS	52
4.1. Descrição do algoritmo S-SEBI.....	52
4.1.1. Fração evapotranspirativa (FE)	52
4.1.2. Radiação líquida diária (R _{nd})	53
4.1.3. Albedo da superfície (α) e NDVI	54
4.2. S-SEBI integrado à umidade do solo: uma nova abordagem no cálculo de FE.....	55
4.3. Implementação do S-SEBI no GEE	56
4.4. Base de dados.....	57
4.5. Seleção automática dos pixels âncoras	59
4.6. Comparação do S-SEBI utilizando a ETr fornecida pelo MOD16	61
4.7. Métricas estatísticas de desempenho	62
5. RESULTADOS	63

5.1.	Validação das estimativas da ETr pelo S-SEBI.....	63
5.2.	Estimativas do S-SEBI e MOD16 em três localidades do semiárido.....	65
5.3.	Comparação do S-SEBI com o MOD16 em algumas coberturas de solo	66
6.	DISCUSSÕES.....	68
7.	CONCLUSÕES	70
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	72

1. INTRODUÇÃO

Ao analisar a relação entre evapotranspiração (ET) e precipitação ao longo do tempo a ET representa entre 90 e 95% da precipitação em bacias hidrográficas da região Semiárida Brasileira (PILGRIM et al., 1988). Em outras palavras, menos de 10% de toda a água precipitada é convertida em escoamento superficial por rios nas bacias hidrográficas dessa região e poderá ficar disponível nos mananciais para a comunidade. A ET é um dos componentes do ciclo hidrológico mais subestimados e complexos, muitas vezes sendo atribuída como um resíduo dos componentes no balanço hídrico e de energia (PAN et al., 2018; YE et al., 2022). No entanto, a medição de ET efetuada da superfície terrestre é dispendiosa, considerando o tempo, recursos e dificuldade de implementação e, por isso, difícil de quantificar. A precisão e representatividade das informações de ET são dependentes da técnica utilizada. Os métodos de *Eddy Covariance* (EC) e lisímetros são as técnicas mais confiáveis, mas as suas informações representam áreas inferiores a 1000 m². Em escalas maiores, sua medição é complexa devido à necessidade de representação dos processos hidrometeorológicos e à heterogeneidade da superfície (ALLEN et al., 2011). Como alternativa, o Sensoriamento Remoto (SR) surge com um grande potencial para minimizar tais limitações, permitindo estudos em áreas extensas. Os custos por parte do usuário são bastante reduzidos, visto que a maior parte das aplicações para estimar ET por SR usam imagens gratuitas.

O SR é o modo mais eficiente de monitorar a superfície terrestre e de obter estimativas regionais de ET (ZHANG et al., 2016). Contudo, as observações de satélite não têm uma assinatura específica que possa ser diretamente atribuída à ET. A ET tem sido obtida por combinação das observações de satélite nas várias bandas do espectro eletromagnético com valores de variáveis climáticas medidas ao nível da superfície (ZHANG et al., 2016). Avaliações regionais da ET são possíveis de serem realizadas em escala espacial compatível com a fragmentação da cobertura do solo (SAADI et al., 2018). O procedimento mais comum para estimar evapotranspiração real (ET_r) por satélites é usando o balanço de energia à superfície (SEB). Neste caso, a ET é estimada como resíduo da equação do SEB. Os algoritmos desenvolvidos para estimar a ET_r através do SEB usam imagens obtidas por sensores orbitais multiespectrais e termais (MENENTI; CHOUDHURY, 1993; BASTIAANSEN et al., 1998; ROERINK et al., 2000; SU, 2002; SENAY et al., 2007 e ALLEN et al., 2007).

O *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI), proposto por Roerink et al. (2000), é capaz de fornecer uma ET_r estimada em larga escala ao custo de incertezas associadas

às suas simplificações de parâmetros meteorológicos. No entanto, essas simplificações podem ser úteis em áreas com baixa cobertura de dados, como em regiões que não apresentam estações meteorológicas ou que não possuam todos os sensores necessários para aplicação dos métodos com maior demanda de dados de superfície (SENKONDO et al., 2019). O particionamento do balanço de energia no S-SEBI é realizado apenas com base no contraste entre áreas secas e úmidas. As temperaturas de superfície dessas áreas contrastantes presentes na imagem de satélite são os elementos principais para determinação da fração evapotranspirativa (FE) no S-SEBI (SENAY et al., 2011).

A determinação de áreas contrastantes em imagem de satélite tem sido o artifício usado também por outros algoritmos que usam o SEB para determinação da ET (BASTIAANSSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2007; SENAY et al., 2013). Estas áreas contrastantes são conhecidas por pixels âncoras, pixel quente e frio, ou *end-members*. Apesar da utilização ser diferente em cada modelo SEB, essas áreas são conceituadas de forma semelhante. A área seca é definida como uma área de solo seco e sem cobertura vegetal, sem taxas evaporativas. Por outro lado, a área úmida é definida como uma superfície com vegetação densa sem restrições de água para o desenvolvimento da vegetação (ALLEN et al., 2007). Na condição úmida, a ET é igual a energia disponível, diferença entre a radiação líquida (R_n) e o fluxo de calor no solo (G). Geralmente, a seleção das áreas contrastantes era realizada de forma manual, possibilitando erros de subjetividade e incertezas (ALLEN et al., 2013). Para grandes áreas e um número considerável de imagens, a seleção manual se torna inviável (ARAÚJO, 2014). Sendo assim, a seleção dos pixels âncora tem sido realizada por métodos automatizados baseados em percentis de albedo, Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) e Temperatura da Superfície (T_s), como os propostos por Allen et al. (2013), Biggs et al. (2016), Cunha et al. (2020) e Silva et al. (2019). Essa automatização tem possibilitado o uso de múltiplas imagens, tornando o processo de determinação da ET mais ágil, melhorando e facilitando a avaliação de séries temporais provenientes do SR.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo Geral

Avaliar o desempenho do S-SEBI mediante mudanças no método de seleção dos pixels âncoras, incorporação da umidade do solo na fração evapotranspirativa e construção de uma série contínua de ETr.

1.1.2. Objetivos específicos

- Implementar o algoritmo S-SEBI dentro da Interface de Programação de Aplicativos (API) do GEE, para estimar ETr;
- Validar as estimativas do S-SEBI usando dados de EC da torre de fluxo ESEC-Seridó;
- Comparar as estimativas do S-SEBI com as do MOD16;
- Investigar alterações espaciais de ETr em algumas áreas do semiárido brasileiro, que apresentam variados usos na cobertura do solo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

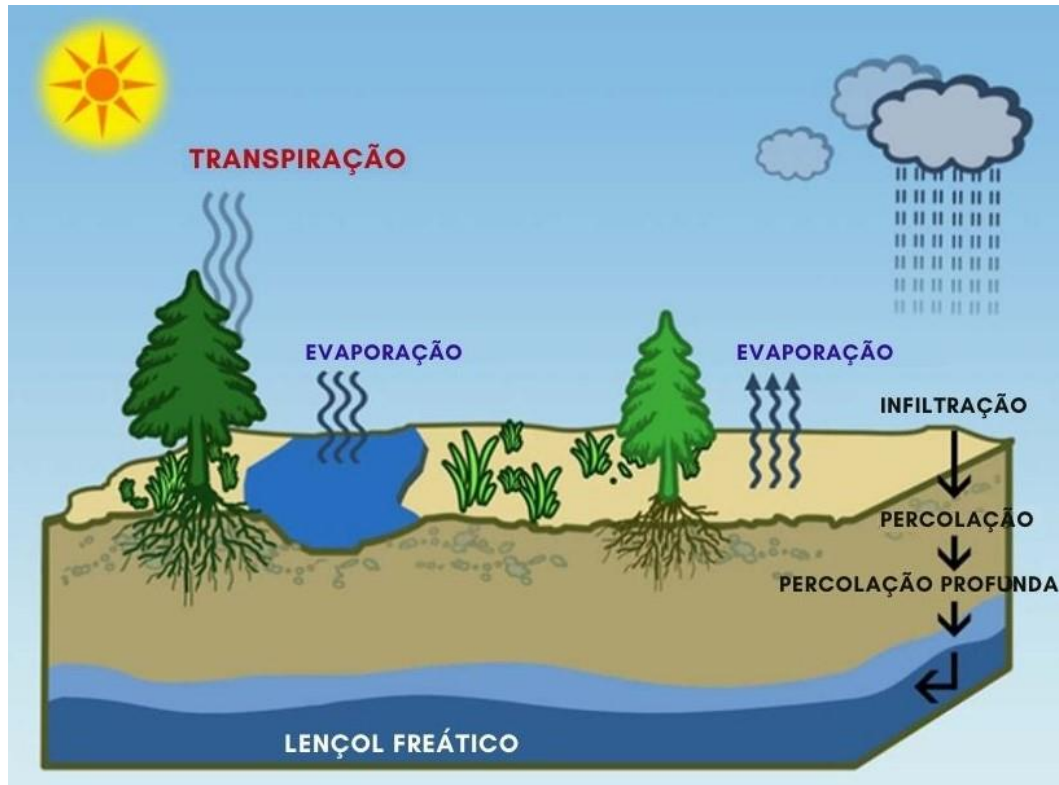
2.1. Evapotranspiração

As informações relativas à evapotranspiração (ET) são fundamentais para entender e gerenciar os recursos hídricos de uma região, para avaliar e quantificar a produção de alimentos, e a gestão energética. A ET é altamente variável, espacialmente, devido à alta variabilidade na vegetação e disponibilidade de água no solo, e temporalmente, devido às influências do tempo e do clima. Devido a ET ser uma variável de relativa magnitude na componente do balanço hídrico, mesmos ‘pequenos’ erros nas medições ou estimativas da ET podem apresentar volumes substanciais de água (ALLEN et. al., 2011b).

A evapotranspiração é o conjunto de dois processos: transpiração e evaporação da água do solo e da água interceptada. Na maior parte das situações é difícil estimar ou medir separadamente esses dois processos, por isso eles são tratados como um único, que é a evapotranspiração. A evaporação é o processo de transferência de água líquida para vapor do ar diretamente de superfícies líquidas como: lagos, mares, rios, reservatórios e gotas de orvalho. A água que umedece o solo, também pode ser transferida para a atmosfera diretamente por evaporação. A transpiração é a evaporação da água para a atmosfera, decorrente de ações fisiológicas das plantas, este processo envolve a retirada da água do solo através das raízes das plantas e a transmissão à atmosfera pela transpiração das folhas, através das cavidades estomáticas (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

A água é transferida tanto por processos aerodinâmicos quanto biológicos (Fig.1). A transpiração geralmente é o maior contribuinte para a ET total (DIRMEYER et al., 2006; LAWRENCE et al., 2007) e está intimamente ligada à absorção de carbono através da condutância estomática (NIYOGI et al., 2009). Além da condutância estomática, a condutância do mesófilo também pode contribuir para a regulação da fotossíntese e transpiração durante períodos de estresse hídrico (KEENAN et al., 2010).

Figura 1 - Processo da evapotranspiração: transpiração das folhas secas e evaporação da água, das folhas molhadas e do solo.



Fonte: Adaptado de Wang & Dickinson, (2012).

A partição da ET total em um modelo entre evaporação e transpiração influencia sua sensibilidade a fatores ambientais. Por exemplo, a evaporação do solo pode atingir apenas a água próxima à superfície porque as camadas mais profundas do solo tornam-se amplamente desconectadas da superfície durante a estação seca para o solo nu (HEITMAN et al., 2008). A transpiração, por outro lado, extrai a água do solo da zona de enraizamento, até um metro ou mais.

A intensidade do fluxo de ET de uma área vegetada depende de fatores atmosféricos e da disponibilidade de água. Entre os fatores atmosféricos, destacam-se a temperatura do ar, a umidade relativa do ar, a radiação solar e a velocidade do vento. Quanto maior a energia recebida pela água líquida, maior é a taxa da ET. Dentre as classificações para a evapotranspiração, as mais importantes são: (i) Evapotranspiração Potencial ou de Referência (ETp), (ii) Evapotranspiração Potencial da Cultura (ETpc) e (iii) Evapotranspiração Real (ETr). A ETp é a evapotranspiração de uma cultura hipotética que cobre todo o solo, em crescimento ativo, sem restrição hídrica nem nutricional, com altura média de 0,12m (ALLEN et al., 1998). A ETpc é a evapotranspiração de determinada cultura quando há ótimas condições de umidade e nutriente no solo, de modo a permitir a produção potencial desta cultura no campo

(BERNARDO et al., 2006). A E_{Tr} é a quantidade de água evapotranspirada sob condições reais de fatores atmosféricos e umidade do solo. A evapotranspiração real é sempre igual ou inferior à evapotranspiração potencial (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

A quantificação da ET é utilizada em parametrizações físicas e matemáticas que alimentam modelos computacionais para prognóstico que serão utilizados para gestão dos recursos hídricos, para aplicações meteorológicas e estudos climáticos. Em muitos sistemas agrícolas, a densidade de plantas, altura, vigor e disponibilidade de água são geralmente uniformes. A aplicação de algoritmos de estimativa e a medição de ET podem ser relativamente simples, embora ainda não sejam isentas de desafios substanciais. No caso de sistemas não agrícolas como florestas, desertos e sistemas ribeirinhos, a natureza heterogênea da vegetação, terreno, solos e disponibilidade de água tornam a energia superficial e os processos aerodinâmicos altamente variáveis e mal definidos. Em ambos os casos, a descrição do sistema de vegetação e os métodos de coleta e/ou modelagem de dados são essenciais (ALLEN et. al., 2011b).

Basicamente, a medição da ET pode ser feita de forma local por meio de alguns métodos, tais como: (i) coeficiente de cultura e elementos climáticos; (ii) monitoramento da umidade do solo e medição do fluxo de vapor e (iii) balanço de energia e transferência de vapor d'água por meio de correlações turbulentas. Estas medições locais só fornecem informações pontuais da ET e não levam em conta sua variabilidade espacial em larga escala (GAO et al., 2011). As técnicas convencionais que empregam medidas pontuais para estimar os componentes do balanço de energia são representativas apenas de escalas locais e não podem ser estendidas a grandes áreas devido à heterogeneidade da cobertura da superfície terrestre e à natureza dinâmica dos processos de transferência de calor. O sensoriamento remoto é provavelmente a única técnica que pode fornecer medições representativas de vários parâmetros físicos relevantes em escalas de um ponto a um continente (SU, 2002).

A evapotranspiração é uma variável difícil de ser medida ou estimada, sua complexidade se dá porque ela depende tanto de fatores meteorológicos (temperatura, umidade do ar, radiação solar e velocidade do vento), como depende da disponibilidade de água para a evaporação e a transpiração das plantas. Sua medição direta só é possível em escala local (campo único) usando métodos terrestres: Lisímetro; Equação de Thornthwaite; Equação de Penman-Monteith; Balanço Hídrico do Solo; Balanço de energia baseado na Razão de Bowen; Correlações Turbulentas (Eddy Covariance); Cintilometria; Fluxo de seiva; dentre outros.

Os métodos diretos mais utilizados para estimar ET serão apresentados a seguir:

- Lisímetro: são tanques enterrados, abertos na parte superior, os quais são preenchidos com o solo e a vegetação característicos dos quais deseja-se medir a evapotranspiração. O solo recebe a precipitação que é drenada para o fundo do aparelho onde a água será coletada e medida. O depósito é pesado diariamente, assim como a chuva e os volumes escoados de forma superficial, que saem por orifícios no fundo do lisímetro, estes, são chamados lisímetros pesáveis. Os lisímetros não pesáveis simplesmente medem a taxa de drenagem ou a quantidade de água percolada da base do lisímetro (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015). Infelizmente, as medições de lisímetro de ET são extremamente sensíveis a fatores ambientais. As medições do lisímetro são medições pontuais, representando medições de ET de áreas geralmente variando de 0,05 – 40m² (ALLEN et al., 2011), com uma precisão de cerca de 0,05mm a 0,1mm de água equivalente para estimativas horárias (HOLMES, 1984). Vantagem: observação direta de LE; desvantagens: custo de sua construção e manutenção, extensão de área limitada, efeitos de fronteira e perturbação do sistema natural (RANA; KATERJI, 2000; SCANLON et al., 1997).
- Correlações turbulentas ou *Eddy Covariance* (EC): esses sistemas estão sendo usados na medição de ET devido à facilidade de configuração, custos reduzidos para sensores e capacidade de co-medir fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e umidade, respectivamente, com velocidade vertical usando sensores de resposta rápida em frequências tipicamente iguais ou superiores a 10 Hz. Os instrumentos para EC incluem um anemômetro sônico para obter os componentes ortogonais do vento e a velocidade do som (usado para derivar Ta), e um analisador de gás infravermelho para obter a densidade do vapor de água e a concentração de CO₂. O erro típico de seu LE é de cerca de 5 – 20% ou 20 – 50 W/m² (FOKEN, 2008; VICKERS et al., 2010). Os fluxos são calculados em média em áreas de tamanho médio de 50 a 200m de raio; uma série de “correções” são necessárias de forma empírica ou não; o erro de fechamento do balanço de energia pode ser de 10 - 30%; requer busca substancial, geralmente 50 – 100 vezes a altura do instrumento acima da altura de deslocamento do plano zero (ALLEN et al., 2011). Vantagens: medição direta de fluxos de turbulência (LE e H) e observação independente; desvantagens: problema de fechamento de energia, lacuna em céu com nuvens e outras condições.

- Balanço de energia baseado na Razão de Bowen (RB): O método RB usa medições simultâneas de gradientes verticais de temperatura do ar (T_a) e umidade para particionar a energia disponível da superfície para H e LE (BOWEN, 1926). A razão de Bowen (β) é definida como a razão de H para LE, que pode ser relacionada a gradientes verticais assumindo que as resistências aerodinâmicas ao calor e ao vapor de água sejam iguais na camada de fluxo constante. Vantagem: energia é equilibrada; desvantagens: a precisão de ET depende substancialmente da representatividade e precisão de R_n e G , assume que as fontes de calor e vapor são horizontal e verticalmente semelhantes (ALLEN et al., 2011).
- Cintilometria: o cintilômetro é um dispositivo óptico que mede pequenas flutuações no índice de refração do ar, causadas por variações de densidade induzidas por temperatura, umidade e pressão. O sistema para medir o fluxo de calor sensível consiste em: um transmissor óptico e um receptor nas extremidades de um caminho de propagação atmosférica. Os cintilômetros medem o fluxo de calor sensível, H, relacionando o parâmetro de estrutura a um parâmetro de estrutura de temperatura e os parâmetros de estabilidade da teoria da similaridade de Monin-Obukhov (MOST). A capacidade de quantificar H e LE em uma escala horizontal é feita usando cintilômetros de grande abertura (LAS, do inglês: Large Aperture Scintilometer). LAS funciona bem não apenas em paisagens uniformes (MCANENEY et al., 1995), mas também em superfícies heterogêneas e terrenos complexos (CHEHBOUNI et al., 2000; LAGOUARDE et al., 2002). Vantagens: capturar H e LE em larga escala com pegadas conhecidas, fornecer fluxo agregado em diferentes escalas; desvantagem: depende das funções universais de MOST, pois o LAS baseia-se na validade do MOST para o cálculo de fluxos de superfície (DE BRUIN et al., 1993).

