



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL**

MAYARA SILVA DE OLIVEIRA

**AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES DOS ESTOQUES DE ÁGUA TERRESTRE NO
NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO OS PRODUTOS DO GLDAS 2.2**

Recife

2023

MAYARA SILVA DE OLIVEIRA

**AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES DOS ESTOQUES DE ÁGUA TERRESTRE NO
NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO OS PRODUTOS DO GLDAS 2.2**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Engenharia Civil. Área de concentração: Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto

Recife

2023

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

O48a	<p>Oliveira, Mayara Silva de. Avaliação das variações dos estoques de água terrestre no Nordeste brasileiro utilizando os produtos do GLDAS 2.2 / Mayara Silva de Oliveira – 2023. 137 f.: il., fig., tab., abrev. e siglas.</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto.</p> <p>Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, 2023. Inclui Referências.</p> <p>1. Engenharia Civil. 2. GLDAS. 3. Águas subterrâneas. 4. Armazenamento de água terrestre. 5. Umidade do solo. 6. Índices de seca. 7. Nordeste do Brasil. I. Ribeiro Neto, Alfredo (Orientador). II. Título.</p> <p style="text-align: right;">UFPE</p> <p>624 CDD (22. ed.)</p> <p style="text-align: right;">BCTG/2023-2</p>
------	--

MAYARA SILVA DE OLIVEIRA

**AVALIAÇÃO DAS VARIAÇÕES DOS ESTOQUES DE ÁGUA TERRESTRE NO
NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO OS PRODUTOS DO GLDAS 2.2**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil. Área de concentração: Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Aprovada em 10/08/2023

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto – UFPE

BANCA EXAMINADORA

participação por videoconferência

Prof. Dr. Anderson Luiz Ribeiro de Paiva (examinador interno)

Universidade Federal de Pernambuco

participação por videoconferência

Prof. Dr. Luiz Antônio Cândido (examinador externo)

Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

participação por videoconferência

Dr. Diego César dos Santos Araújo (examinador externo)

Universidade Federal de Pernambuco

Dedico este trabalho às pessoas queridas que perdi nos últimos anos: Meu pai, Gilvan, minha avó, Terezinha, e minha tia, Fátima. Dedico-o à minha mãe que sempre me apoiou. Dedico aos meus primos Felipe e Leandra, que estão enfrentando a sua própria jornada acadêmica, a todos os meus demais familiares e amigos, e a todos os habitantes das diversas terras áridas ao redor do mundo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Antonieta e Gilvan, por estarem comigo durante a minha trajetória, sempre me apoiando para que eu seguisse de maneira menos árdua a vida acadêmica.

Aos meus familiares, especialmente às minhas tias, sem as quais nada disso seria possível.

Ao meu orientador, Professor Alfredo Ribeiro, pelo apoio e por ter sido sempre solícito nos momentos que precisei.

À minha psicóloga, Flávia, que me ajudou nesses tempos difíceis de pandemia e pós-pandemia.

À instituição UFPE e a toda a rede pública de ensino brasileira e seus profissionais. Desde a educação básica, de onde vim, até as universidades, onde sigo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) pelo financiamento da pesquisa através da concessão de bolsa de estudo (Código de Financiamento 001).

Meu povo não vá simhora
Pela Itapemirim
Pois mesmo perto do fim
Nosso sertão tem melhora
O céu tá calado agora
Mas vai dar cada trovão
De escapulir torrão
De paredão de tapera

Bombo trovejou a chuva choveu

Choveu, choveu
Lula Calixto virando Mateus
Choveu, choveu
O bucho cheio de tudo que deu
Choveu, choveu
suor e canseira depois que comeu
Choveu, choveu
Zabumba zunindo no colo de Deus
Choveu, choveu
Inácio e Romano meu verso e o teu
Choveu, choveu
Água dos olhos que a seca bebeu
(MEU..., 2001).