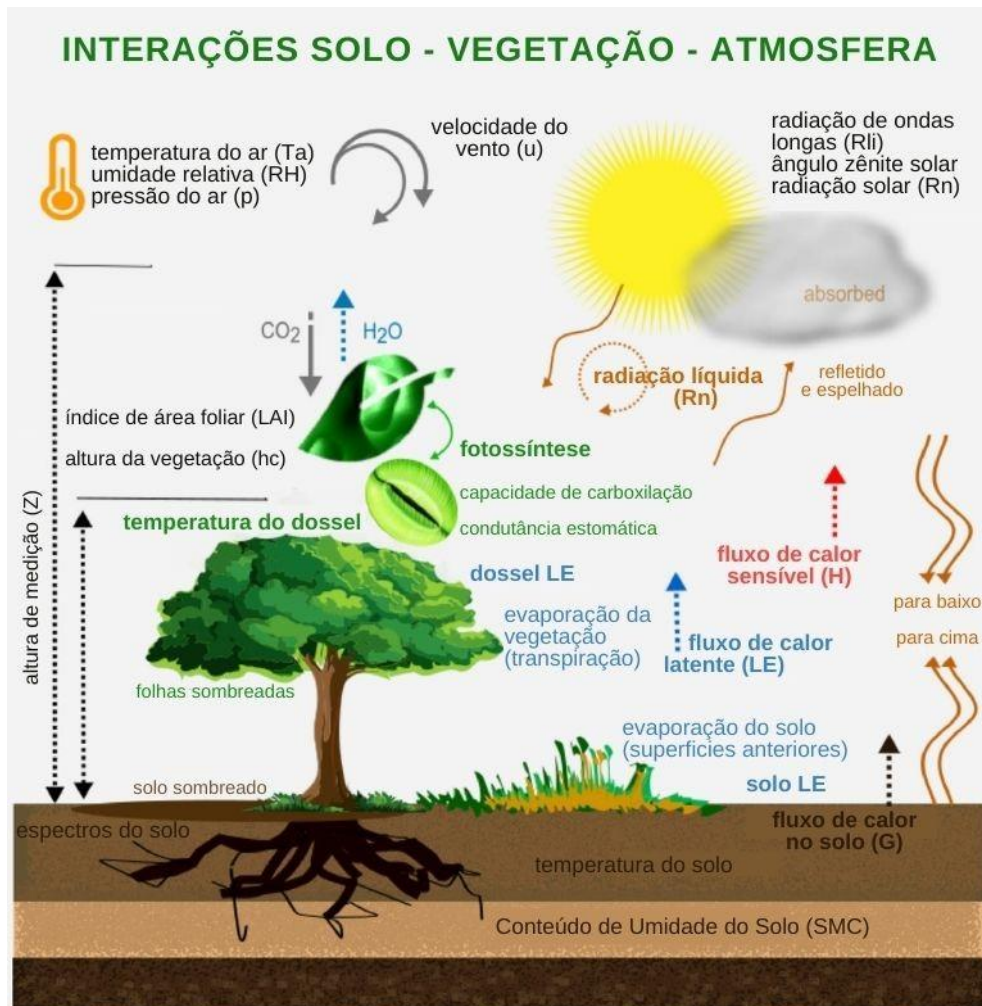
2.2. Balanço de Energia

Os processos de troca de energia da superfície terrestre são de suma importância para a redistribuição da umidade e do calor no solo e na atmosfera. As trocas de radiação, de calor e de umidade afetam o desenvolvimento da biosfera e as condições físicas de vida na Terra. O equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte turbulento e laminar na atmosfera superfície se manifesta no balanço de energia da superfície terrestre, ilustrado na Figura 2, que se lê como (BASTIAANSSEN et al., 1998a):

$$LE = Rn - G - H \quad (\text{Eq. 1})$$

onde LE é o fluxo de calor latente, Rn é o fluxo líquido de radiação na superfície, G é o fluxo de calor do solo e H é o fluxo de calor sensível, todos dados em W/m². A convenção de sinais da Equação 1 é que Rn é considerado positivo quando a radiação é direcionada para a superfície, enquanto G, H e LE são considerados positivos quando direcionados para longe da superfície terrestre. A Equação 1 despreza a energia necessária para a fotossíntese e o armazenamento de calor na vegetação. Valores integrados no tempo do fluxo de calor latente, são importantes para diferentes aplicações em hidrologia, agronomia e meteorologia (BASTIAANSEN et al., 1998a).

Figura 2 - Balanço de energia de superfície.



Fonte: Adaptado de ROCHA et. al., 2022.

O fluxo de calor latente (LE) é o fluxo de energia associado ao fluxo na forma de vapor de água para camadas mais altas da atmosfera, a partir da superfície. Está relacionado, portanto,

ao fluxo de água da superfície para a atmosfera por evapotranspiração (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). A ET_r é calculada como o resíduo da diferença entre a radiação líquida para a superfície e as perdas devido ao fluxo de calor sensível e o fluxo de calor no solo (SENAY et. al., 2007).

O saldo de radiação (R_n) é um dado indispensável para aplicação em diversos estudos agrometeorológicos, pois é a principal fonte de energia necessária no processo evaporativo. Representa a energia disponível aos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem nessa mesma superfície. O R_n é calculado como resultado de um balanço de radiação entre todos os fluxos radiativos de saída e de entrada da superfície (ALLEN et al., 2011). Os valores de R_n podem variar de 100 a 700 W/m^2 , dependendo da superfície (WATERS et al., 2002). O fluxo de calor do solo (G) é a taxa de armazenamento de calor no solo e na vegetação devido à condução. É um termo difícil de avaliar e cuidados devem ser tomados em seu cálculo. É preciso entender a área de interesse para avaliar a sua precisão, os valores de G devem ser verificados em relação às medições reais no solo. A classificação da terra e o tipo de solo afetarão o valor de G e um mapa de uso da terra é valioso para identificar os vários tipos de superfície (WATERS et al., 2002). O G é calculado empiricamente usando índices de vegetação, temperatura da superfície e albedo da superfície. O fluxo de calor sensível (H) é a taxa de perda de calor para o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura. Estima-se o H usando observações da velocidade do vento, rugosidade da superfície estimada e diferenças (gradiente) de temperatura entre a superfície e o ar (WATERS et al., 2002).

2.3. Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto (SR) é a ciência de identificação, observação, coleta e medição de objetos sem entrar em contato direto com eles. Esses mecanismos são realizados por meio da utilização dos satélites, eles registram a energia eletromagnética refletida ou emitida de objetos na superfície e guardam essa energia em forma de imagens digitais. As imagens digitais são matrizes de pixels com valores numéricos armazenados em cada pixel (LOBO et al., 2020).

Dados derivados de SR são adquiridos por sensores ópticos e de micro-ondas acoplados em satélites e aviões, e são obtidas por variações na distribuição de forças, variações na distribuição de ondas mecânicas ou por variações na distribuição de ondas eletromagnéticas. Os sensores são os dispositivos ou instrumentos utilizados para adquirir dados em

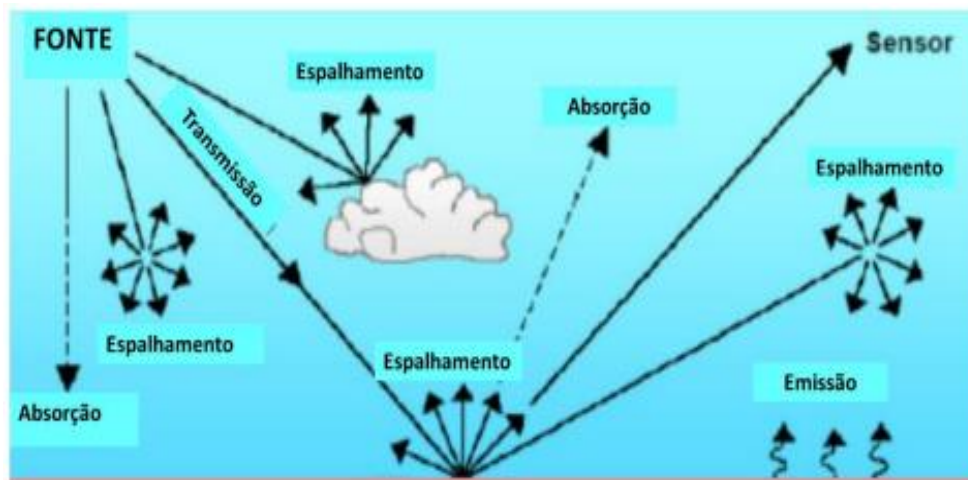
sensoriamento remoto, que podem ser classificados como passivos ou ativos dependendo da fonte de radiação, natural ou artificial (GARCÍA-PARDO et al., 2022):

- Sensores passivos: são aqueles sensores que captam e detectam a energia natural (radiação) que é emitida ou refletida dos objetos na superfície dependendo de uma fonte externa de radiação (luz solar) (SCHOWENGERDT, 2007). A partir desses métodos é possível classificar objetos na superfície, determinar temperaturas, etc. Eles só podem detectar energia quando a energia natural está disponível, ou seja, quando está nublado a captação dessa energia fica comprometida, pois grande parte dela é absorvida ou espalhada pelas nuvens.
- Sensores ativos: ao contrário dos sensores passivos, os sensores ativos possuem sua própria fonte de radiação, que envia um pulso para objetos na superfície da Terra e mede o retroespalhamento refletido de volta ao sensor (GIS GEOGRAPHY, 2021).

No processo de interação da radiação com a atmosfera e a superfície da Terra, a energia pode ser (Fig. 3):

- Transmitida: a radiação que atravessa o material ou o meio. Por exemplo, grande parte da energia do visível é transmitida ao atravessar a atmosfera;
- Absorvida: absorvida e convertida em outras formas de energia;
- Espalhada: desviada em várias direções;
- Refletida: retornado em um determinado ângulo, ou seja, a superfície funciona como um espelho. Isso ocorre bastante com a superfície da água;
- Emitida: geralmente em comprimentos de onda mais longos. É o que ocorre com superfícies escuras que absorvem a radiação no visível e emitem em forma de calor.

Figura 3 - Processos de absorção, espalhamento, emissão, transmissão que a radiação sofre desde sua fonte (sol) até o sensor.



Fonte: Lobo et al., (2020).

Investigando a radiação refletida e/ou emitida pelos objetos. O grande objetivo do SR é obter informações sobre as características dos objetos a partir do sinal refletido por eles. Em linhas gerais, a unidade radiométrica principal é a refletância, que nada mais é do que a porcentagem de energia refletida (e que o sensor detecta) pelo total de energia incidente naquele objeto. A refletância pode ser calculada para cada comprimento de onda ou bandas dos satélites. As bandas dos satélites são as faixas de comprimento de onda, por exemplo, a faixa entre 400 e 500 nm, define a banda espectral do azul. Com os diferentes valores de refletância nos diferentes comprimentos de onda de objeto é possível, então, investigar sobre suas propriedades (LOBO et al., 2020).

As principais vantagens do SR incluem: i) a capacidade de observar áreas grandes e inacessíveis; ii) aquisição de dados de forma repetida e consistente; iii) disponibilidade de conjuntos de dados históricos; e iv) baixos custos de aquisição de dados em relação às observações de campo (GARCÍA-PARDO et al., 2022). A determinação dos fluxos de vapor d'água entre superfície e atmosfera, usualmente ocorrem em escalas pontuais, não podendo ser extrapoladas para escalas regionais em função de sua grande variabilidade espacial. Dessa forma, o aprimoramento do sensoriamento remoto em termos de resolução espacial, espectral, radiométrica e temporal permite a utilização de uma grande variedade de sistemas operacionais, incluindo o MODIS, a série Landsat, e o Sentinel.

Técnicas usando imagens de satélite foram desenvolvidas para estimar a ETr usando o balanço de energia, essa tecnologia mostra uma promessa substancial para aplicação em grandes áreas e em uma ampla gama de tipos de vegetação, seja identificando as áreas irrigadas

ou quantificando a quantidade de água necessária/fornecida, além de avaliar as necessidades hídricas específicas das culturas e as necessidades de irrigação (ROCHA et. al., 2022). Os usuários dessas informações devem ter em mente que os dados de ET baseados em satélite são simplesmente recuperações, ou melhores estimativas, de um processo aerodinâmico e radiativo, visto do espaço, e não podem ser consideradas "medições" (ALLEN et al., 2011).

Como vantagens dos modelos de balanço de energia baseado em sensoriamento remoto (RSEB), temos: o balanço de energia produz ET real, permitindo amostragem e integração em diversas áreas; podem ser usados para estender ou extrapolar medições pontuais de ET de alta intensidade para grandes áreas; os produtos podem ter alta resolução espacial (30m para satélite, 2–5m para aéreo). Já como desvantagens dos modelos RSEB temos: lacunas de tempo entre as estimativas de ET para muitos sistemas de satélites, especialmente aqueles com alta resolução espacial, onde as imagens são obtidas apenas periodicamente para um local específico; incerteza na estimativa de componentes aerodinâmicos; e a estimativa da temperatura da superfície pode exigir técnicas mais refinadas de calibração (ALLEN et al., 2011).

De acordo com Su (2002), os métodos que usam informações de SR para estimar a troca de calor entre a superfície terrestre e a atmosfera podem ser amplamente divididos em duas categorias: primeiro calcula o fluxo de calor sensível e depois obtém o fluxo de calor latente como o resíduo da equação do balanço de energia; ou para estimar a evaporação relativa por meio de um índice (por exemplo, o *Crop Water Stress Index*) usando uma equação de combinação (BASTIAANSEN, 1995; KUSTAS; NORMAN, 1996; SU; MENENTI, 1999).

Algoritmos que usam dados de sensoriamento remoto são baseados na combinação dos fluxos de energia solar e termal com parâmetros meteorológicos de superfície. Os parâmetros meteorológicos, espacialmente constantes, podem ser adequados para avaliar os fluxos em superfícies homogêneas (pequenas escalas), mas falham em superfícies heterogêneas (grandes escalas). O primeiro ocorre porque esses parâmetros são variáveis e segundo, devido é a necessidade de determinar uma quantidade maior desses parâmetros para representar com precisão essas áreas. Portanto, algoritmos mais avançados, que incluem uma maior diversidade de parâmetros meteorológicos em suas variáveis, devem ser projetados para simular superfícies heterogêneas (SU, 2002).

Há uma clara necessidade de produtos de ETr em escalas proporcionais à heterogeneidade da superfície analisada. O SR oferece muito potencial para preencher a lacuna entre processos pontuais e de grande escala e identificar essa escala de modelo apropriada. No

entanto, uma das principais deficiências no avanço da aplicação de técnicas para previsão de fluxos é a distinta falta de dados de validação *in situ* disponíveis sobre diversas condições atmosféricas de superfície contra as quais as técnicas podem ser avaliadas (SU et al., 2005).

Os dados de SR com cobertura global estão disponíveis tanto no formato de dados não processados (por exemplo, bandas espectrais) quanto em produtos pré-processados, como índice de área foliar (LAI), NDVI, fração de radiação ativa fotossintética absorvida (FAPAR), produção primária líquida (NPP) e porcentagem de cobertura arbórea. Tendências recentes em políticas de dados de acesso aberto e custos reduzidos de software agora se abrem para um grupo cada vez maior de usuários tirar proveito do SR. A melhoria da capacidade e disponibilidade do SR é particularmente promissora para usuários de dados de satélite que se concentram em áreas como o semiárido, onde os dados de campo são escassos (MBOW et al., 2014).

2.4. Algoritmos para estimativa da evapotranspiração

Durante a última década, um grande número de técnicas foi proposto para estimar ETr a partir de observações de satélite. Muitos modelos empíricos ou semi-empíricos relacionam a ETr a dados mais facilmente obtidos como: radiação, temperatura, índice de vegetação (IV) derivado de satélite e déficit de pressão de vapor de água (VPD) de observações meteorológicas (FISHER et al., 2008; JUNG et al., 2009; SHEFFIELD et al., 2010; WANG et al., 2010). É sempre difícil classificar esses modelos, pois sua complexidade depende do equilíbrio entre os módulos empíricos e físicos utilizados. No entanto, COURAULT et al. (2005) classifica os algoritmos de estimativa da ETr em quatro categorias:

- Métodos empíricos diretos: os dados de SR são introduzidos diretamente em modelos semi-empíricos para estimar a ET. Por exemplo, a relação simplificada usando sensoriamento remoto infravermelho térmico (TIR) e dados meteorológicos;
- Métodos residuais do balanço energético: combinam algumas relações empíricas e módulos físicos;
- Métodos determinísticos: geralmente são baseados em modelos mais complexos, como os modelos *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer* (SVAT), que computam os diferentes componentes do balanço energia (ISBA, Meso-NH);
- Métodos de índice de vegetação, ou de inferência: baseados no uso de SR para calcular um fator de redução, como parâmetros Kc ou Priestley Taylor-alfa, para a estimativa da

ETr. Essas abordagens consideram um ET potencial ou de referência obtido a partir de medições no solo (ALLEN et al., 2005; NEALE et al., 2005; GARATUZA; WATT, 2005).

Apesar do forte apelo teórico dos métodos citados acima, a estimativa de ETr a partir de dados derivados de SR apresentam alguns problemas, principalmente relacionados a: (i) diferença de temperatura entre dois níveis ($T_s - T_a$); (ii) obtenção de variáveis meteorológicas para grandes áreas; e (iii) resolução espacial de dados termais, inferior à resolução espacial de dados ópticos. Além das limitações dos modelos inerentes a fatores de escala e baixa frequência de obtenção dos dados, os dados óticos e termais também apresentam limitações causadas principalmente pela cobertura de nuvens. A ETr não pode ser calculada para superfícies terrestres cobertas por nuvens, porque mesmo uma fina camada de nuvens pode diminuir consideravelmente as leituras da banda térmica e causar grandes erros no cálculo dos fluxos de calor sensível (WATERS et al., 2002; KALISCH; MACKE, 2008; BRUCKNER, 2015).

Uma série de modelos para estimativa da ETr por SR é apresentada na Tabela 1. Nas seções seguintes estão detalhados os algoritmos mais empregados na literatura.

Tabela 1 - Modelos utilizados na estimativa da ETr por sensoriamento remoto.

Modelo	Autores
SEBI - <i>Surface Energy Balance Index</i>	MENENTI; CHOUDHURY, 1993
TSEB - <i>Two-Source Energy Balance</i>	NORMAN et al., 1995
SEBAL – <i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>	BASTIAANSSEN, 1995 e BASTIAANSSEN et al., 1998a, 1998b
TSM - <i>Two-Source Model</i>	ANDERSON et al., 1997
S-SEBI - <i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>	ROERINK et al., 2000
SEBS - <i>Surface Energy Balance System</i>	SU, 2002
METRIC - <i>The Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration</i>	ALLEN et al., 2007a, 2007b

Modelo	Autores
SSEB - <i>Simplified Surface Energy Balance</i>	SENAY et al., 2007
PT-JPL - <i>Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory</i>	FISHER et al., 2008
ALEXI – <i>Atmosphere-Land Exchange Inverse e</i> DisALEXI - <i>Associated flux disaggregation technique</i>	ANDERSON et al., 2011
GLEAM - <i>The Global Land Evaporation Amsterdam</i> <i>Model</i>	MIRALLES et al., 2011
MOD16 - <i>Land Surface Evapotranspiration</i>	MU et al., 2011
SEBTA - <i>Surface Energy Balance with Topography</i> <i>Algorithm</i>	GAO et al., 2011
SAFER - <i>Simple Algorithm for Evapotranspiration</i> <i>Retrieving</i>	TEIXEIRA, 2012
SIMS - <i>Satellite Irrigation Management Support</i>	MELTON et al., 2012; PEREIRA et al., 2020
SSEBop - <i>Simplified Surface Energy Balance</i>	SENAY et al., 2013

2.4.1. S-SEBI

O algoritmo chamado Índice de Balanço de Energia de Superfície Simplificado (S-SEBI), proposto por Roerink et al. (2000), é desenvolvido, testado e validado com medições de fluxo *in-situ*. É um método relativamente simples usado para derivar os fluxos de energia de superfície de medições de sensoriamento remoto. Basicamente, ele determina uma temperatura máxima dependente da refletância para condições secas e uma temperatura mínima dependente da refletância para condições úmidas, após o que os fluxos de calor sensível e latente são divididos de acordo com a temperatura real da superfície.

Esse método alternativo simplificado pode ser usado em regiões semiáridas com desempenho satisfatório (BEZERRA et al., 2015a, 2015b; CHIROUZE et al., 2014; SANTOS et al., 2010; SENAY et al., 2013, 2016), uma vez que as suposições adotadas para a

simplificação dos parâmetros meteorológicos nesse algoritmo são razoáveis em áreas inacessíveis e áreas com cobertura insuficiente de dados meteorológicos (SHOKO et al., 2017).

As principais vantagens sobre outros algoritmos de fluxo de SR, são: i) nenhum dado meteorológico adicional é necessário para calcular os fluxos de energia se os pixels âncoras da superfície estiverem presentes e ii) as temperaturas extremas para as condições úmidas e secas são variadas com a mudança nos valores da refletância, ao passo que os outros métodos tentam determinar uma temperatura fixa para as condições úmidas e secas para toda a imagem e / ou para cada classe de uso do solo (ROERINK et al., 2000).

O S-SEBI foi desenvolvido para resolver o equilíbrio de energia de superfície com técnicas de SR pixel a pixel, ele requer apenas as radiâncias espectrais sob condições de céu claro nas faixas do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal para determinar seus parâmetros principais. A partir desse ponto é possível determinar a refletância da superfície, a temperatura da superfície e os índices de vegetação para serem utilizados como dados de entrada para obtenção do balanço de energia. O fluxo de calor sensível e latente não são calculados como parâmetros separados, mas como a fração evapotranspirativa (ROERINK et al., 2000).

De acordo com o criador do método, ao assumir a radiação global constante e temperatura do ar, uma explicação formal pode ser dada para a refletância e a temperatura da superfície observada. A temperatura da superfície começa a aumentar com o aumento da refletância e, até certo ponto, a mudança na temperatura da superfície é resultado da diminuição da evaporação como consequência da menor disponibilidade de umidade do solo. Por outro lado, além de um certo valor limite de refletância, a temperatura da superfície diminui com o aumento da refletância, isso se deve ao fato de que a umidade do solo diminuiu a tal ponto que nenhuma evaporação pode ocorrer, no entanto, devido ao aumento da refletância, a energia disponível diminui como resultado da diminuição da radiação líquida (mais é refletido).

O S (de simplificado) no nome do modelo S-SEBI representa a redução do número de procedimentos para obtenção da E_{Tr} , como no caso em que as temperaturas extremas (T_{pf} e T_{pq}) podem ser determinadas a partir da própria imagem. Isso é possível quando as condições atmosféricas são constantes sobre a imagem e os pixels úmidos e secos estão suficientemente presentes em todo o espectro de refletância.

Variações climáticas dentro da área de processamento podem alterar os valores das temperaturas extremas, mas enquanto os pixels frio e quente estiverem presentes, o método S-

SEBI vai funcionar (ROERINK et al., 2000). O uso desse método simples, mas eficiente, tem a finalidade de recuperar estimativas de ETr em regiões onde não há quantidades de dados medidos que permitam o uso de técnicas complexas e mais robustas. O S-SEBI fornece estimativas razoáveis em larga escala, com baixo esforço computacional, ao custo de incertezas gerais nas variáveis de saída, associadas às suas simplificações inerentes (MUTTI et.al., 2019).

2.4.2. SEBAL

O Algoritmo SEBAL desenvolvido na Holanda por Bastiaanssen (1995) foi formulado para lidar com estudos hidrológicos práticos em grandes áreas heterogêneas, com o intuito de superar alguns problemas que os demais algoritmos de fluxo que usam dados de sensoriamento remoto não eram capazes de lidar, como as variações espaciais no uso e cobertura do solo, propriedades físicas do solo e afluência de água. O SEBAL tem o objetivo de mensurar os componentes do balanço de energia à superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998a, 1998b). Esse algoritmo é empregado na determinação da energia consumida pelo processo de evapotranspiração, baseando-se na estimativa do fluxo de calor latente como resíduo da equação do balanço de energia da superfície terrestre, utilizando conjuntos de dados de sensoriamento remoto térmico e multiespectral. Seus produtos principais são: albedo da superfície, emissividades, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxos de calor no solo, sensível e latente, consumo d'água e ET real, pixel a pixel.

Esse modelo (i) estima a variação espacial da maioria dos parâmetros hidrometeorológicos essenciais empiricamente, (ii) requer apenas informações de campo sobre a velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, radiação de onda curta incidente e altura da vegetação, (iii) não envolve modelos de simulação numérica, (iv) calcula os fluxos independentemente da cobertura da terra e (v) pode lidar com infravermelho térmico de imagens em resoluções entre alguns metros a alguns quilômetros. As relações empíricas são ajustadas a diferentes regiões geográficas e tempo de aquisição da imagem. Os dados reais de satélite são inseridos na derivação dos coeficientes de regressão (BASTIAANSSEN et al., 1998a).

A disponibilidade de medições *in situ* distribuídas de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento durante a passagem do satélite é restrita. Alguns algoritmos de fluxo de sensoriamento remoto requerem fluxos de superfície de referência que são medidos apenas durante estudos de campo. Algoritmos clássicos de fluxo de sensoriamento

remoto, baseados em medições de temperatura de superfície em combinação com outros parâmetros hidrometeorológicos, espacialmente constantes, podem ser adequados para avaliar os fluxos de superfície em microescala.

O SEBAL usa temperatura de superfície, refletância da superfície e NDVI, bem como suas inter-relações para inferir fluxos de superfície para um amplo espectro de tipos de terreno. A radiação líquida é obtida a partir de dados de refletância de superfície hemisférica distribuída e temperatura de superfície em combinação com ângulos de zênite espacialmente variáveis para levar, em conta, valores variáveis de radiação de onda curta de entrada. O fluxo de momento efetivo da área é calculado a partir da inclinação entre o albedo da superfície e a temperatura da superfície, em vez de perfis de vento verticais convencionais ou medições sônicas realizadas no nível do solo. A formulação do fluxo de calor sensível segue a hipótese de similaridade de Monin-Obukhov.

A característica mais marcante do SEBAL está na estimativa do H. O mesmo é obtido a partir de um processo iterativo, onde se considera, inicialmente, a atmosfera em equilíbrio neutro e, posteriormente, é identificada a condição de estabilidade e realizadas as correções necessárias. O termo H é estimado com base na velocidade do vento, velocidade de fricção e temperatura da superfície, usando-se uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (BASTIAANSEN et al., 1998a). A diferença vertical de temperatura do ar entre a temperatura da superfície aerodinâmica e a temperatura do ar é obtida a partir da inversão da equação de transferência para o fluxo de calor sensível e depois ligada linearmente à temperatura da superfície radiométrica de sensoriamento remoto. Isso só pode ser feito em pixels úmidos ($H = 0$) e secos ($LE = 0$). Isso exclui a necessidade de observações sinóticas independentes da temperatura do ar e garante um acoplamento físico correto entre a rugosidade da superfície para transporte de calor, gradientes e fluxos verticais de temperatura – que é um dos maiores obstáculos no sensoriamento remoto térmico (CARLSON, 1995). Algumas vantagens são: dados colaterais mínimos necessários; conceito físico e, portanto, aplicável a vários climas; não há necessidade de classificação de uso do solo e por ser adequado para todos os radiômetros visíveis, infravermelho próximo e infravermelho térmico, pode ser aplicado em diferentes resoluções espaciais e temporais. Desvantagens: condições sem nuvem são necessárias; rugosidade da superfície é mal descrita; adequado apenas para terreno plano; é necessária a presença de zonas secas e úmidas e não é uma solução lucrativa em todas as circunstâncias, a precisão atingível muda com o grau de heterogeneidade da superfície terrestre em relação ao tamanho do pixel e comprimento de correlação de uma dada paisagem.

2.4.3. SEBS

O algoritmo SEBS desenvolvido por Su (2001) e aprimorado em Su (2002) é proposto para a estimativa de fluxos turbulentos atmosféricos e fração evaporativa (razão entre o fluxo de calor latente e a energia disponível) usando dados de observação terrestre por satélite, em combinação com informações meteorológicas em escalas adequadas. O SEBS consiste em um conjunto de ferramentas para a determinação de parâmetros físicos da superfície terrestre, como albedo, emissividade, temperatura de superfície, cobertura vegetal a partir de medidas de refletância espectral (SU et al., 1999); um modelo para determinação do comprimento de rugosidade para transferência de calor (SU et al., 2001); e uma nova formulação para a determinação da fração evapotranspirativa com base no balanço de energia em casos limites. Com base em estudos de caso, o SEBS provou ser capaz de estimar fluxos de calor turbulentos e fração evapotranspirativa em várias escalas com precisão aceitável. As incertezas nos fluxos de calor estimados são comparáveis às incertezas de medição *in situ*.

Para aplicação do SEBS, Su (2002) propõe três conjuntos de dados de entrada. O primeiro conjunto de dados é composto por: albedo e temperatura da superfície terrestre, emissividade, fração da cobertura vegetal, índice de área foliar e altura da vegetação ou altura de rugosidade. Quando as informações de vegetação não estiverem disponíveis, o NDVI pode ser usado como substituto. O segundo conjunto inclui: pressão e temperatura, umidade do ar e velocidade do vento a uma altura de referência. A altura de referência é a altura de medição para aplicações pontuais e a altura da camada limite planetária (PBL) para aplicações regionais. O terceiro conjunto de dados inclui a radiação solar incidente e a radiação de onda longa incidente, estes que podem ser medidos diretamente ou obtidos a partir de modelos e/ou parametrizações (SU, 2002).

Para avaliar a precisão do modelo, o SEBS foi testado em diferentes tipos de culturas: algodão, arbusto e grama. Foram encontrados valores do coeficiente de correlação (R^2) para o algodão iguais a 0,91 e 0,43, para o arbusto iguais a 0,99 e 0,80, e para a grama os valores de R^2 foram iguais a 0,99 e 0,87, para o R_n e LE , respectivamente, mostrando que as variações entre o arbusto e a grama foram mínimas. Com relação ao G e ao H o R^2 variou de 0,92 a 0,95 e de 0,81 a 0,88, respectivamente, para os três tipos de cultura.

O SEBS tem potencial para ser usado em escalas locais, regionais e continentais com dados de sensoriamento remoto e observações meteorológicas padrão. No entanto, ao estimar

a ET em escalas espaciais crescentes (superiores a 1 km), muitas vezes são acopladas incertezas decorrentes tanto do processamento de seus parâmetros como da heterogeneidade da superfície terrestre. A aplicação do SEBS não requer nenhum conhecimento a priori dos fluxos de calor turbulentos reais, indicando que esse algoritmo é uma abordagem crível e independente, ele estima H e LE a partir de dados de satélite e dados meteorológicos rotineiramente disponíveis, e tem sido amplamente utilizado com alta resolução (Landsat e *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*, ou ASTER) ou dados de satélite de resolução modesta (MODIS) (SU et al., 2005). Devido a esta propriedade, os resultados do SEBS podem ser usados para validar e inicializar modelos hidrológicos, atmosféricos e ecológicos que normalmente requerem partição adequada do fluxo de calor sensível e latente em diferentes escalas.

2.4.4. SSEB

O algoritmo SSEB, proposto por Senay et al. (2007), foi desenvolvido para ser implementada uma versão simplificada da abordagem de balanço de energia à superfície para estimar a evapotranspiração real (ET_r), mantendo e estendendo as principais suposições do SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1998a,1998b) e do METRIC (ALLEN et al., 2005). Ambos os métodos assumem que a diferença de temperatura entre a superfície e o ar varia linearmente. Eles derivam essa relação com base em dois pixels âncora conhecidos como pixels quentes e frios, representando campos agrícolas secos e úmidos, respectivamente. Os métodos SEBAL e METRIC assumem que o pixel quente não experimenta calor latente, ou seja, $ET = 0$; enquanto o pixel frio atinge ET máximo (SENAY et al., 2007). Da mesma forma, Su et al. (2005) desenvolveram um Sistema de Balanço de Energia de Superfície (SEBS) que se refere às condições extremas de calor e frio como “seco” e “úmido”, respectivamente.

Os conjuntos de dados primários para este estudo foram derivados do sensor MODIS voando a bordo do satélite Terra. Foram utilizados como dados de entrada a temperatura da superfície terrestre, o NDVI padrão de 16 dias com resolução de 250 m (agricultura irrigada em um ambiente de terra seca) e a ET de referência global de 1 grau (ET_o). No estudo do SSEB, as suposições feitas são entendidas como simplificações, é assumido que o fluxo de calor latente (ET_r) também varia linearmente entre os pixels quentes e frios. Essa suposição é baseada na lógica de que a diferença de temperatura entre a superfície do solo e o ar está linearmente relacionada à umidade do solo (SADLER et al., 2000). Portanto, a ET_r pode ser estimada pela diferença de temperatura próxima à superfície, que por sua vez é estimada a partir das temperaturas da superfície da terra dos pixels quentes e frios na área de estudo. Em outras

palavras, enquanto o pixel quente de uma área agrícola com solo exposto apresenta pouca ET, o pixel frio de um campo bem irrigado possui ET máxima. Os pixels restantes na área de estudo experimentarão ET na proporção da temperatura da superfície da terra em relação aos pixels quentes e frios (SENAY et al., 2007).

Senay et al. (2007), utilizou a média de 3 pixels para representar os valores quentes e frios em cada uma das seis áreas de estudo. Para um determinado período de tempo, pixels frios, representando safras bem vegetadas e bem irrigadas, foram selecionados através de uma combinação de valores baixos de T_s e valores altos de NDVI no MODIS. Da mesma forma, pixels quentes, representando vegetação de baixa densidade e terra relativamente seca, identificados por altos valores de T_s e valores muito baixos de NDVI.

Com a suposição de que os pixels quentes experimentam muito pouco ET e os pixels frios representam a ET máxima em toda a área de estudo, a temperatura média destes pixels é utilizada para calcular frações proporcionais de ET por pixel. A validação preliminar do desempenho do SSEB foi realizada em campos cultivados de milho e soja no centro-norte dos Estados Unidos, utilizou-se o SEBAL e METRIC para comparar o resultado obtido pelo SSEB. Foram consideradas as cenas térmicas Landsat de 1º de agosto de 2000 e 4 de agosto de 2001 para avaliar o desempenho do método SSEB. Dependendo do tipo de cultura e ano, o coeficiente de correlação (R^2) entre SSEB e METRIC variou de 0,94 a 0,99 e com SEBAL de 0,55 a 0,79 (SENAY et al., 2007).

2.4.5. METRIC

O Mapeamento da evapotranspiração em alta resolução com calibração internalizada (METRIC) proposto em Allen et. al. (2007) é uma ferramenta de processamento de imagem baseada em imagens de satélite para calcular a ET como resíduo do balanço de energia na superfície da Terra. O METRIC tem como fundamentos, princípios e técnicas utilizadas pelo modelo SEBAL. O componente inovador do SEBAL é que a modelagem do balanço de energia usa um gradiente de temperatura próximo à superfície, dT , que é indexado à temperatura da superfície. Isso eliminou a necessidade de calibração absoluta da temperatura da superfície. O METRIC usa a técnica SEBAL para estimar dT , eliminando assim a necessidade de uma temperatura de superfície aerodinâmica absolutamente precisa e a necessidade de medições de temperatura do ar para estimar o fluxo de calor sensível na superfície.

O METRIC se afasta do modelo SEBAL em seu uso de ET de referência, baseado em clima para estabelecer condições de balanço de energia em um pixel “frio”. Essa alteração em relação ao SEBAL faz o melhor uso da tecnologia existente em áreas agrícolas e estabelece uma referência para a estimativa de ET real baseada em imagens de satélite. Ele serve efetivamente como uma “verificação da realidade” nas estimativas reais de ET. No METRIC, o balanço de energia baseado em satélite é calibrado internamente em duas condições extremas secas e úmidas usando dados climáticos disponíveis localmente. A calibração interna do cálculo do calor sensível dentro do SEBAL e do METRIC, e o uso do gradiente de temperatura indexado, elimina a necessidade de correção atmosférica refinada da T_s e medições de refletância (albedo) usando modelos de transferência radiativa (TASUMI et al., 2005). A calibração interna também reduz impactos de vieses na estimativa de correção de estabilidade aerodinâmica e rugosidade da superfície.

Como a calibração no METRIC é feita usando ET de referência, em vez da fração evapotranspirativa, isso proporciona algumas vantagens desse método sobre as demais aplicações tradicionais de balanço de energia baseado em satélite, já que, o uso de ET de referência para a extrapolação de ET instantânea de períodos de 24 h ou mais compensa os efeitos de advecção regional por não vincular a fração evapotranspirativa à radiação líquida, uma vez que a ET pode exceder a radiação líquida diária em muitos locais áridos ou semiáridos (ALLEN et al., 2007). Além disso, o METRIC se sobressai em relação aos métodos convencionais de estimativa de ET a partir de curvas de coeficiente de cultura, pois nem os estágios de desenvolvimento da cultura nem o tipo de cultura específico precisam ser conhecidos com o METRIC. Por fim, o balanço energético pode detectar a redução da ET causada pela escassez de água (ALLEN et al., 2007).

2.5. Google Earth Engine

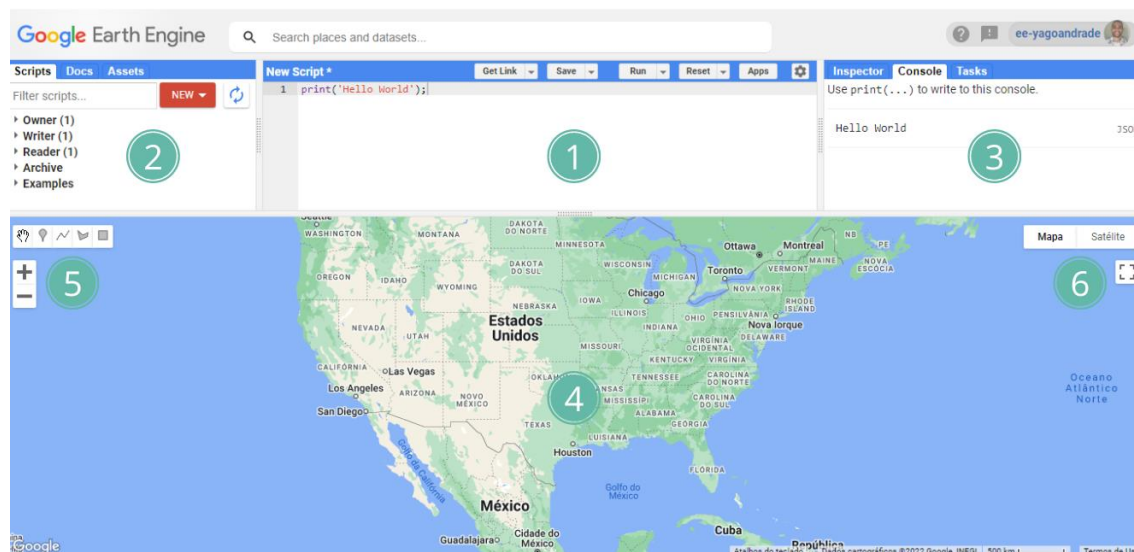
O *Google Earth Engine* (GEE) é uma plataforma de computação baseada em nuvem hospedada pelo Google que fornece acesso direto a um catálogo de vários petabytes de imagens de satélite e conjuntos de dados geoespaciais em escala planetária, se tornando uma ferramenta capaz de lidar com uma enorme variedade de áreas do conhecimento, incluindo desmatamento, seca, queimadas, desastres naturais, segurança alimentar, gerenciamento de recursos hídricos, monitoramento climático e proteção ambiental. Ao usar o GEE é possível chamar um amplo conjunto de funções que foram desenvolvidas especificamente para computação no *Earth Engine* e aplicá-las em várias imagens simultaneamente usando a infraestrutura computacional

do Google. As operações realizadas no GEE ocorrem no chamado “lado do servidor”, sendo assim, não é preciso baixar e analisar blocos individuais de cada imagem ou se preocupar com seu armazenamento local.

Ele contém séries temporais constantemente atualizadas de imagens de satélite, incluindo todo o catálogo Landsat do EROS (USGS / NASA), MODIS, Sentinel-2 imagens, bem como, dados de precipitação, elevação, temperatura da superfície do mar e dados climáticos. Além de simplesmente ser um arquivo de imagens, o GEE também fornece APIs para JavaScript e Python que permitem aos pesquisadores realizar as mais diversas análises da superfície da Terra. O GEE é atualmente gratuito para pesquisa, educação e uso sem fins lucrativos. Por isso, o processamento de imagens de satélites com computação em nuvem está mudando o paradigma em Geoprocessamento, pois uma tarefa que se faz com as técnicas convencionais que pode demorar horas ou dias, com o GEE se faz com algumas linhas de código e resultados imediatos (LOBO et al., 2020).

O GEE está implementado em uma página da web (<https://code.earthengine.google.com/>) e é estruturado como mostrado na (Fig. 4): (1) Code Editor; (2) gerenciador de Scripts, Docs e Assets; (3) abas do Inspector, Console e Tasks; (4) ambiente de desenvolvimento integrado (IDE); (5) botões de criação de geometrias e (6) botões de camadas (layers). Usando o editor de código, os comandos escritos são enviados como um objeto ao Google para processamento em paralelo em sua nuvem (lado do servidor) e os usuários podem visualizar os resultados em seu navegador (lado do cliente), incluindo objetos como mapas, gráficos ou resultados estatísticos.

Figura 4 - Visualização do GEE com indicação das janelas e interfaces descritos acima.