RESUMO

O armazenamento de água continental (TWS), composto pela água armazenada no solo, lençóis freáticos, reservatórios superficiais, no dossel e no equivalente de água de gelo e neve, é um importante estado do sistema terrestre. Suas componentes influenciam fluxos de água e energia e representam importantes reservas de água doce renováveis. Em terras semiáridas, entender as dinâmicas das variações desses estoques de água e planejar o uso sustentável a longo prazo é essencial para as populações locais. Por isso, este trabalho tem como finalidade avaliar o comportamento do TWS e suas componentes para a Região Nordeste do Brasil e o norte do Estado de Minas Gerais, durante o período de fevereiro de 2003 a abril de 2021, utilizando dados do GLDAS 2.2. Séries de anomalias de umidade do solo (SMA) do ESA CCI SM foram validadas em relação a estações *in situ*. Em seguida, séries de SMA, anomalias de água subterrânea (GWSA) e armazenamento de água continental (TWSA) do GLDAS 2.2 foram validadas utilizando dados ESA CCI SM, de poços de monitoramento *in situ* e de produtos do GRACE, respectivamente. As validações foram feitas através da análise da correlação de Pearson e do índice d de Willmott. Após a validação, as séries do GLDAS 2.2 foram utilizadas no cálculo dos índices de seca da umidade do solo, água subterrânea e do armazenamento de água continental: SMI, GWI e WSDI, respectivamente. Os índices SMI e GWI foram comparados com o SPI para diferentes escalas de tempo, e tiveram suas estruturas periódicas analisadas através da transformada wavelet contínua. As validações de umidade do solo e TWS mostraram que as fontes estudadas possuem dados bem correlacionados. Já na água subterrânea, a GWSA do GLDAS e dos poços tiveram correlação de muito fraca a forte, com as principais divergências acontecendo quando o GLDAS simulou tendências mais úmidas que as demonstradas pelos poços. Os índices de seca mostraram que, para maioria das regiões hidrográficas, a segunda década do século XXI foi mais seca que a primeira. A maior correlação do SMI e do GWI com SPI 3 e SPI 12, respectivamente, além das estruturas periódicas reveladas por análise com wavelet, sugerem confiabilidade dos dados de GWSA e SMA do GLDAS 2.2.

Palavras-chave: GLDAS; águas subterrâneas; armazenamento de água terrestre; umidade do solo; índices de seca; Nordeste do Brasil.

ABSTRACT

Terrestrial Water Storage (TWS), consisting of water stored in the soil, groundwater, surface reservoirs, in the canopy, and water equivalent of ice and snow, is an important state of the Earth system. Its components influence water and energy flows and represent important renewable freshwater reserves. In semi-arid lands, understanding the dynamics of variations in these water stocks and planning for long-term sustainable use is essential for local populations. Therefore, this work aims to evaluate the behavior of the TWS and its components for the Northeast Region of Brazil and the north of the state of Minas Gerais, during the period from February 2003 to March 2021, using data from the GLDAS 2.2. Soil moisture anomaly (SMA) series from the ESA CCI SM were validated against in situ stations. Then series of SMA, anomalies of groundwater (GWSA) and terrestrial water storage (TWSA) from GLDAS 2.2 were validated using ESA CCI SM data, in situ monitoring wells and products from GRACE mission, respectively. Validations were performed by analyzing Pearson's correlation and Willmott's d index. After validation, the GLDAS 2.2 series were used to calculate the drought indices of soil moisture, groundwater and continental water storage: SMI, GWI and WSDI, respectively. The SMI and GWI indices were compared with the SPI index for different time scales, and their periodic structures were analyzed using the continuous wavelet transform. Soil moisture and TWS validations showed that the studied sources have well correlated data. As for groundwater, the GWSA of the GLDAS and the wells had a very weak to strong correlation, with the main divergences occurring when the GLDAS simulated wetter trends than those demonstrated by the wells. Drought indices showed that, for most hydrographic regions, the second decade of the 21st century was drier than the first. The greater correlation of SMI and GWI with SPI 3 and SPI 12, respectively, in addition to the periodic structures revealed by wavelet analysis suggest reliability of the GWSA and SMA obtained from the GLDAS 2.2 data.

Keywords: GLDAS; Groundwater; terrestrial water storage; soil moisture; drought indices; Northeast Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Tendências médias anuais globais de umidade do solo de 1948 a 2010.....	28
Figura 2 – Perfil do solo em um ponto arbitrário da bacia.....	40
Figura 3 – Ilustração do excesso de zona de raiz M_{rz} em um ponto.....	42
Figura 4 – Sensores de micro-ondas ativos e passivos utilizados para a geração dos conjuntos de dados de umidade do solo da ESA CCI.....	49
Figura 5 – Delimitação da área de estudo, região Nordeste e parte norte de Minas Gerais.....	51
Figura 6 – Precipitação anual média do Semiárido e do Nordeste brasileiros para o período de 1981 a 2010.....	52
Figura 7 – Climatologia da evaporação anual para o Semiárido e o Nordeste brasileiros para o período de 1981 a 2010.....	53
Figura 8 – Nível de comprometimento hídrico por trecho de rio para o ano de 2020.....	54
Figura 9 – Sistemas Aquíferos Aflorantes na área de estudo.....	56
Figura 10 – Área de estudo dividida em 17 regiões hidrográficas.....	57
Figura 11 – Distribuição das estações de umidade do solo selecionadas..	61
Figura 12 – Mapa dos Sistemas Aquíferos Aflorantes estudados, localização dos poços de observação e detalhe do Aquífero Tacaratu.....	63
Figura 13 – Localização do Reservatório de Sobradinho na Região Hidrográfica 15.....	70
Figura 14 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x CEMADEN para as estações 1 a 10.....	77
Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17.....	82
Figura 16 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Açú.....	89
Figura 17 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Araripe.....	90