A seguir são apresentadas descrições de alguns conjuntos de dados disponíveis no GEE utilizados neste estudo:

2.5.1. MODIS

O sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), reside a bordo das plataformas Terra e Aqua, oferecendo uma visão da superfície da Terra a cada 1-2 dias. O sensor MODIS coleta dados em 36 bandas espectrais, variando em comprimentos de onda de 0,4 μ m a 14,4 μ m e nos fornece imagens com uma resolução nominal de 250m no nadir para duas bandas, resolução de 500m para 5 bandas e as 29 bandas restantes em 1km. O MODIS fornece um meio para quantificar as características da superfície terrestre, como tipo e extensão da cobertura da terra, extensão da cobertura de neve, temperatura da superfície, índice de área foliar, e ocorrência de incêndios. O prefixo “MOD” deve ser considerado como referindo-se a conjuntos de dados derivados do MODIS a bordo do satélite Terra, já o prefixo “MYD” refere-se ao conjunto de dados derivado do MODIS no Aqua.

O produto MOD11A1 é produzido a partir dos algoritmos *Generalized Split-Window* (GSW) e *Day/Night*. Os dados diários de Temperatura da Superfície da Terra (LST) e Emissividade do MOD11A1 são recuperados em pixels de 1km pelo GSW e em grades de 6 km com o algoritmo *Day/Night*. No GSW, as emissividades nas bandas 31 e 32 são estimadas a partir do tipo de cobertura do solo, vapor de água da atmosfera e a temperatura da superfície do ar (WAN et al., 2021). No algoritmo *Day/Night*, LSTs diurnos e noturnos e emissividades

de superfície são recuperados de pares de observações MODIS diurnas e noturnas em sete bandas de infravermelho térmico (TIR). O produto é composto por LST, emissividade, indicadores de qualidade, e parâmetros de observação (WAN et al., 2021). Na Tabela 2 são descritas algumas informações a respeito dos dados MOD11A1.

O produto MCD43A4, fornece refletâncias de superfície usando o algoritmo BRDF (*Bidirectional Reflectance Distribution Function*). As imagens MCD43A4 possuem 7 bandas na faixa do visível e infravermelho, e estão disponíveis em intervalos de 8 dias, porém uma imagem individual é obtida a partir de 16 observações diárias de Aqua e Terra após a data nominal da imagem. A resolução espacial é de 500 m e a resolução temporal é de um dia. O produto MCD43A4 é calculado para cada uma das bandas espectrais MODIS (1-7) no ângulo zênite solar do meio-dia local do dia de interesse. Como os efeitos do ângulo de visão serão removidos das refletâncias direcionais, isso resultará em um produto mais estável e consistente (SCHAAF; WANG, 2015). Os conjuntos de dados derivados do MODIS oferecem um bom desempenho entre as resoluções espacial e temporal e são relativamente fáceis de processar, tornando-os extremamente úteis para serem usados pelos usuários que trabalham com modelagem climática global e regional.

Tabela 2 – Informações dos dados MOD11A1.

Dimensões	Faixa (2030 x 1354)
Resolução espacial	~1 km no nadir
Resolução temporária	LST duas vezes ao dia; Emissividade fixa dia e noite
Algoritmo	janela dividida
Produtos de saída	LST, Emissividade de Classificação (bandas 31, 32)
Tipo de dados	grade de 1.200 por 1.200 km

2.5.2. ERA5-Land

A quinta geração do *European Reanalysis*, comumente denominado conjunto de dados ERA5-Land (MUÑOZ-SABATER et al., 2021), é um conjunto de dados de reanálise global que fornece uma visão consistente da evolução das variáveis terrestres ao longo de várias décadas com uma resolução aprimorada em comparação com o ERA5. O ERA5-Land foi produzido reproduzindo o componente terrestre da reanálise climática do *European Centre for*

Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). A reanálise combina dados de modelo com observações de todo o mundo em um conjunto de dados globalmente completo e consistente usando as leis da física.

O ERA5-Land descreve a evolução dos ciclos de água e energia sobre a terra de forma consistente ao longo do período de produção, que, entre outros, poderia ser usado para analisar tendências e anomalias. Isso é alcançado por meio de integrações numéricas globais de alta resolução do modelo de superfície terrestre do ECMWF impulsionado pelo forçamento meteorológico reduzido da reanálise climática do ERA5, incluindo uma correção de elevação para o estado termodinâmico próximo à superfície. O ERA5-Land compartilha com o ERA5 a maioria das parametrizações que garantem o uso da modelagem de superfície terrestre de última geração aplicada a modelos de previsão numérica de tempo (MUÑOZ-SABATER, 2021).

A principal vantagem do ERA5-Land em comparação com o ERA5 e o ERA-Interim (mais antigo) é a resolução horizontal, que é aprimorada globalmente para 9km em comparação com 31km (ERA5) e 80km (ERA-Interim), mantendo a resolução temporal horária como em ERA5. A avaliação das observações *in situ* e o uso de modelos globais ou conjuntos de dados de referência baseados em satélite proporciona um grande valor agregado do ERA5-Land na descrição do ciclo hidrológico. A temperatura e umidade do ar e a pressão usadas para executar o ERA5-Land são corrigidas para levar em conta a diferença de altitude entre a grade do forçamento meteorológico e a grade de resolução mais alta do ERA5-Land (MUÑOZ-SABATER, 2019).

O conjunto de dados ERA5-Land, como qualquer outra simulação, fornece estimativas com determinado grau de incerteza. Os modelos numéricos só podem fornecer uma representação mais ou menos precisa dos processos físicos reais que governam os diferentes componentes do sistema terrestre. Em geral, a incerteza das estimativas do modelo cresce à medida que retroagimos no tempo, pois o número de observações disponíveis para criar um forçamento atmosférico de boa qualidade é menor. As resoluções temporais e espaciais do ERA5-Land tornam este conjunto de dados muito útil para diversos tipos de aplicações da superfície terrestre, como previsão de enchentes ou secas (MUÑOZ-SABATER, 2019). Na Tabela 3 são descritas algumas características a respeito dos dados ERA5-Land.

Tabela 3 - Descrição de dados disponíveis no ERA5-Land

Tipo de dados	em grade
Projeção	grade de latitude-longitude regular
Cobertura horizontal	global
Resolução horizontal	0,1° x 0,1°; A resolução nativa é de 9 km.
Cobertura vertical	de 2 m acima do nível da superfície, até uma profundidade do solo de 289 cm.
Resolução vertical	4 níveis do modelo de superfície ECMWF: Camada 1: 0-7cm, Camada 2: 7-28cm, Camada 3: 28-100cm, Camada 4: 100-289cm. Alguns parâmetros são definidos a 2 m sobre a superfície.
Cobertura temporal	janeiro de 1950 até o presente
Resolução temporária	de hora em hora
Formato de arquivo	GRIB
Frequência de atualização	mensalmente com um atraso de cerca de três meses relativamente à data real

Fonte: MUÑOZ-SABATER, 2019.

2.5.3. GLDAS

O *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) tem como objetivo incorporar produtos de dados terrestres baseados em observações de satélite, usando técnicas avançadas de modelagem da superfície terrestre e assimilação de dados, gerando campos ideais de fluxos da superfície terrestre. O diferencial do GLDAS é que ele possui um sistema de modelagem da superfície terrestre integrado por vários modelos, possuindo uma enorme quantidade de dados *in situ*, é executado globalmente em alta resolução (0,25°) e produz resultados em tempo quase real (48h para o presente) (RODELL et al., 2004).

Uma abordagem baseada em grade é usada para simular a variabilidade da vegetação, utilizando como base um conjunto de dados globais com resolução de 1km, que também são usados nos parâmetros do solo e de elevação. A precipitação estimada é baseada em observações e radiação descendente de campos de saída dos melhores sistemas disponíveis de assimilação de dados atmosféricos. Os campos de superfície terrestre globais de alta qualidade fornecidos pelo GLDAS podem tanto ser usados para inicializar modelos de previsão de tempo

e clima quanto para promover estudos e aplicações hidrometeorológicas. O arquivo GLDAS com todos os seus parâmetros de saída é de livre utilização.

O provedor dos dados GLDAS gera imagens em tempo real que permite aos usuários visualizar os campos de saída. Além das simulações atuais, simulações retrospectivas de vários anos estão em andamento, porém em resoluções mais baixas ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e $2,0^\circ \times 2,5^\circ$), usando dados de reanálise atmosférica corrigidos de vieses. O amplo uso dos produtos gerados do GLDAS é incentivado para educação, formulação de políticas públicas, planejamento de riscos sociais, agrícolas e naturais, bem como para pesquisa científica (RODELL et. al., 2004). Na Tabela 4 são descritas algumas características básicas dos dados GLDAS.

Tabela 4 - Opções básicas disponíveis na interface do usuário GLDAS.

Resolução espacial	$0,25^\circ$; $0,5^\circ$; $1,0^\circ$; $2,0^\circ \times 2,5^\circ$
Resolução temporal	Passo de tempo do modelo ajustável e intervalo de saída
Modelo de superfície terrestre	Mosaico; CLM; Noah
Forçamento	Vários produtos baseados em análise e observação
Inicialização	Nenhum (valor constante); reinicie o arquivo; forçando dados
Variabilidade da subgrade	1 – 13 ladrilhos por célula da grade (corte constante ou fracionado)
Ajuste de elevação	Temperatura; pressão; umidade; radiação de ondas longas
Assimilação de dados	Temperatura da superfície; cobertura de neve
Classificação do solo	Tabela de pesquisa; Reynolds et al. (1999)
Índice de área foliar	Tabela de pesquisa; Derivado de AVHRR

Fonte: RODELL et. al., 2004.

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é o semiárido brasileiro (SAB), representado na Fig.5, o SAB compreende uma área de 980.323 km² e comporta 1.136 municípios com, aproximadamente, 27 milhões de habitantes o que equivale a 12% da população nacional (IBGE, 2017), designando-o a região seca mais densamente povoada do mundo, situa-se entre $2,5^\circ$ S e $16,1^\circ$

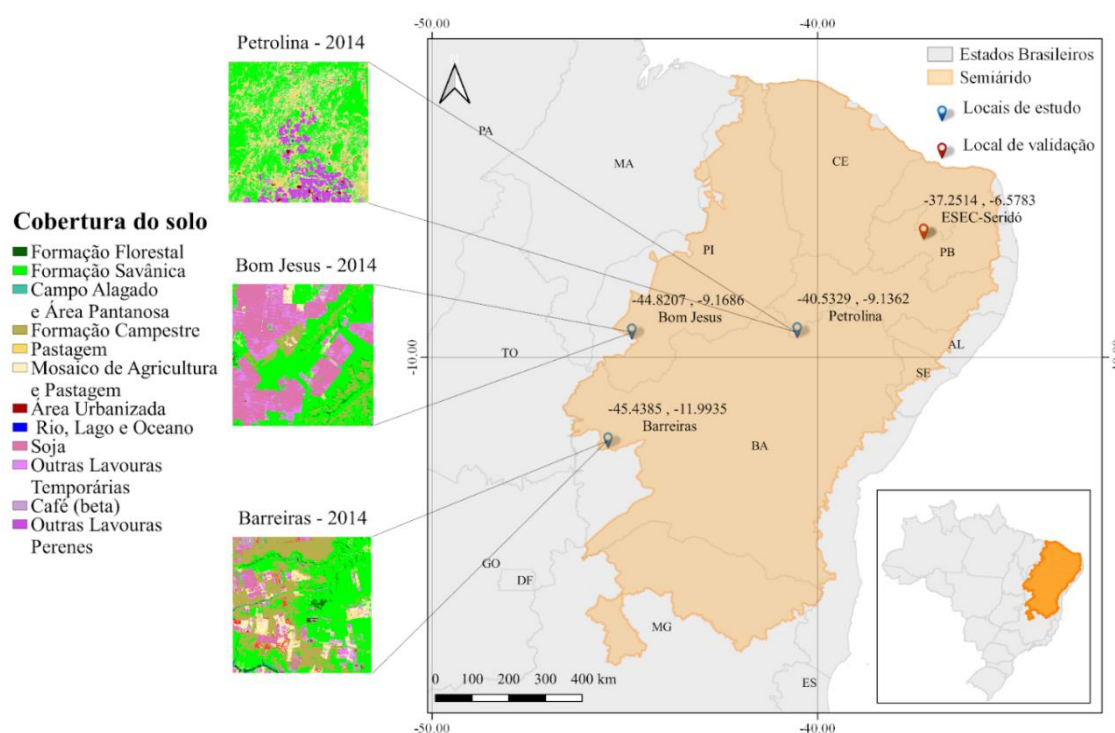
S, e 34,8° W e 46° W (MARENGO et al., 2016). Abrange os estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte, Sergipe e Minas Gerais.

O clima a que esta imensa região está submetida é o clima semiárido, que é notadamente o clima típico do Nordeste do Brasil, ocorrendo basicamente em paisagens onde a precipitação anual média é inferior a 800 mm. Uma definição mais precisa é dada pela classificação climática de Koeppen (1948), que divide o clima semiárido em dois tipos climáticos: BSk - semiárido frio e BSh - semiárido quente. O tipo climático BSh é o existente no SAB, ele é caracterizado por escassez de chuvas; baixa nebulosidade; forte insolação; e temperaturas médias elevadas (por volta de 27°C). A umidade relativa do ar é normalmente baixa, e as poucas chuvas - de 250 mm a 750 mm por ano - concentram-se num espaço curto de tempo, provocando enchentes torrenciais (EMBRAPA, 1988).

O SAB caracteriza-se por apresentar irregularidade na distribuição das chuvas, solos rasos e rochosos – o que lhe confere baixa capacidade de armazenamento de água, pequeno sistema de drenagem e alta taxa de evapotranspiração. A ocorrência de períodos secos durante a estação chuvosa é frequente e, dependendo de sua intensidade e duração, podem causar, por exemplo, danos significativos às culturas de subsistência, produção agrícola predominante no semiárido, conseqüentemente afetando a agricultura familiar (ALVALÁ et al., 2017). A produção no semiárido é geralmente caracterizada pela pecuária extensiva e agricultura de subsistência com baixo investimento tecnológico e baixa produtividade, o que, pela ausência de estratégias alternativas, obriga os produtores a utilizarem os recursos naturais de forma intensiva e abusiva. Isso contribui para o agravamento da degradação do solo nesta região, principalmente devido à degradação das áreas utilizadas para pastagem (BEZERRA, 2016).

A vegetação característica desse tipo de clima é a xerófila, adaptada às condições de aridez, de fisionomia variada, denominada Caatinga. Este ecossistema é considerado extremamente importante do ponto de vista biológico, sendo um dos poucos que tem sua distribuição totalmente restrita ao território brasileiro. Levantamentos da flora e da fauna, mostram que a Caatinga possui considerável número de espécies endêmicas e, por isso, deve ser considerada um patrimônio biológico de valor incalculável (SILVA et al., 2010).

Figura 5 - Representação do semiárido brasileiro, com a localização das áreas utilizadas no estudo.

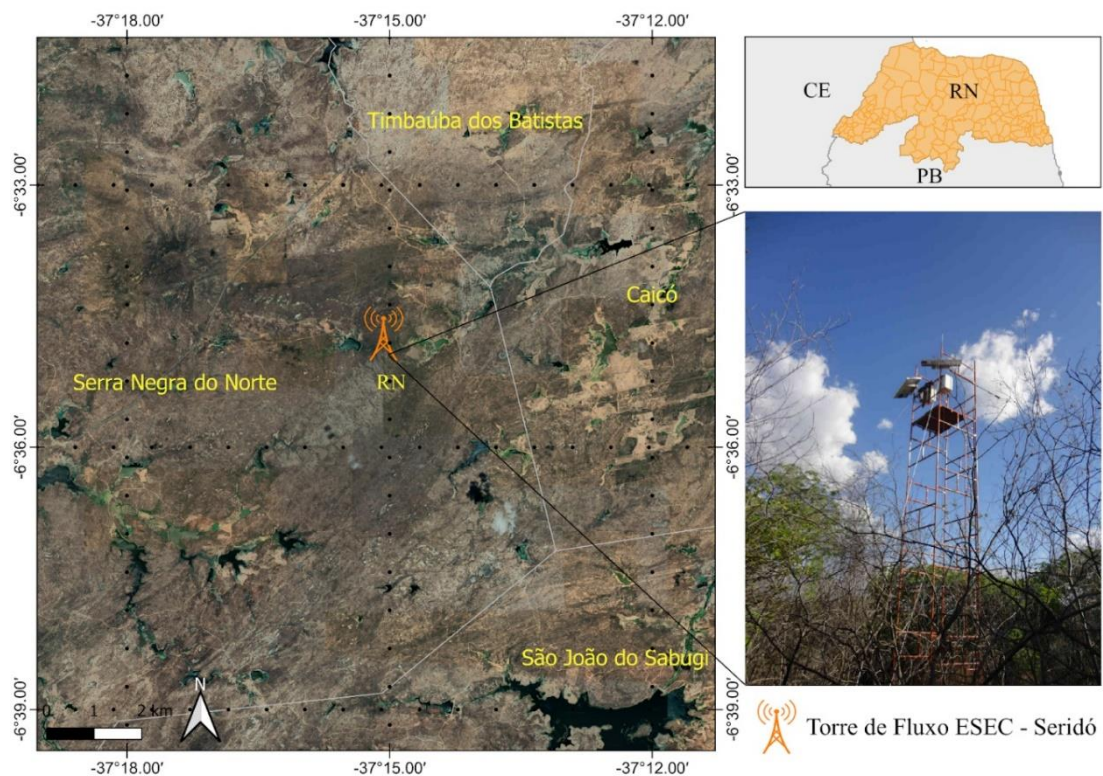


3.1. Áreas experimentais

Para avaliar a precisão do S-SEBI, as estimativas de ETr diária foram comparadas com base nos dados de ETr medidos *in situ* durante o ano de 2014 derivada da torre de fluxo ESEC-Seridó (Fig. 5) equipada com sistema de EC (Fig. 6). Essa torre pertence ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA) e está instalada em área preservada de Caatinga na Estação Ecológica do Seridó próximo ao município de Serra Negra do Norte - RN (Latitude: -6.5783, Longitude: -37.2514, a 205 metros acima do nível médio do mar). Segundo o mapa de vegetação do IBGE (1983), a vegetação da ESEC-Seridó está contida na classe Savana Estépica Parque, que caracteriza a fisionomia típica da região, é caracterizada como savana hiperxerófila, formado, em geral, por uma cobertura herbácea entremeada por árvores e arbustos esparsos (FERREIRA, 2021). Essa torre compõe a rede de estações micrometeorológicas do Observatório Nacional da Dinâmica da Água e de Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC), rede multidisciplinar de pesquisadores nacionais e internacionais que atuam no desenvolvimento de pesquisas experimentais e de modelagem da dinâmica de água e carbono no Semiárido do Nordeste do Brasil, além de ser administrada pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio).

A torre foi instalada em dezembro de 2013, quando passou por um período de um mês de testes e calibrações, passando a monitorar efetivamente as trocas de energia e massa (vapor d'água e CO₂) em 2014. O equipamento mede a concentração de dióxido de carbono (CO₂), quantificando as trocas de gás entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera, além de aferir o fluxo de calor e a temperatura do solo em quatro níveis; a velocidade do vento em três dimensões; a concentração de vapor de água; a temperatura e a umidade relativa do ar; e as radiações emitidas pelo sol, superfície e atmosfera. Para determinação de dados de superfície, as medidas das variáveis ambientais foram realizadas por sensores instalados na torre, que se encontra a altura superior ao dossel da vegetação. Os dados para avaliação das estimativas foram armazenados em Datalogger CR300 (Campbell Scientific, Inc., UT, USA), programado para fazer leituras das medidas a cada 30 segundos e armazenar uma média a cada 30 minutos.

Figura 6 - Torre micrometeorológica contendo sistema de Eddy Covariance para medições dos componentes do SEB, instalada na ESEC –Seridó em Serra Negra do Norte, RN.



Para avaliar a eficácia do S-SEBI, é proposta uma análise espacial com recortes de algumas regiões do SAB. Foram escolhidas três áreas: Petrolina - PE, Barreiras - BA e Bom Jesus - PI, nessas localidades foram determinadas a cobertura e uso do solo através do Projeto de Mapeamento Anual do Uso e Cobertura da Terra no Brasil (MapBiomias) utilizando a Coleção 6 (Fig. 5), em cada local foi estabelecido um buffer de 20x20 km, ilustrando áreas

perturbadas, principalmente devido ao desmatamento impulsionado pela expansão de terras destinadas à agropecuária, e que capturasse bem uma boa diversidade de coberturas do solo, com presença de áreas de floresta, agricultura e pastagem.

Área 1: Petrolina (Latitude: -9.1362, Longitude: -40.5329) inserida no estado de Pernambuco, está localizada em uma área mista de formação florestal savânica e não florestal campestre, e formação agropecuária de pastagens e lavouras temporárias e perenes; possui precipitação média anual é de 431,8 mm (MASCARENHAS et al., 2005), com período seco de nove meses e chuvas concentradas de fevereiro a abril; encontra-se inserida nos domínios da macrobacia do Rio São Francisco, o que favorece o desenvolvimento da pecuária extensiva e da produção agrícola monótona.

Área 2: Barreiras (Latitude: -11.9935, Longitude: -45.4385) faz parte da mesorregião do extremo oeste do estado da Bahia, e está localizada em uma área mista de formação florestal savânica e não florestal de campo alagado e área pantanosa e formação campestre, formação agropecuária de pastagens e lavouras de soja, café e outras lavouras temporárias e perenes. Possui duas estações climáticas bem definidas: a estação seca e fria (maio a setembro) e a estação chuvosa e quente (outubro a abril). A pluviosidade anual varia no sentido leste-oeste de 800 a 1.600 mm, concentrando-se nos meses de novembro a março (PASSO et. al., 2010). No setor agropecuário o município está bem posicionado, ocupando a terceira colocação entre os 15 maiores PIBs agropecuários do interior do Nordeste (IBGE, 2017).

Área 3: Bom Jesus, está localizada no sudoeste piauiense (Latitude: -9.1686, Longitude: -44.8207), nessa área ocorre formação florestal savânica e não florestal de campo alagado e área pantanosa e formação campestre, formação agropecuária de mosaico de agricultura e pastagem e lavouras de soja e outras lavouras temporárias. Com período sem chuva de quatro a cinco meses, é uma região caracterizada por mudanças significativas nas paisagens devido a intensa atividade do agronegócio, pois com a consolidação dos grandes projetos de grãos, há o aparecimento de uma paisagem mais homogênea ligada ao desmatamento da vegetação e a destruição das florestas (MINGOTI et al., 2014).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Descrição do algoritmo S-SEBI

A estimativa da evapotranspiração real diária (ET_r - mm) foi obtida a partir da aplicação do algoritmo S-SEBI, proposto por Roerink et al. (2000), utilizando dados de sensoriamento remoto. Nessa metodologia, a obtenção da ET_r é baseada na FE. No entanto, diferentemente de outros modelos SEB, como SEBAL, no qual a FE, geralmente, se utiliza da equação do balanço de energia (BASTIAANSSEN et al., 1998), no S-SEBI os fluxos instantâneos de calor sensível (H) e latente (LE) não são calculados como parâmetros separados (ROERINK et al., 2000). Ao considerar a FE instantânea igual a FE diária, a ET_r diária foi estimada com base em Bastiaanssen (2000) e, com o objetivo de incorporar diretamente um fator de umidade do solo (SF) no cálculo da ET_r, a equação foi adaptada, sendo descrita na Equação 2.

$$Etr_d = \frac{86400}{(2.501 - 0.00236 * Tar)^{106}} * FE * SF * Rn_d \quad (\text{Eq. 2})$$

onde R_{nd} é a radiação líquida diária (W/m²) e Tar é a média diária de temperatura do ar.

4.1.1. Fração evapotranspirativa (FE)

A FE é calculada no balanço de energia de superfície instantânea. No método S-SEBI (ROERINK et al., 2000), a FE diária é determinada através das relações de temperaturas existentes entre as refletâncias de superfície, onde a Ts é relacionada a umidade do solo e, portanto, aos fluxos, podem ser estimados para toda a área de estudo por meio da Equação 3:

$$FE = \frac{TH - TS}{TH - TLE} \quad (\text{Eq. 3})$$

onde TH (K) é referente a temperatura do pixel quente, localizado sobre áreas de solo seco e nu; TLE (K) é referente a temperatura do pixel frio, localizado sobre cobertura do solo úmidas e vegetados; TS (K) é referente a temperatura de superfície em cada pixel, que foi obtida através do produto MODIS MOD11A1.061 - *Terra Land Surface Temperature and Emissivity Daily Global 1km*. A seleção dos pixels âncora, quentes e frios, para obter as temperaturas (TH e TLE), foi feita com base no albedo, NDVI e Ts, derivada do satélite.

Atribui-se percentis diferentes a esses parâmetros biofísicos para identificar a melhor combinação para seleção dos pixels. Para os pixels quentes foram selecionados valores de albedo e TS altos e valores de NDVI baixos, ao longo dos dias estudados. Esses valores

representam regiões homogêneas de baixa vegetação ou baixa irrigação. Para os pixels frios foram selecionados valores de albedo e TS baixos e valores de NDVI altos, ao longo dos dias estudados. Os percentis utilizados na seleção representam regiões homogêneas de vegetação vigorosa e irrigada. A seleção dos pixels âncora, quente (seco) e frio (úmido), para obter as temperaturas (TH e TLE), é descrita no item 4.5.

A composição de uma série temporal de FE pode apresentar falhas devido a presença de nuvens, e algumas das estimativas podem ser *outliers*, devido a imprecisões nos sistemas sensores. Dessa forma, o presente estudo considerou que a FE poderia ser constante em um intervalo de sete dias com intuito de se ter uma série temporal de FE preenchida. Para isso a FE diária foi submetida ao filtro temporal de mediana de sete dias. No processo de conversão da FE (preenchida) para ETr diária a sazonalidade ficou condicionada sob a influência do Rnd.

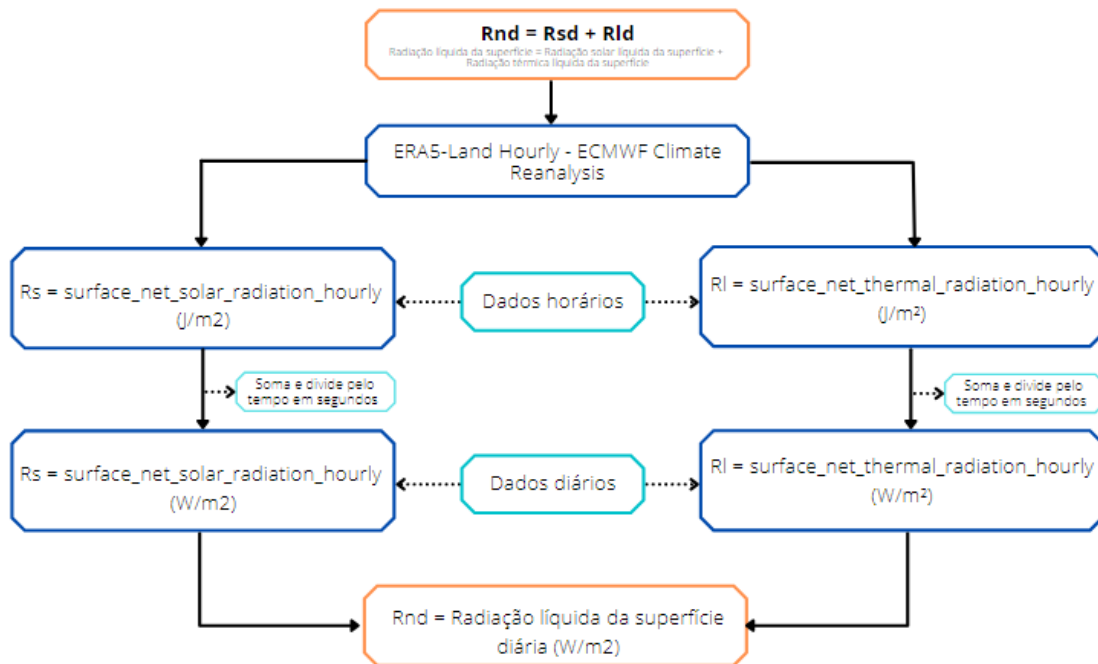
4.1.2. Radiação líquida diária (Rnd)

A equação da radiação líquida diária (Rnd) é apresentada na Equação 4. O Rnd corresponde soma da radiação solar líquida da superfície diária (Rsd) e a radiação térmica líquida da superfície diária (Rld). O Rsd corresponde à diferença entre a radiação solar descendente e a radiação solar refletida e o Rld é o balanço entre a radiação emitida pela superfície e pela atmosfera. Para o cômputo da Rnd, os valores destas variáveis foram obtidos do conjunto de dados de reanálise do ERA5-Land Hourly - ECMWF Climate Reanalysis. Os dados fornecidos são horários e dados em joules por metro quadrado (J/m^2). Os dados foram convertidos W/m^2 dia, acumulando os valores e dividindo pelo número de segundos de um dia. As bandas correspondentes às Rsd e Rld são, respectivamente, apresentadas na Tabela 5.

$$Rnd = Rsd + Rld \quad (\text{Eq. 4})$$

As etapas de processamento dos dados para obtenção do Rnd podem ser visualizadas na Fig. 7.

Figura 7 - Fluxograma das etapas da determinação da radiação líquida diária (Rnd) usando dados do ERA5-Land no GEE.



4.1.3. Albedo da superfície (α) e NDVI

O albedo da superfície (α) é um coeficiente de reflexão definido como a razão entre o fluxo radiante refletido e o fluxo radiante incidente sobre o espectro solar. É calculado usando informações de imagem de satélite sobre radiância espectral para cada banda de satélite (WATERS et. al., 2002). Depende do tipo de vegetação, do grau de umidade e do ângulo da radiação incidente (COLLISCHONN; DORNELLES, 2013). O produto MCD43A4 fornece os valores de refletância à superfície. Aqui, integramos a refletância da banda na superfície seguindo Starks et al. 1991 onde:

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 \rho_{s,b} * wb \quad (\text{Eq. 5})$$

onde wb é um coeficiente de ponderação que representa a fração da radiação solar na superfície que ocorre dentro da faixa espectral representada por uma banda específica. Devido ao *striping* sistemático na Banda 5 do MODIS, o cálculo do albedo muitas vezes ignora a contribuição da banda 5 ($w_5 = 0,0$), de modo que o albedo da superfície é calculado a partir das bandas MODIS da seguinte forma (TREZZA et al., 2013):

$$\alpha = 0.215\rho_1 + 0.266\rho_2 + 0.242\rho_3 + 0.129\rho_4 + 0.112\rho_6 + 0.036\rho_7 \quad (\text{Eq. 6})$$

O cálculo para obtenção do NDVI é realizado através da razão entre a diferença da refletividade no infravermelho próximo (ρ_2) e a refletividade no vermelho (ρ_1), pela soma das mesmas (WATERS et al., 2002):

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (\text{Eq. 7})$$

em que ρ_1 e ρ_2 correspondem, respectivamente às bandas 1 e 2 do produto MODIS Nadir BRDF.

4.2. S-SEBI integrado à umidade do solo: uma nova abordagem no cálculo de FE

Os atuais modelos de balanço de energia de superfície com base física, incluindo o S-SEBI, não incorporam explicitamente dados de umidade do solo ao calcular os fluxos superficiais e a ETr, mas as condições de determinação das áreas secas não obedecem ao critério de solo seco, com evapotranspiração igual a zero. Esta suposição funciona bem quando a energia radiante disponível é o fator limitante para ETr, mas a ETr é superestimada sob condições de água limitada em regiões semiáridas e áridas. Para lidar com essa limitação, Gokmen et al. (2012) integrou explicitamente as informações de umidade do solo como um índice de estresse hídrico para correção de parâmetros de resistência aerodinâmica. Gokmen et al. (2012) utilizou uma função sigmóide (SF) porque se ajusta melhor ao quadro conceitual de regime de evapotranspiração limitado pela água. Neste estudo, a SF foi obtida através da Equação 8:

$$SF = \left[a + \frac{1}{(1 + \exp(b - c * SMrel))} \right] \quad (\text{Eq. 8})$$

os coeficientes a, b, c da Equação 8 foram determinados a partir de uma otimização realizada usando o pacote “solver” do software Microsoft Excel, aplicando a função de minimização no erro com o método GRG Nonlinear, reduzindo o erro entre os valores da ETr estimados no S-SEBI e observado na torre ESEC-Seridó. A raiz do erro quadrático médio (RMSE) foi o parâmetro utilizado para quantificar o desempenho dos valores estimados. Os valores dos coeficientes com melhor desempenho na estimativa da ETr foram utilizados nas simulações com o modelo S-SEBI. A SF é determinada usando um valor de umidade relativa do solo, SMrel, conforme apresentado na Equação 9:

$$SMrel = \frac{SM - SMmin}{SMmax - SMmin} \quad (\text{Eq. 9})$$

onde SM_{rel} é a umidade relativa do solo, SM é a umidade real do solo em (m^3/m^3), e SM_{min} e SM_{max} são os valores mínimos e máximos anuais de SM . Os valores de umidade do solo foram obtidos de dados de SR com alta resolução temporal que ajudaram a determinar os valores de SM_{min} e SM_{max} explicitamente para cada pixel.

Isso significa que os valores de umidade relativa do solo podem ser determinados para diferentes tipos de solo e representam as condições específicas de estresse hídrico de cada pixel. Uma função sigmóide para SF foi selecionada porque se ajusta melhor ao quadro conceitual de regime de evapotranspiração limitado pela água como também permite distinguir o comportamento contrastante dos campos irrigados e da paisagem extremamente seca que os circunda. De posse da SF a E_{Tr} diária foi determinada através da Equação 2.

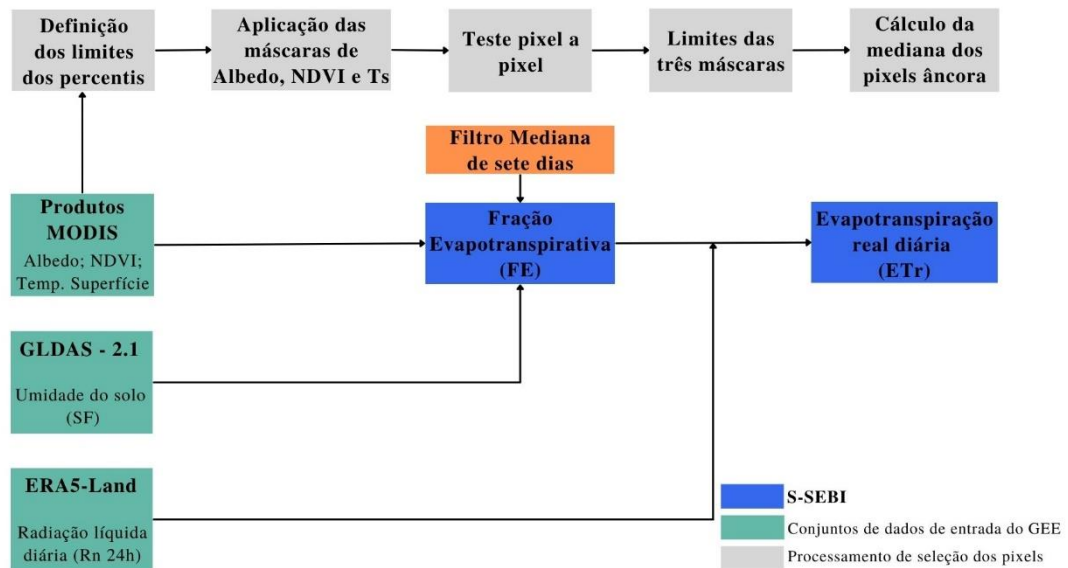
4.3. Implementação do S-SEBI no GEE

O Google Earth Engine (GEE) é uma plataforma de computação em nuvem em escala planetária para análise de grandes conjuntos de imagens de satélite e de dados geoespaciais (GORELICK et al., 2017). O algoritmo S-SEBI foi implementado no GEE (versão 0.1.217) utilizando as Interfaces de Programação de Aplicativos (APIs) JavaScript e Python. O pacote python geemap (WU, 2020) possibilitou a integração do Python com o ambiente GEE. O arquivo público de dados do GEE inclui mais de quarenta anos de imagens históricas e conjuntos de dados científicos, atualizados e expandidos diariamente (GORELICK et al., 2017).

O GEE fornece toda a coleção de produtos MODIS, dados GLDAS de 3 em 3 horas e dados ERA5-Land por hora, permitindo que o processamento possa ser realizado em diferentes regiões do mundo de forma rápida e eficiente, possibilitando aplicações ambientais em escalas locais, regionais e globais. A Fig. 8 apresenta as entradas, saídas e etapas de processamento aplicadas no GEE utilizando o S-SEBI.

A implementação do algoritmo se inicia com a criação de um buffer (tamanho do domínio) estabelecido a partir da coordenada correspondente a localização da torre ESEC-Seridó, o buffer empregado neste estudo foi de 500×500 km. Após essas considerações iniciais são determinadas todas as variáveis necessárias para implementação do modelo: radiação líquida diária, percentis de albedo, NDVI e T_s (para selecionar os pixels âncora), fração evapotranspirativa, incorporação da umidade do solo, e finalmente obtenção da E_{Tr} diária.

Figura 8 - Fluxograma do S-SEBI, mostrando o conjunto de dados de entrada, bem como funções do GEE para o processamento de dados para estimar a ETr diária.



Quatro cenários para determinação da ETr utilizando o S-SEBI foram avaliados: I) estimativa da ETr original (sem nenhuma correção), II) estimativa da ETr a partir da FE mediana constante em sete dias, III) estimativa da ETr com a incorporação da umidade do solo na FE, e IV) estimativa da ETr com os cenários II e III.

4.4. Base de dados

Os produtos utilizados da plataforma do GEE foram do período de 01 de janeiro a 31 de dezembro do ano de 2014, devido à disponibilidade de dados presentes na torre de EC. A Tabela 5 resume as coleções de imagens, bem como informações sobre seu código de identificação no GEE, disponibilidade de dados e resolução espacial e temporal. Os dados MODIS utilizados neste estudo apresentam frequência diária, e utilizou-se os produtos de refletância (MCD43A4 V6) e temperatura de superfície (MOD11A1 V6.1).

O produto MCD43A4 V6 combina dados dos satélites Terra e Aqua, em uma série contínua diária de refletância da superfície com 500 metros de resolução espacial. Para que as séries refletância sejam contínuas, os dados são ponderados temporalmente até o nono dia, que é refletido na data juliana no nome do arquivo. As bandas de refletância de ondas curtas necessárias para o cálculo do albedo e NDVI, foram obtidas do MCD43A4. O produto MOD11A1 forneceu os valores diários da Ts.

Os dados meteorológicos foram obtidos do conjunto de reanálise do ERA5-Land (MUÑOZ, 2019) em resolução temporal horária, com dados de 1981 até o presente, incluindo radiação solar líquida da superfície diária (Rsd) e radiação térmica líquida da superfície diária (Rld). O ERA5-Land foi escolhido devido à sua cobertura global e alta resolução espacial e temporal quando comparado a outros dados de reanálise disponíveis no GEE.

Os dados para incorporação da umidade do solo foram obtidos utilizando o *Global Land Data Assimilation System - GLDAS - 2.1* (RODELL et. al., 2004), com dados diários de janeiro de 2000 até o presente e resolução de 27830 m, essa coleção ingere produtos de dados observacionais baseados em satélite e terrestre, usando técnicas avançadas de modelagem de superfície terrestre e assimilação de dados, e gera campos ideais de estados e fluxos de superfície terrestre.

Tabela 5 - Descrição dos conjuntos de dados disponíveis na plataforma GEE que são usados no S-SEBI.

Produto	ID GEE	Bandas	Cobertura de tempo	Resolução
<i>ERA5-Land Hourly - ECMWF Climate Reanalysis</i>	<i>ECMWF/ERA5_LAND/HOURLY</i>	<i>surface_net_solar_radiation_hourly</i> <i>surface_net_thermal_radiation_hourly</i>	Jan/1981-presente	11132 m
<i>MCD43A4.006 MODIS Nadir BRDF - Adjusted Reflectance Daily 500m</i>	<i>MODIS/006/MCD43A4</i>	<i>Nadir_Reflectance_Band1 até Nadir_Reflectance_Band7</i>	Fev/2000 - presente	500 m
<i>MOD11A1.061 Terra Land Surface Temperature and Emissivity Daily Global 1km</i>	<i>MODIS/061/MOD11A1</i>	<i>LST_Day_1km</i>	Fev/2000 - presente	1000 m
<i>GLDAS-2.1: Global Land Data Assimilation System</i>	<i>NASA/GLDAS/V021/NOAH/G025/T3H</i>	<i>SoilMoi0_10cm_int</i>	Jan/2000 - presente	27830 m

Produto	ID GEE	Bandas	Cobertura de tempo	Resolução
<i>CHIRPS Daily: Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station Data</i>	<i>UCSB-CHG/CHIRPS/DAILY</i>	<i>precipitation</i>	Jan 1981 - presente	5566 m

Neste estudo, para apresentar o comportamento da chuva e avaliar a influência nos períodos secos e úmidos, foram utilizados dados de precipitação global do *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station - CHIRPS*, pertencente ao grupo CHG (*Climate Hazards Group*). Esse conjunto de dados baseia-se em abordagens anteriores de técnicas de interpolação inteligentes e estimativas de precipitação, com recorde de alta resolução (0,05°; ~5,3 km) e longo período com base em observações do infravermelho térmico, fazendo uma combinação de estimativas de precipitação baseadas em satélites e dados de campo (FUNK et al., 2015).

4.5. Seleção automática dos pixels âncoras

Neste trabalho, foi adaptada a metodologia apresentada em Silva et al. (2019) que utiliza características distintas dos três parâmetros biofísicos (Albedo, NDVI e Ts), para selecionar automaticamente os pixels âncoras. A seleção dos pixels âncora é definida entre intervalos, fazendo com que apenas os pixels que possuem todas as características de bons candidatos a pixels quentes e frios sejam selecionados a partir da imagem. Para a seleção do pixel quente, o primeiro passo consistiu em selecionar aqueles pixels cujos valores de albedo estão entre os percentis de 50% e 75%, e com valores de NDVI maiores que 0,1 e menores que o percentil de 15%.

Após essa primeira seleção, um refinamento é aplicado selecionando apenas os pixels desse primeiro conjunto que possuem valores de Ts entre os percentis de 85% e 97%. Utilizando o conjunto de pixels que atenderam a esses critérios, o valor mediano de Ts foi calculado para estabelecer um valor único para descrever as características do pixel quente, a mediana é aplicada porque o uso de valores médios minimiza os efeitos dos pixels extremos. Foi aplicado procedimento semelhante para selecionar o pixel frio, mas com limites diferentes, para o albedo

os pixels selecionados estavam entre os percentis de 25% e 50%, para o NDVI com valores maiores que o percentil de 97%, e para TS valores menores que o percentil de 20%.

A Tabela 6 mostra os valores dos percentis usados como limites para cada parâmetro biofísico para o conjunto de imagens usadas neste estudo. Salienta-se que o procedimento para encontrar os pixels âncoras foi realizado diariamente. A Fig. 7 apresenta o fluxograma com todas as etapas para a seleção automática dos pixels âncora (quente e frio). Os critérios de seleção garantem que o S-SEBI defina valores razoáveis para os pixels âncora com base em todos os pixels elegíveis (SILVA et al., 2019).

Tabela 6 - Metodologia utilizada para a seleção dos pixels âncoras.

Pixels âncoras		
	Pixel quente	Pixel frio
Etapa 1	P50% < Albedo < P75% e 0,10 < NDVI < P15%	P25% < Albedo < P50% e NDVI > P97%
Etapa 2	dos pixels da Etapa 1, seleciona-se os pixels com P85% < Ts < P97%	dos pixels da Etapa 1, seleciona-se os pixels com Ts < P20%
Etapa 3	Do conjunto de pixels que atenderam as etapas anteriores, foi calculado o valor mediano de Ts para estabelecer um valor único que descreve as características dos pixels âncoras	

P = percentil.

Os valores iniciais dos percentis atribuídos a Ts e NDVI são os mesmos estabelecidos na metodologia proposta por Allen et al. (2013). O uso de altos valores de NDVI para selecionar pixels úmidos assume que as superfícies vegetadas representam melhor as condições de pixels úmidos do que solo úmido ou corpos d'água, embora o pixel úmido possa ocorrer em áreas com cobertura vegetal mínima em algumas épocas do ano, como no início da estação de crescimento. Os candidatos a pixels frios (úmidos) são selecionados em áreas bem vegetadas, enquanto os candidatos a pixels quentes (secos) ficam nas áreas menos vegetadas. Normalmente, a extremidade fria está em condições hidrometeorológicas, uma vez que os percentis padrão foram calibrados e recomendados para climas semiáridos (ALLEN et al., 2013).

4.6. Comparação do S-SEBI utilizando a ETr fornecida pelo MOD16

Para comparar a precisão do S-SEBI, foi utilizada a estimativa da ETr feita pelo modelo MOD16, o produto MOD16A2 Versão 6 (VI) Evapotranspiração é um conjunto de dados composto de 8 dias produzido com resolução de pixel de 500 m. O algoritmo usado para a coleta do produto de dados MOD16 é baseado na lógica da equação de *Penman-Monteith*, que inclui entradas de dados de reanálise meteorológica diária juntamente com produtos de dados de sensoriamento remoto do MODIS, como dinâmica de propriedade da vegetação, albedo, e cobertura da terra. Os produtos de dados são arquivados em um DAAC (*Distributed Active Archive Center*) da NASA (RUNNING et al., 2017). A ETr diária total é dada pela soma da evaporação da superfície do solo, evaporação da superfície molhada do dossel e transpiração da superfície seca do dossel.

A radiação líquida disponível é particionada entre o dossel e a superfície do solo com base na fração de cobertura vegetal, a fim de reduzir o número de entradas de conjuntos de dados MODIS e simplificar o algoritmo, usamos a fração de radiação fotossinteticamente ativa. O MOD16 também considera a fração de superfície molhada do pixel retirado de Fisher et al. (2008), calculada em função da umidade relativa, representando a fração de vegetação e solo coberto por água (MU et al., 2011).

Quatro bandas são fornecidas no produto MOD16A2: Evapotranspiração composta (ET), Fluxo de calor latente (LE), ET potencial (PET) e LE potencial médio (PLE) juntamente com uma banda de controle de qualidade. Os valores de pixel para as duas camadas de evapotranspiração (ET e PET) são a soma de todos os oito dias dentro do período composto e os valores de pixel para as duas camadas de calor latente (LE e PLE) são a média de todos os oito dias dentro do período composto.

O último período de aquisição de cada ano é um período composto de 5 ou 6 dias, dependendo do ano. Os produtos de dados globais MOD16 cobrem os 109,03 milhões de km² de áreas de terra vegetada global e projetados para o sensor MODIS a bordo das plataformas Aqua e Terra, começando em 2001 e continuando até o presente (RUNNING et al., 2017). Os dados do MOD16 para a ETr estão disponíveis gratuitamente em <http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>. Para comparação do modelo, usamos os dados de ETr de 8 dias (banda ET) do MOD16 disponíveis no GEE.

4.7. Métricas estatísticas de desempenho

Para avaliar o desempenho do S-SEBI e compará-lo com os dados medidos para o ano de 2014 na torre de fluxo de covariância turbulenta, foi utilizado três métricas estatísticas de desempenho: (i) Raiz do Erro Quadrático Médio - RMSE (Equação 10), (ii) Coeficiente de Eficiência de Nash–Sutcliffe - NSE (Equação 11) e o (iii) coeficiente de determinação - R^2 (Equação 12). O RMSE representa o desvio padrão da amostra das diferenças entre valores estimados e de linha de base, que é uma medida de precisão nos valores estimados, com limite inferior zero implicando um ajuste perfeito, e valores crescentes de forma progressiva e infinita para modelos com pior desempenho.

Por definição essa métrica é sensível à escala dos dados (intervalos das variáveis descritivas) (CHAKRABORTY; ELZARKA, 2018), a presença de valores extremos no conjunto de dados de teste agrava o aumento desse erro, é mais sensível a erros maiores devido ao processo de quadratura que o produziu. NSE é calculado como um menos a razão da variância do erro da série temporal estimada dividida pela variância da série temporal observada (NASH; SUTCLIFFE, 1970), para um ajuste perfeito com variância do erro de estimação igual a zero, entre os dados simulados e observados, a eficiência resultante é igual a 1 ($NSE = 1$), por outro lado, um modelo que produz uma variância de erro de estimativa igual à variância da série temporal observada resulta em uma eficiência de 0,0 ($NSE = 0$), no caso de uma série temporal modelada com uma variância de erro de estimativa significativamente maior que a variância das observações ($NSE < 0$), significa que o uso da média dos dados observados é melhor que a simulação feita (BRIGHENTI et al., 2016).

O R^2 pode ser interpretado como a proporção da variância na variável dependente que é previsível a partir das variáveis independentes, é obtida, na regressão linear simples, elevando-se o coeficiente de correlação de Pearson ao quadrado (WRIGHT, 1921). O R^2 é limitado superiormente pelo valor 1, obtido para ajuste perfeito; pode assumir valores na faixa (0, 1) de acordo com a relação mútua entre a verdade e o modelo de predição, quanto mais próximo de 1, mais explicativo é o modelo linear, ou seja, melhor ele se ajusta à amostra (CHICCO et al., 2021).

$$RMSE = \sqrt{\sum_i^n \left(\frac{(X_{est} - X_{obs})^2}{n} \right)} \quad (\text{Eq. 10})$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs} - X_{est})^2}{\sum_{i=1}^n (X_{obs} - \bar{X}_{obs})^2} \quad (\text{Eq. 11})$$

$$R^2 = \frac{\sum_i^n (X_{est} - \overline{X_{obs}})^2}{\sum_i^n (X_{obs} - \overline{X_{obs}})^2} \quad (\text{Eq. 12})$$

onde, n = quantidade de valores presentes nas séries observada e estimada, X_{est} = valor estimado, X_{obs} = valor observado, e $\overline{X_{obs}}$ é a média das observações.

5. RESULTADOS

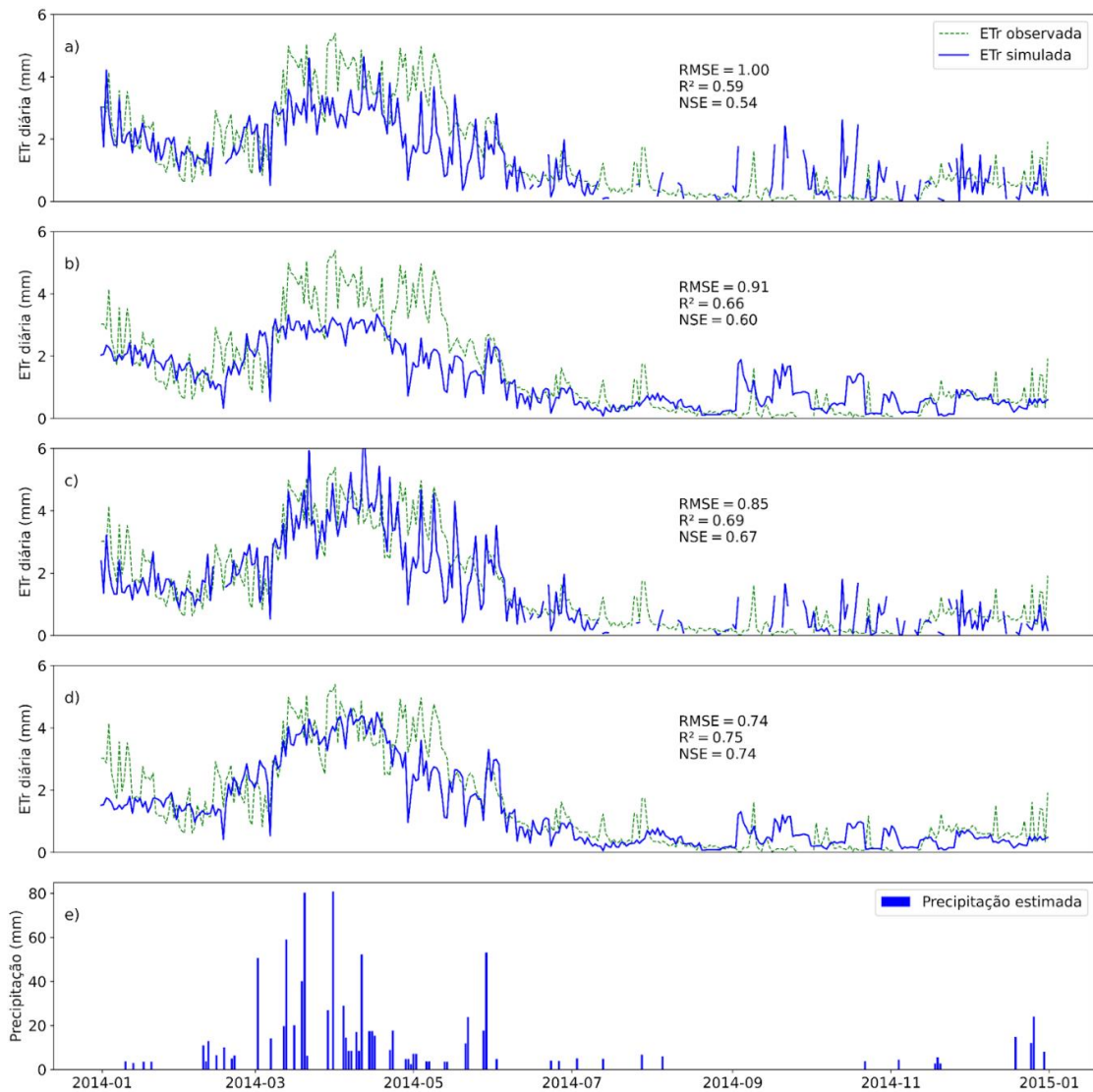
5.1. Validação das estimativas da ETr pelo S-SEBI

As estimativas de ETr diárias pelo S-SEBI mostraram ótima precisão quando comparadas aos dados de ETr da torre de fluxo ESEC-Seridó (Fig. 9). É possível observar que o algoritmo mostra uma boa sazonalidade ao longo do ano, com transições coerentes entre os períodos secos e úmidos. No primeiro cenário proposto (Fig. 9a), considerando a aplicação do S-SEBI sem nenhum tipo de correção, obtemos um RMSE de 1,00 mm/dia, R^2 de 0,59 e NSE de 0,54.

Nesta condição, o S-SEBI apresenta uma subestimação da ETr, especialmente no período úmido (março - maio), quando ocorrem os maiores valores de ETr. No período seco, entre os meses de setembro e novembro, há uma superestimação da ETr. No segundo cenário (Fig. 9b) corresponde ao processamento que foi submetido ao filtro de mediana de sete dias para a FE, nesse cenário obteve-se uma série mais uniforme com melhor desempenho estatístico em relação ao primeiro cenário, com indicadores RMSE = 0,91 mm/dia, R^2 = 0,66 e NSE = 0,60. Contudo, houve maior discrepância temporal da série de ET, subestimando o período úmido e superestimando o período seco.

Observa-se a influência da umidade do solo na seleção das áreas de contraste seco e úmida e a estimativa da ETr (Fig. 9c). O ajuste da função sigmóide para uma definição ótima de SF e calibração com os dados ET da torre, obteve-se os parâmetros a , b , c com 0,3, 0,5 e 4, respectivamente. Como resultado, há uma melhoria geral nos valores de desempenho, 15% em termos de RMSE (1,00 para 0,85) e de R^2 (0,59 para 0,69), e 25% com relação ao NSE (0,54 para 0,67). O gráfico da Fig. 9c indica um comportamento temporal mais ajustado, sem as subestimativas observadas nos períodos úmidos e secos.

Figura 9 - Valores diários de ETr simulada pelo algoritmo S-SEBI e ETr observada pela torre de Eddy Covariance ESEC-Seridó, em 2014: (a) valores sem utilização do fator de correção da umidade do solo, (b) valores com a ETr calculada a partir da mediana da FE de sete dias, (c) valores com utilização do fator de correção da umidade do solo e (d) valores tanto com o fator de umidade do solo como fazendo a mediana da FE de sete dias, em (e) é apresentada a precipitação diária para o ano de 2014 com base nos dados CHIRPS.



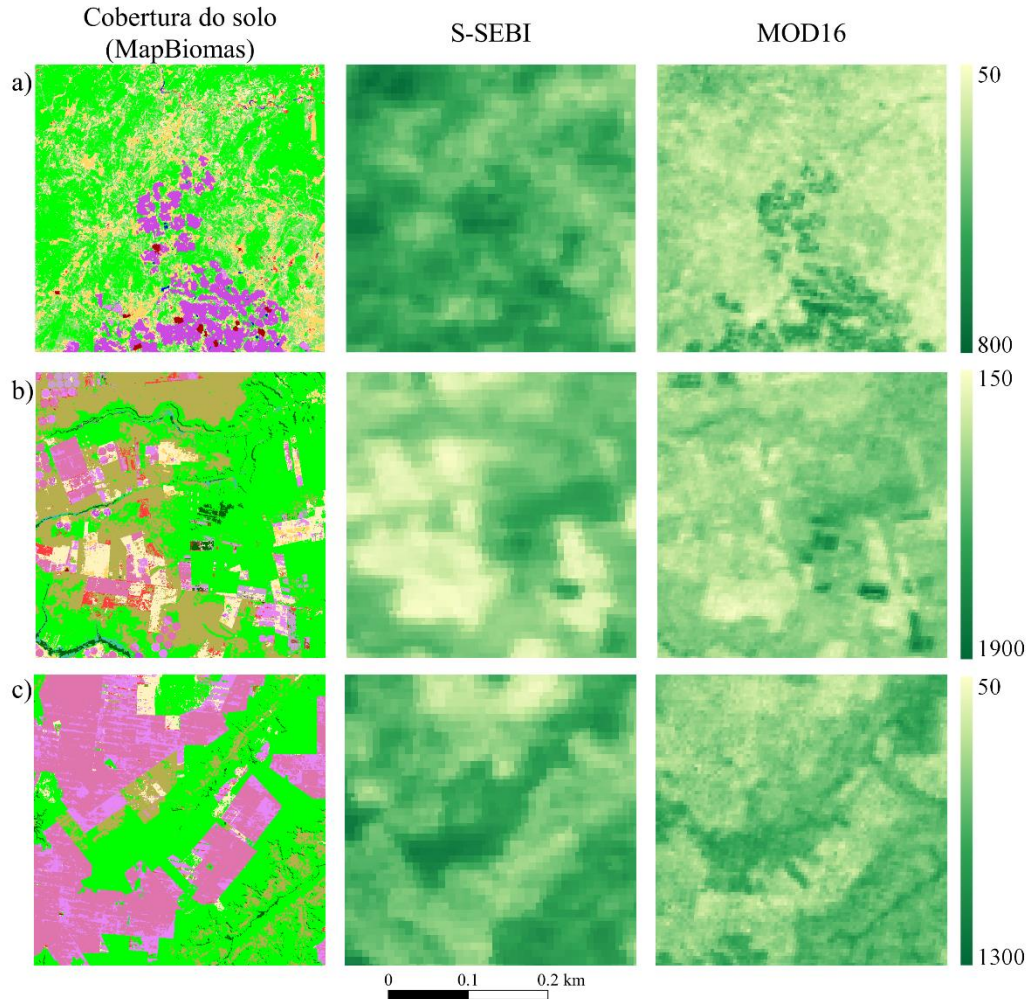
O SF integrado ao S-SEBI captura muito melhor os altos valores de ETr para os meses mais chuvosos, nota-se também para as faixas de ETr mais baixas que esta configuração funciona bem, como observado nos meses menos chuvosos. A Fig. 9c mostra que a diferença entre a ETr simulada e a observada é maior nos períodos imediatamente após alguns eventos chuvosos, quando a disponibilidade de água é alta para Etr. A condição de aplicação do filtro de mediana de sete dias e a correção de umidade é apresentada na Fig. 9d, este apresentou o

melhor desempenho. As métricas de desempenho indicam valores de RMSE = 0,74 mm/dia, $R^2 = 0,75$ e NSE = 0,74. A série estimada de ETr pelo S-SEBI apresenta comportamento temporal com maior aderência a série de ETr observada pelo sistema de correlações turbulentas de ESEC-Seridó. O quarto cenário foi adotado para representar a simulação da ETr pelo S-SEBI, e gerar os resultados que se seguem para analisar o comportamento espacial nas três áreas do SAB selecionadas: Petrolina - PE, Barreiras - BA e Bom Jesus - PI.

5.2. Estimativas do S-SEBI e MOD16 em três localidades do semiárido

A comparação do padrão espacial considerando a ETr acumulada anual entre o S-SEBI e o MOD16 é apresentada na Fig. 10 nas três localidades escolhidas do semiárido brasileiro. Os dois modelos apresentam um padrão espacial semelhante. No entanto, o S-SEBI mostra uma superestimação de ETr em relação ao MOD16 em Petrolina e Bom Jesus e uma subestimação em Barreiras. As menores taxas de ETr são observadas em Petrolina (Fig. 10a), região com presença relevante de formação florestal e lavouras temporárias e perenes. Nesta localização o S-SEBI variou de 170 a 765 mm já o MOD16 de 86 a 746 mm. Em Barreiras (Fig. 10b), caracterizada por intensa atividade agropecuária, o S-SEBI variou de 181 a 1448 mm e o MOD16 apresentou valores entre 184 a 1873 mm. Em Bom Jesus (Fig. 10c), área com terras agrícolas irrigadas e relevante produção de soja, o S-SEBI obteve ETr acumulada anual entre 102 e 1176 mm e o MOD16 variou de 181 a 970 mm. Devido a diferenças na resolução espacial, o S-SEBI com estimativas de ETr derivadas de imagens MODIS com 1000 m e o MOD16 com 500 m, mostrou maior discretização espacial em escala mais compatível com a variação das coberturas do solo nas três regiões.

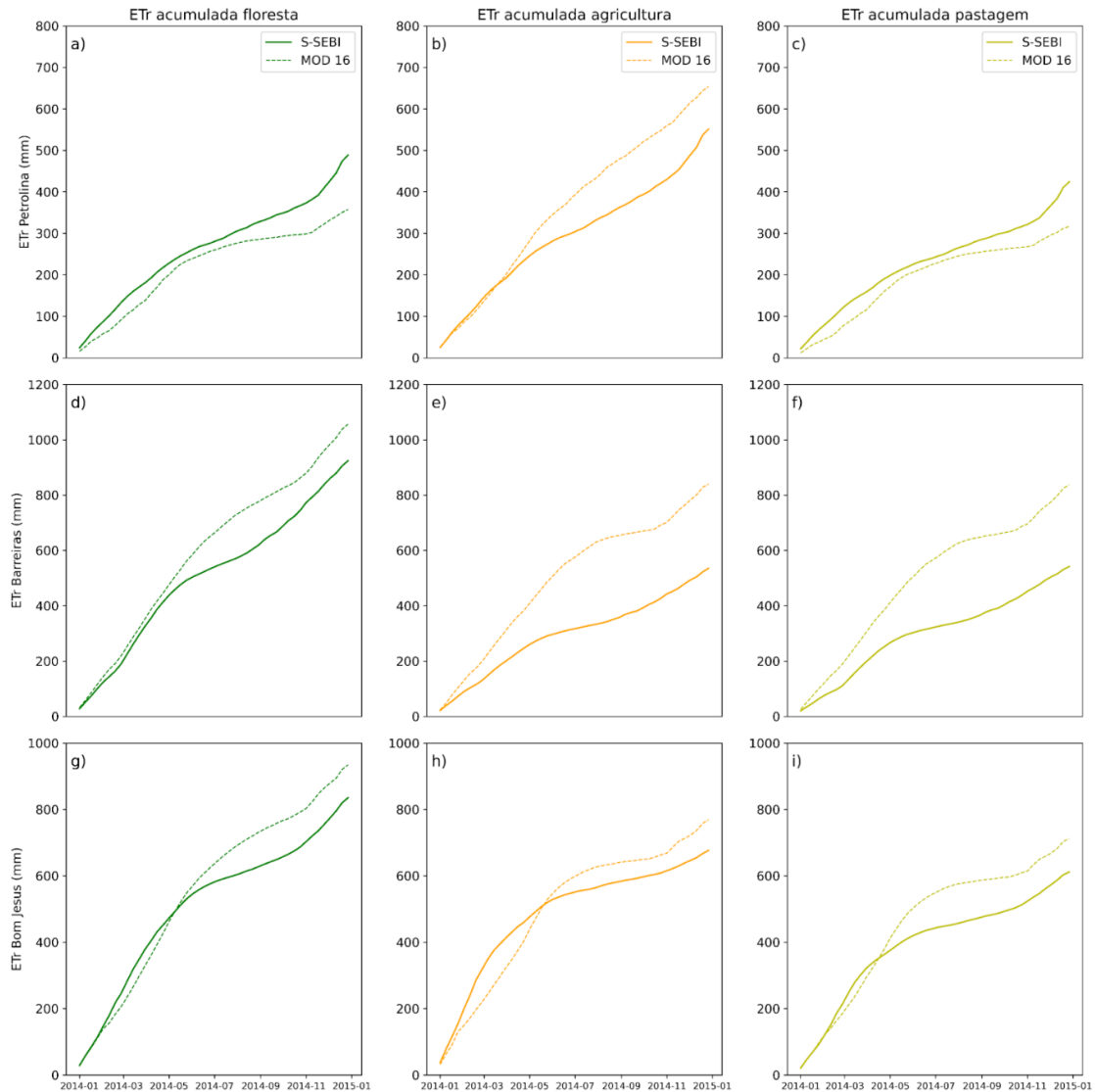
Figura 10 - Padrões espaciais de estimativas de evapotranspiração real anual (mm) para o ano de 2014 derivadas dos modelos S-SEBI e MOD16 em três localidades do semiárido brasileiro: (a) Petrolina - PE; (b) Barreiras - BA; (c) Bom Jesus - PI.



5.3. Comparação do S-SEBI com o MOD16 em algumas coberturas de solo

A ETr do S-SEBI foi comparada com a série obtida pelo MOD16, considerando apenas algumas coberturas específicas de uso do solo, para representar áreas de floresta, agricultura e pastagem, nos três recortes do semiárido. A Fig. 11 mostra as séries simuladas a partir desses modelos. Os dados estão organizados a cada 8 dias, seguindo a resolução temporal dos dados MOD16.

Figura 11 - Valores acumulados da ETr simulada pelos algoritmos S-SEBI e MOD16 nas três localidades do semiárido brasileiro, selecionando em ambas as áreas coberturas de solo correspondentes a floresta, agricultura e pastagem.



Em Petrolina, foram escolhidas as classificações disponibilizadas pelos Mapbiomas: Formação Savânica, Outras Lavouras Perenes e Pastagem. Para Barreiras e Bom Jesus as classificações do Mapbiomas selecionadas foram Formação Savânica, Soja e Mosaico de Agricultura e Pastagem. A representação das coberturas de floresta e pastagem em Petrolina é apresentada nas Figs. 11a e 11c, observa-se para estas coberturas que o S-SEBI apresentou maior valor de ETr acumulada que o MOD16, mas com um comportamento muito similar da curva de acúmulo da ETr. Em relação à agricultura (Fig. 11b), observou-se maior estimativa do MOD16. Em Barreiras observa-se que para floresta (Fig. 11d), agricultura (Fig. 11e) e pastagem

(Fig. 11f), o S-SEBI apresentou comportamento muito semelhante para floresta, valores menores no acumulado anual para as outras duas coberturas do solo.

Na região de Bom Jesus para formação florestal (Fig. 11g) os valores acumulados da ETr pelo S-SEBI são maiores nos cinco primeiros meses do ano e a partir deste período o MOD16 se mostra com valores maiores no resto do ano. Para agricultura (Fig. 11h) e mosaico de agricultura e pastagem (Fig. 11i), os valores da ETr acumulada foram maiores no primeiro semestre do ano e menores no segundo semestre do ano na comparação entre o S-SEBI e o MOD16, com valores bem semelhantes em relação a essas duas coberturas de solo.

6. DISCUSSÕES

A baixa demanda computacional devido ao número reduzido de etapas de processamento quando comparadas a outros algoritmos de SEB que estimam a ETr por SR é um dos elementos mais importantes para facilitar o processo em escala regional. Apesar do baixo número de etapas de processamento e demanda por dados de superfície, o algoritmo demonstrou bom desempenho, na comparação com dados instrumentais. Algoritmos baseados em SR para obtenção da ETr diária, a partir do balanço de energia não levam em consideração a disponibilidade de água no solo.

Os efeitos da evaporação do solo, redistribuição da umidade do solo, regulação estomática e transpiração relacionada, e armazenamento de interceptação são todos implicitamente incorporados na temperatura resultante da superfície da terra (GOKMEN et al., 2012). Essa simplificação costuma ser adequada onde a energia disponível é o fator limitante para a ETr, mas surgem problemas quando a disponibilidade hídrica se torna limitante para a ETr, o que muitas vezes será o caso em regiões semiáridas (GOKMEN et al., 2012). Por isso, esse estudo integrou dados de umidade do solo explicitamente no cálculo da fração evapotranspirativa, que influencia diretamente na obtenção da ETr introduzindo um fator de escala dependente da umidade do solo, com o intuito de melhorar o mapeamento da ETr pelo S-SEBI para regiões semiáridas.

O SF calculado neste estudo deve ser usado com cautela, uma vez que foi recuperado usando dados medidos durante apenas um ano pelo sistema de correlações turbulentas. Além disso, o fator tem sazonalidade e é altamente dependente das características da superfície. Portanto, sugere-se que este fator seja atualizado periodicamente assim que novos dados são disponibilizados, garantindo sua utilização operacional. A calibração automática na seleção dos

pixels âncora mostrou-se uma ferramenta eficiente para a aplicação do S-SEBI, tornando tal aplicação uma tarefa menos complexa, assim, minimizando a ocorrência de erros com um tempo de execução muito menor do que o necessário caso a seleção fosse realizada de forma manual.

As variações nas estimativas da ETr se devem principalmente à escolha dos pixels âncora, uma vez que essas escolhas influenciam diretamente na determinação do cálculo da FE, que é uma variável fundamental para a estimação da ETr. O processo de automação reduz muito o tempo gasto com mão de obra e aumenta o potencial de aplicações do algoritmo para regiões semiáridas, uma vez que pode lidar com a alta variabilidade nos parâmetros biofísicos entre as estações dessas regiões. Além disso, a seleção automática reduz consideravelmente os possíveis erros do modelador, que são inerentes durante uma aplicação manual (SILVA et al., 2019).

Embora os padrões temporais dos pixels selecionados neste estudo pareçam ser coerentes, sua representatividade pode ser discutível, especialmente considerando a extensão da área de domínio. Isso se deve ao fato do algoritmo ser altamente sensível ao domínio espacial, o que pode alterar significativamente a precisão da ETr (TANG et al., 2013) quando os pixels âncora apresentarem valores discrepantes (LONG et al., 2011).

A seleção dos pixels quentes e frios com base nos percentis de Albedo, NDVI e Ts apresentam sensibilidades diferentes quando modificados, para o presente estudo, os valores estimados de ETr são mais sensíveis às mudanças nos percentis de Ts do que nos de NDVI. Diferenças em estimativas de ETr relacionadas aos percentis para calibração automatizada observadas em nossos resultados estão possivelmente associadas às condições climáticas, já que os percentis padrão foram ajustados para climas áridos e semiáridos (ALLEN et al., 2013).

Na comparação com o S-SEBI para várias coberturas de solo, as estimativas derivadas do MOD16 apresentaram maior incerteza, com subestimação em áreas com altas taxas de evapotranspiração do solo, como observado em BIGGS et al., 2016. Como o MOD16 é um modelo baseado em fenologia da vegetação como processos de superfície e a reanálise meteorológica como indicador de disponibilidade hídrica (SOUZA et al., 2019), sua precisão é menor em paisagens heterogêneas (LI et al., 2019). O método automatizado baseado em temperatura de superfície pode mapear com sucesso ET sazonal e pode fornecer estimativas melhores do que métodos baseados em vegetação em várias culturas irrigadas importantes.

A maioria das incertezas relatadas do MOD16 estão relacionados à baixa resolução espacial derivada de dados de reanálise meteorológica global usados como entradas (YANG et

al., 2015) e para a parametrização da tabela de consulta de propriedades de biomas (KIM et al., 2012; KIPTALA et al., 2013), que requer uma classificação precisa da cobertura do solo no espaço e no tempo.

Em relação à análise espacial da ETr por cobertura do solo, utilizando a classificação do solo do MapBiomass, a resolução do S-SEBI não mostrou uma boa adequação à cobertura do solo, mas a baixa resolução espacial não permitiu uma boa discretização dos alvos. No entanto, como o código é totalmente adaptável, a incorporação de outras coleções de cobertura ou outros conjuntos de dados de satélite, na banda espectral do infravermelho térmico para melhorar a resolução é altamente viável.

No geral, o S-SEBI apresentou um tempo de processamento computacional em torno de 2 a 3 minutos para gerar os resultados da ETr, sugerindo um grande potencial operacional de longas séries temporais de ETr em escalas regionais. Além disso, dado que o S-SEBI não requer nenhuma medição de solo como entrada, prevemos que esta ferramenta pode ser útil para estudos de grande escala sobre balanços hídricos e energéticos, bem como para gestão de recursos hídricos em regiões semiáridas (GOKMEN et al., 2012; LAIPELT et al., 2021).

7. CONCLUSÕES

A implementação do algoritmo S-SEBI para estimativa diária da ETr dentro do ambiente GEE, permite uma maneira rápida e precisa de estimar ETr em escalas regionais usando imagens MODIS e dados GLDAS e ERA5-Land, facilitando aplicações globais em áreas de dados escassos. A incorporação do fator de umidade do solo no cálculo da FE capturou bem a sazonalidade da ETr e provocou uma melhoria geral nas métricas estatísticas (15% em termos de RMSE (1.00 para 0.85) e de R^2 (0.59 para 0.69) quando os resultados são comparados aos dados observados na torre de EC.

No entanto, subestimou valores da ETr durante os meses úmidos e superestimou-os durante meses secos sem considerar a correção da umidade do solo. As chuvas reduziram drasticamente a partir de junho, apresentando seus valores mais baixos de agosto a outubro, com a estação seca estabelecida até dezembro, assim como a ETr, que permaneceu baixa até dezembro. Obteve-se a melhor configuração do S-SEBI no quarto cenário com a aplicação do filtro de mediana de sete dias e a correção da umidade do solo no cálculo da FE, nesse cenário as métricas de desempenho indicaram valores de RMSE = 0,74 mm/dia, R^2 = 0,75 e NSE = 0,74, fazendo com que a série estimada de ETr pelo S-SEBI apresentasse comportamento

temporal com maior aderência a série de ETr observada pelo sistema de correlações turbulentas da ESEC-Seridó.

A proposta de integração da umidade do solo no S-SEBI exige o ajuste dos coeficientes a, b, c da função sigmóide (SF), por meio da qual é incorporado a umidade do solo no cálculo da FE. Essa abordagem pode ser aplicada em outras regiões ou para mapeamento regional, continental ou global da ETr. O mapeamento aprimorado da ETr regional pelo S-SEBI integrado ao sensoriamento remoto tem um grande potencial para fornecer estimativas mais precisas dos fluxos de energia e água em regiões com estresse hídrico contínuo ou sazonal.

A versão automatizada do algoritmo captura bem o universo dos possíveis candidatos a pixels úmidos e secos, podendo funcionar para aplicações relativamente gerais. A utilização de percentis estabelecendo limites em intervalos nos parâmetros biofísicos (Albedo, NDVI e Ts) funciona bem onde as suposições dos pixels âncoras são atendidas, o que o torna mais aplicável em áreas irrigadas de regiões semiáridas.

Em relação a ETr em diferentes tipos de cobertura do solo, os maiores valores foram encontrados nas classes de vegetação correspondentes a floresta e agricultura, já nas pastagens temos os menores índices de ETr, possivelmente devido a esse tipo de vegetação apresentar maior quantidade de solo exposto. Por fim, comparado ao S-SEBI, o MOD16 apresentou uma subestimação nas regiões de Petrolina e Bom Jesus, já o S-SEBI superestimou os valores no recorte de Barreiras.

O entendimento da dinâmica da ETr é imperativa para mitigar os impactos do esgotamento da água doce em ecossistemas devido à crescente demanda de água para a produção de alimentos e abastecimento de água. De modo geral, o S-SEBI pode ser uma ótima ferramenta para gestão e gerenciamento dos recursos hídricos, especialmente em regiões semiáridas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

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. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 49, n. 3, p. 563-576, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1111/jawr.12056>.

ALLEN, R.G.; TASURMI M.; MORSE A.T; TREZZA R. A Landsat-based Energy Balance and Evapotranspiration Model in Western US Water Rights Regulation and Planning. **Journal of Irrigation and Drainage Systems**, 19 (3-4): 251-268(18), 2005.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380).

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – **Applications**. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.395-406, 2007b.

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, 2011a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.015>.

ALLEN, R. G. e al. Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 6, p. 921-929, 2011b. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.016>.

ALVALÁ, R.; CUNHA, A. P.; BRITO, S. S.; SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A.; MORAES, O. L.; CARVALHO, M. A. Drought monitoring in the Brazilian Semiarid region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 91, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720170209>.

ANDERSON, M.; NORMAN, J.; DIAK, G.; KUSTAS, W.; MECIKALSKI, J. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 1997.

ANDERSON, M.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.; HAIN, C.; MECIKALSKI, J. L. S., GONZ'ALEZ-DUGO, M.; CAMMALLERI, C.; D'URSO, G.; PIMSTEIN, A.; GAO, F. 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, 2011. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess15-223-2011>.

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

BASTIAANSSEN, W.G.M. Regionalization of Surface Flux Densities and Moisture Indicators in Composite Terrain. Wageningen Agricultural University, Wageningen, pp. 273 PhD Dissertation, 1995.

BASTIAANSSEN, 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. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4).

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. **Journal Hydrology**, v. 212, p. 198 - 212, 1998a. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4).

BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Validation. **Journal Hydrology**, v.212–213, p.213-229, 1998b. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00254-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00254-6).

BERNARDO, S.; SOARES, A.; MANTOVANI, E. C. Manual de irrigação. 8. ed. Viçosa, MG: UFV, 625 p, 2006.

BEZERRA F. G. S. Contribuição de fatores socioeconômicos, biofísicos e da agropecuária à degradação da cobertura vegetal como “proxy” da desertificação no Semiárido do Nordeste do

Brasil. Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. São José dos Campos: INPE, 177p, 2016.

BEZERRA, B., BEZERRA, J., SILVA, B., SANTOS, C. Surface energy exchange and evapotranspiration from cotton crop under full irrigation conditions in the Rio Grande do Norte state, Brazilian Semi-Arid. **Bragantia** 74 (1), 120–128, 2015a. DOI: <https://doi.org/10.1590/1678-4499.0245>.

BEZERRA, B., SILVA, B., SANTOS, C., BEZERRA, J. Actual evapotranspiration estimation using remote sensing: comparison of SEBAL and SSEB approaches. *Adv. Remote Sens.* 4 (September), 234–247, 2015b.

BIGGS, T.W.; MARSHALL, M.; MESSINA, A. Mapping daily and seasonal evapotranspiration from irrigated crops using global climate grids and satellite imagery: Automation and methods comparison. **Water Resources Research**, v. 52, n. 9, p. 7311-7326, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1002/2016WR019107>.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Phys. Rev.**, 27(6), 779, 1926. DOI:10.1103/PhysRev.27.779.

BRIGHENTI, T. M.; BONUMÁ, N. B.; CHAFFE, P. L. B. Calibração hierárquica do modelo SWAT em uma bacia hidrográfica Catarinense. **RBRH**, v. 21, p. 53-64, 2016. DOI: <https://doi.org/10.21168/rbrh.v21n1.p53-64>.

BRUCKNER, M. Retrieval of optical and microphysical cloud properties using shipbased spectral solar radiation measurements over the Atlantic Ocean. 2015. Universität at Leipzig, Dissertation 133 pp., 180 bibliog., 66 fig., 17 tab.

CARLSON, T.N.; TACONET, O.; VIDAL, A.; GILLES, R.R.; OLIOSO, A.; HUMES, K. An overview of the workshop on thermal remote sensing, held at La Londe les Maures. **Agr. and Forest Met.** 77 (3/4), 141–152, 1995.

CHAKRABORTY, D.; ELZARKA, H. Performance testing of energy models: are we using the right statistical metrics?. **Journal of Building Performance Simulation**, 11(4), 433-448, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1080/19401493.2017.1387607>.

CHEHBOUNI, A., WATTS C.; LAGOUARDE J. P.; KERR Y. H.; RODRIGUEZ J. C.; BONNEFOND J. M.; SANTIAGO F.; DEDIEU G.; GOODRICH D. C.; UNKRICH C. Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. **Agric. For. Meteorol.**, 105(1–3), 215–226, (2000). DOI :10.1016/S0168-1923(00)00187-8.

CHICCO, D.; WARRENS, M. J.; JURMAN, G. The coefficient of determination R-squared is more informative than SMAPE, MAE, MAPE, MSE and RMSE in regression analysis evaluation. *PeerJ Computer Science*, 7, e623, 2021. DOI: <https://doi.org/10.7717/peerj-cs.623>.

CHIROUZE, J.; BOULET, G.; JARLAN, L.; FIEUZAL, R.; RODRIGUEZ, J.C.; EZZAHAR, J., et al. Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. **Hydrol. Earth Syst. Sci.** 18 (3), 1165–1188, 2014. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-18-1165-2014>.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2013.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. Hidrologia para engenharia e ciências ambientais. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2ª impressão, p. 336, 2015.

COURAULT, D., SEGUIN, B., OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation Drainage Systems**, v.19, p.223–249, 2005.

CUNHA, J.; 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**, v. 134, p. 104341, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.104341>.

DE BRUIN, H. A. R.; KOHSIEK W.; HURK B. J. J. M. A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. **Boundary Layer Meteorol.**, 63(3), 231–257, 1993. DOI:10.1007/BF00710461.

DIRMEYER P. A.; GAO X.; ZHAO M.; GUO Z.; OKI T.; HANASAKI N. GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87(10), 1381–1397, 2006. DOI:10.1175/BAMS-87-10-1381.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Normas de 1961 a 1990 e dados climáticos de Municípios não constantes das normais. 1988. Disponível em: [https://www.cnpf.embrapa.br/pesquisa/efb/clima.htm#:~:text=BSh%20E2%80%93%20Clima%20Semi%2D%C3%A1rido%20quente,\(por%20volta%20de%2027%C2%BAC\)](https://www.cnpf.embrapa.br/pesquisa/efb/clima.htm#:~:text=BSh%20E2%80%93%20Clima%20Semi%2D%C3%A1rido%20quente,(por%20volta%20de%2027%C2%BAC).). Acesso em: 05 jul. 2022.

FERREIRA, R. R. Aspectos ambientais de superfície no bioma Caatinga sob perspectiva observacional e de modelagem regional. 2021. Tese (Doutorado em Ciências Climáticas, Centro de Ciências Exatas e da Terra) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2021.

FISHER, J. B.; TU, K. P.; BALDOCCHI, D. D. Global estimates of the land–atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 901-919, 2008.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: An overview. *Ecol. Appl.*, 18(6), 1351–1367, 2008. DOI:10.1890/06-0922.1.

FUNK, C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; PEDREROS, D.; VERDIN J.; SHUKLA S.; HUSAK G.; ROWLAND J.; HARRISON L.; HOELL A.; MICHAELSEN J. The climate hazards infrared precipitation with stations - a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, v. 2, n. 1, p. 1-21, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>.

GAO, Z. Q.; LIU, C. S.; GAO, W.; CHANG, N. B. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.15, p.119-139, 2011.

GARATUZA-PAYAN J.; WATTS, C.J. The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico. *Irrigation and Drainage Systems* 19(3/4): 301–320, 2005.

GARCÍA-PARDO, K. A.; MORENO-RANGEL, D.; DOMÍNGUEZ-AMARILLO, S.; GARCÍA-CHÁVEZ, J. R. Remote sensing for the assessment of ecosystem services provided

by urban vegetation: A review of the methods applied. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ufug.2022.127636>.

GIS GEOGRAPHY. 2021. Disponível em: <<https://gisgeography.com/>>.

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, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.003>.

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. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>.

HEITMAN, J. L.; HORTON R.; SAUER T. J.; DESUTTER T. M. Sensible heat observations reveal soil-water evaporation dynamics. **J. Hydrometeorol.**, 9(1), 165–171, 2008. DOI:10.1175/2007JHM963.1.

HOLMES, J. W. Measuring evapotranspiration by hydrological methods. **Agric. Water Manage.**, 8(1–3), 29–40, 1984. DOI:10.1016/0378-3774(84)90044-1.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2017. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 05 jul. 2022.

ICMBio/MMA - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Disponível em: <<https://www.icmbio.gov.br/portal/ultimas-noticias/20-geral/4498-icmbio-e-insa-instalam-torre-meteorologica-na-estacao-ecologica-do-serido>>. Acesso em: 06 de agosto 2022.

JUNG M., REICHSTEIN M.; BONDEAU A. Towards global empirical upscaling of FLUXNET eddy covariance observations: Validation of a model tree ensemble approach using a biosphere model. **Biogeosciences**, 6(10), 2001–2013, 2009. DOI:10.5194/bg-6-2001-2009.

KALISCH, J.; MACKE, A. Estimation of the total cloud cover with high temporal resolution and parametrization of short-term fluctuations of sea surface insolation. **Meteorologische Zeitschrift**, p. 603-611, 2008. DOI: 10.1127/0941-2948/2008/0321.

KEENAN T., SABATE S.; GRACIA C. Soil water stress and coupled photosynthesis-conductance models: Bridging the gap between conflicting reports on the relative roles of

stomatal, mesophyll conductance and biochemical limitations to photosynthesis. **Agric. For. Meteorol.**, 150(3), 443–453, 2010. DOI:10.1016/j. agrformet.2010.01.008.

KIM H.W.; HWANG K.; MU Q.; LEE S.O.; CHOI M. Validation of MODIS 16 global terrestrial evapotranspiration products in various climates and land cover types in Asia. **KSCE J. Civ. Eng.** 16, 229–238, 2012. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12205-012-0006-1>.

KIPTALA, J.K.; MOHAMED, Y.; MUL, M.L.; DER ZAAG, P. Mapping evapotranspiration trends using MODIS and SEBAL model in a data scarce and heterogeneous landscape in Eastern Africa. **Water Resour. Res.** 49, 8495–8510, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1002/2013WR014240>.

KOEPPEN, W. *Climatologia*. México, Buenos Aires, Ed. Fundo de Cultura Econômica, 1948.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. **Hydrol. Sci. J.**, 41, 495–516, 1996.

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, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2021.05.018>.

LAGOUARDE, J. P.; BONNEFOND J. M.; KERR Y. H.; MCANENEY K. J.; IRVINE M. Integrated sensible heat flux measurements of a two-surface composite landscape using scintillometry. **Boundary Layer Meteorol.**, 105(1), 5–35, 2002. DOI:10.1023/A:1019631428921.

LAWRENCE D. M.; THORNTON P. E.; OLESON K. W.; BONAN G. B. The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: Impacts on land-atmosphere interaction. **J. Hydrometeorol.**, 8(4), 862–880, 2007. DOI: 10.1175/JHM596.1.

LI, X.; LONG, D.; HAN, Z.; SCANLON, B.R.; SUN, Z.; HAN, P.; HOU, A. Evapotranspiration estimation for tibetan plateau headwaters using conjoint terrestrial and atmospheric water balances and multisource remote sensing. **Water Resour. Res.** 55, 8608–8630, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019WR025196>.

LOBO, F. L.; RAMALHO, E.; SINOTTI, J. INTRODUÇÃO AO GOOGLE EARTH ENGINE. UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS (UFPel). JUN. 85p, 2020.

LONG, D.; SINGH, V.P.; LI, Z. L. How sensitive is SEBAL to changes in input variables, domain size and satellite sensor? *J. Geophys. Res. Atmos.* 116, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011JD016542>.

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. *Revista Climanálise*, v. 3, n. 1, p. 49-54, 2016.

MASCARENHAS J. C.; BELTRÃO B. A.; JUNIOR L. C. S.; GALVÃO M. J. T. G.; PEREIRA S. N.; MIRANDA J. L. F. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Petrolina, estado de Pernambuco. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005.

MBOW, C.; FENSHOLT, R.; NIELSEN, T. T.; RASMUSSEN, K. Advances in monitoring vegetation and land use dynamics in the Sahel. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, v. 114, n. 1, p. 84-91, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1080/00167223.2014.886515>.

MCANENEY, K. J.; GREEN A. E.; ASTILL M. S. Largeaperture scintillometry: The homogeneous case. *Agric. For. Meteorol.*, 76(3-4), 149-162, 1995. DOI:10.1016/0168-1923(95)02227-O.

MELTON, F.S.; JOHNSON, L.F.; LUND, C.P.; PIERCE, L.L.; MICHAELIS, A.R.; HIATT, S.H.; GUZMAN, A.; ADHIKARI, D.D.; PURDY, A.J.; ROSEVELT, C.; VOTAVA, P. Satellite irrigation management support with the terrestrial observation and prediction system: A framework for integration of satellite and surface observations to support improvements in agricultural water resource management. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 5 (6), 1709-1721, 2012.

MENENTI, M.; CHOUDHARY, B. Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 1993.

MINGOTI R.; BRASCO M. A.; HOLLER W. A.; FILHO E. L.; SPADOTTO C. A. Matopiba: caracterização das áreas com grande produção de culturas anuais. **EMBRAPA, Gestão Territorial**. Nota técnica, p. 2, Campinas-SP, 2014.

MIRALLES, D. G.; HOLMES, T. R. H.; DE JEU, R. A. M.; GASH, J. H.; MEESTERS, A. G. C. A.; DOLMAN, A. J. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 453-469, 2011. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011>.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sens. Environ.** 115, 1781–1800, 2011. DOI: <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>.

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

MUÑOZ-SABATER, J., DUTRA, E., AGUSTÍ-PANAREDA, A., ALBERGEL, C., ARDUINI, G., BALSAMO, G., BOUSSETTA, S., CHOULGA, M., HARRIGAN, S., HERSBACH, H., MARTENS, B., MIRALLES, D. G., PILES, M., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, N. J., ZSOTER, E., BUONTEMPO, C., AND THÉPAUT, J.N. ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 9, p. 4349-4383, 2021. DOI: <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>.

MUTTI, P. R.; SILVA, L. L.; MEDEIROS, S. D. S.; DUBREUIL, V.; MENDES, K. R.; MARQUES, T. V.; ... BEZERRA, B. G. Basin scale rainfall-evapotranspiration dynamics in a tropical semiarid environment during dry and wet years. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, 75, 29-43, 2019.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. E. River flow forecasting through conceptual models: Part I. A discussion of principles. **J. Hydrol.**, v. 10, n. 3, p. 282-290, Apr, 1970.

NEALE, C.; JAYANTHI, H.; WRIGHT, J.L. Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing. **Irrigation and Drainage Systems** 19(3/4): 321–336, 2005.

NIYOGI, D.; ALAPATY K.; RAMAN S.; CHEN F. Development and evaluation of a coupled photosynthesis-based gas exchange evapotranspiration model (GEM) for mesoscale weather forecasting applications. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, 48(2), 349–368, 2009. DOI: [10.1175/2008JAMC1662.1](https://doi.org/10.1175/2008JAMC1662.1).

NORMAN, J.M.; KUSTAS, W.P.; HUMES, K.S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, V.77, p.263–293, 1995.

PAN, S.; LIU, L.; BAI, Z.; XU, Y. P. Integration of remote sensing evapotranspiration into multi-objective calibration of distributed hydrology–soil–vegetation model (DHSVM) in a humid region of China. **Water**, v. 10, n. 12, p. 1841, 2018. DOI: <https://doi.org/10.3390/w10121841>.

PASSO D. P.; MARTINS E S.; GOMES M. P.; REATTO A.; CASTRO K. B.; LIMA L. A. S.; JUNIOR O. A. C.; GOMES R. A. T. Caracterização geomorfológica do município de Barreiras, oeste baiano, escala 1: 100.000. Planaltina, DF : Embrapa Cerrados. 30 p. — (Boletim de pesquisa e desenvolvimento / Embrapa Cerrados, ISSN 1676-918X, ISSN online 2176-509X ; 294). 2010.

PEREIRA, L.S.; PAREDES, P.; MELTON, F.; JOHNSON, L.; WANG, T.; LOPEZ-URREA, R.; CANCELA, J. J.; ALLEN, R.G. Prediction of crop coefficients from fraction of ground cover and height. Background and validation using ground and remote sensing data. **Agricultural Water Management**, 241, 106197, 2020.

PILGRIM, D.H.; CHAPMAN, T.G.; DORAN, D.G. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. **Hydrological Sciences Journal**, v. 33, n. 4, p. 379-400, 1988. DOI: <https://doi.org/10.1080/02626668809491261>.

RANA, G.; KATERJI N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: A review. **Eur. J. Agron.**, 13(2–3), 125–153, 2000. DOI: 10.1016/S1161-0301(00)00070-8.

ROCHA, A. D.; VULOVA, S.; MEIER, F.; FÖRSTER, M.; KLEINSCHMIT, B. Mapping evapotranspirative and radiative cooling services in an urban environment. **Sustainable Cities and Society**, v. 85, p. 104051, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.scs.2022.104051>.

RODELL, M.; HOUSER P.R.; JAMBOR U.; GOTTSCHALCK J.; MITCHELL K.; MENG C.-J.; ARSENAULT K.; COSGROVE B.; RADA KOVICH J.; BOSILOVICH M.; ENTIN J.K.; WALKER J.P.; LOHMANN D.; TOLL D. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological society**, v. 85, n. 3, p. 381-394, 2004. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>.

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. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(99\)00128-8](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(99)00128-8).

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

SAADI, S.; BOULET G.; BAHIR, M.; BRUT, A.; DELOGU, É.; FANISE, P; MOUGENOT, B.; SIMONNEAUX, V.; CHABAANE, Z. L. Assessment of actual evapotranspiration over a semiarid heterogeneous land surface by means of coupled low-resolution remote sensing data with an energy balance model: comparison to extra-large aperture scintillometer measurements. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 4, p. 2187-2209, 2018. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-22-2187-2018>.

SADLER, E. J.; BAUER P. J.; BUSSCHER W.J.; MILLEN J. A. Site-specific analysis of a droughted corn crop: water use and stress. *Agronomy Journal*, 92:403-410, 2000.

SANTOS, C. A. C.; BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; RAO, T. V. R. Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithms in cotton crop. **Revista Brasileira de Meteorologia** 25 (3), 383–392, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000300010>.

SCANLON, B. R.; TYLER, S. W.; WIERENGA, P. J. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. **Rev. Geophys.**, 35(4), 461–490, 1997. DOI: 10.1029/97RG01172.

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. DOI: <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD43A4.006>.

SCHOWENGERDT, R.A. Remote Sensing. Optical Radiation Models in Remote Sensing. 3rd edition. pp. 560, 2007. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/passive-remote-sensing>>.

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. DOI: <https://doi.org/10.1111/jawr.12057>.

SENAY, G.B.; BUDDE, M.E.; VERDIN, J.P. Enhancing the simplified surface energy balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: validation with the METRIC model. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 4, p. 606-618, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.10.014>.

SENAY, G. B.; BUDDE, M.; VERDIN, J. P.; MELESSE, A. M. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. **Sensors**, v. 7, n. 6, p. 979-1000, 2007. DOI: <https://doi.org/10.3390/s7060979>.

SENAY, G.B.; FRIEDRICHS, M.; SINGH, R. K.; VELPURI, N. M. Evaluating landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin. *Remote Sens. Environ.* 185, 171–185, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.043>.

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. DOI: <https://doi.org/10.3390/rs11111289>.

SHEFFIELD, J.; WOOD, E. F.; MUNOZ-ARRIOLA, F. Long-term regional estimates of evapotranspiration for Mexico based on downscaled ISCCP data. **J. Hydrometeorol.**, 11(2), 253–275, 2010. DOI: 10.1175/2009JHM1176.1.

SHOKO, C.; DUBE, T.; CLARK, D. Total evaporation estimation for accurate water accounting purposes: an appraisal of various available estimation methods. **Geocarto Int.** 32 (12), 1333–1351, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1080/10106049.2016.1208682>.

SILVA, P. C. G.; MOURA, M. S. B.; KIILL, L. H. P.; BRITO, L. D. L.; PEREIRA, L. A.; SÁ, I. B.; CORREIA, R. C.; TEIXEIRA, A. H. C.; CUNHA, T. J. F.; GUIMARÃES F. C. Caracterização do Semiárido brasileiro: fatores naturais e humanos. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010.

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, 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.02.012>.

SOUZA, V. A.; ROBERTI, D. R.; RUHOFF, A. L.; ZIMMER, T.; ADAMATTI, D. S.; GONÇALVES, L. G. G.; DIAZ, M. B.; ALVES, R. C. M.; MORAES, O. L. L. Evaluation of MOD16 Algorithm over Irrigated Rice Paddy Using Flux Tower Measurements in Southern Brazil. **Water** 11, 1911, 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/w11091911>.

STARKS, P. J.; NORMAN, J. M.; BLAD, B. L.; WALTER-SHEA, E. A.; WALTHALL, C. L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected radiance data. **Remote sensing of Environment**, 38(2), 123-134, 1991. DOI: [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90074-G](https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90074-G).

SU, H.; MCCABE, M.F.; WOOD, E. F.; SU, Z.; PRUEGER, J. Modeling evapotranspiration during SMACEX: comparing two approaches for local and regional scale prediction. **Journal of Hydrometeorology**, 6(6): 910-922, 2005.

SU, Z. A Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes from point to continental scale, In: Advanced Earth Observation – Land Surface Climate, Z. Su and Jacobs, C. (Eds.). **Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS)**, USP-2, 01-02. 184pp, 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. DOI: <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>.

SU, Z.; MENENTI, M. Mesoscale climate hydrology: the contribution of the new observing systems. Report USP-2, 99-05, **Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS)**. 141pp, 1999.

TANG, R.; LI, Z.-L.; CHEN, K.-S.; JIA, Y.; LI, C.; SUN, X. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. **Agricultural and forest meteorology**, v. 174, p. 28-42, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.01.008>.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. Estimation of atsurface reflectance and albedo from satellite for routine, operational calculation of land surface energy balance. **Journal of hydrologic engineering**, v. 13, n. 2, p. 51-63, 2008.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, n. 3, p. 355-376, 2005.

TEIXEIRA, A. H. C. Modelling evapotranspiration by remote sensing parameters and agrometeorological stations. In: Neale, C. M. U.; Cosh, M. H. (Org.). **Remote Sensing and Hydrology**, v. 352, p. 154-157, 2012.

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. DOI: <https://doi.org/10.3390/rs5105397>.

VICKERS, D.; GOCKEDE, M.; LAW B. E. Uncertainty estimates for 1-h averaged turbulence fluxes of carbon dioxide, latent heat and sensible heat, *Tellus, Ser. B*, 62(2), 87–99, 2010. DOI: 10.1111/j.1600-0889.2009.00449.x.

WAN, Z.; HOOK, S.; HULLEY, G. MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V061 [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2021. DOI: <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A1.061>.

WANG, K.; DICKINSON, R. E. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. **Reviews of Geophysics**, 50(2), 2012. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011RG000373>.

WANG, K.; DICKINSON, R. E.; WILD, M.; LIANG, S. Evidence for decadal variation in global terrestrial evapotranspiration between 1982 and 2002: 1. Model development. **J. Geophys. Res.**, 115, D20112, 2010. DOI: 10.1029/2009JD013671.

WATERS, R.; ALLEN, R.; BASTIAANSEN, W.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Sebal. Surface Energy Balance Algorithms for Land. Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual, Idaho, USA, 2002.

WRIGHT, S. Correlation and causation, 1921.
<https://handle.nal.usda.gov/10113/IND43966364>.

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. DOI: <https://doi.org/10.21105/joss.02305>.

YANG, Y.; LONG, D.; GUAN, H.; LIANG, W.; SIMMONS, C.; BATELAAN, O. Comparison of three dual-source remote sensing evapotranspiration models during the MUSOEXE12 campaign: Revisit of model physics. **Water Resour. Res.** 51, 3145–3165, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014WR015619>.

YE, L.; ZAHRA, M. M. A.; AL-BEDYRY, N. K.; YASEEN, Z. M. Daily scale evapotranspiration prediction over the coastal region of southwest Bangladesh: new development of artificial intelligence model. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 36, n. 2, p. 451-471, 2022. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00477-021-02055-4>.

ZHANG, K.; KIMBALL, J. S.; RUNNING, S. W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 3, n. 6, p. 834-853, 2016. DOI: <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>.