Figura 18 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para o Pixel A do Aquífero Barreiras.....	91
Figura 19 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Cabeças.....	92
Figura 20 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Serra Grande.....	93
Figura 21 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para o Pixel A do Aquífero Tacaratu.....	94
Figura 22 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Urucuia.....	94
Figura 23 – Regiões Hidrográficas por faixa de correlação entre o TWS do GRACE e do GLDAS 2.2.....	99
Figura 24 – Anomalias mensais de TWS GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17.....	100
Figura 25 – TWSA para a RH-15 e SWSA da RH-15 proveniente de Sobradinho.....	106
Figura 26 – Massas d'água superficiais na área de estudo.....	108
Figura 27 – Anomalia, Climatologia e Desvio de armazenamento para a Região Hidrográfica RH-01.....	109
Figura 28 – SMI, GWI e WSDI para a Região Hidrográfica RH-01.....	110
Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17.....	111
Figura 30 – Correlação entre os índices SPI, SMI e GWI.....	119
Figura 31 – Transformada Wavelet Contínua para GWI e SMI no RH-01 (a, b), RH-12 (c, d), RH-16 (e, f) e RH-08 (g, h).....	121

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Características fisiográficas das regiões hidrográficas na área de estudo.....	58
Tabela 2 –	Conjuntos de dados empregados no estudo.....	59
Tabela 3 –	Localização das estações do CEMADEN selecionadas para umidade do solo.....	62
Tabela 4 –	Distribuição dos poços de monitoramento da CPRM selecionados por aquífero e por pixel.....	65
Tabela 5 –	Porosidade específica dos aquíferos estudados.....	68
Tabela 6 –	Interpretação do coeficiente de correlação.....	71
Tabela 7 –	Caracterização da intensidade da seca.....	73
Tabela 8 –	Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre dados de umidade do solo <i>in situ</i> e da ESA CCI SM.....	76
Tabela 9 –	Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre dados ESA CCI SM e GLDAS 2.2.....	81
Tabela 10 –	Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre os dados de água subterrânea <i>in situ</i> e do GLDAS 2.2.....	88
Tabela 11 –	Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre os dados do GLDAS 2.2 e do GRACE para as 17 Regiões Hidrográficas.....	98

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento
BA	Bahia
BR-DWGD	Brazilian Daily Weather Gridded Data
CE	Ceará
CEMADEN	Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais
CHESF	Companhia Hidrelétrica do São Francisco
CLM	Community Land Model
CLSM	Catchment Land Surface Model
CMI	Crop Moisture Index
CPRM	Serviço Geológico Brasileiro - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CSR	Center for Space Research – University of Texas
CWSI	Crop Water Stress Index
CWT	Transformada Wavelet Contínua
DLR	Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
DSI	Drought Severity index
ESA	European Space Agency
ESA CCI SM	European Space Agency Climate Change Initiative Soil Moisture
ETDI	Evapotranspiration Deficit Index
ETP	Evapotranspiração Potencial
EUA	Estados Unidos da América
GAB	Grande Bacia Artesiana
GCM	Global Circulation Model
GEE	Gases do efeito estufa
GFZ	GeoForschungsZentrum – Potsdam
GGDI	GRACE Groundwater Drought Index
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GRDI	Groundwater Recharge Drought Index

GRI	Groundwater Resource Index
GSD	Groundwater Storage Deviation
GWJ	Groundwater Drought Index
GWS	Groundwater Storage
GWSA	Groundwater Storage Anomaly
IA	Índice de Aridez
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INSA	Instituto Nacional do Semiárido
JPL	NASA Jet Propulsion Laboratory
LSM	Land Surface Model
MAM	março-abril-maio
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis
MG	Minas Gerais
NA	Nível de Água
NASA	Natoinal Aeronautics and Space Administration
NEB	Nordeste brasileiro
OND	outubro-novembro-dezembro
PB	Paraíba
PDSI	Palmer Drought Severity Index
PE	Pernambuco
PI	Piauí
PILPS	Project for the Intercomparison of Land surface Parameterizations Scheme
PN	Percent of Normal
RAY	Rainfall Anomaly Index
RIMAS	Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas
RH	Região Hidrográfica
SDI	Flow Dryness Index
SGI	Standardised Groundwater level Index
SM	Soil Moisture
SMA	Soil Moisture Anomaly
SMCI	Soil Moisture Condition Index
SMDI	Soil Moisture Deficit Index

SMI	Soil Moisture Drought Index
SPEI	Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index
SPI	Standardized Precipitation Index
SRI	Standardized Runoff Index
SSMI	Standardized Soil Moisture Index
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
SVAT	Solo-vegetação-atmosfera
SWS	Surface Water Storage
TOPMODEL	Modelo baseado em topografia
TSDI	Total Storage Deficit Index
TWS	Terrestrial Water Storage
TWSA	Terrestrial Water Storage Anomaly
VIC	Variable infiltration capacity
WSDI	Water Storage Deficit Index

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	17
1.1	Justificativa.....	19
1.2	Hipótese.....	20
1.3	Objetivo geral.....	20
1.4	Objetivos específicos.....	20
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
2.1	Armazenamento de Água Continental (TWS).....	22
2.2	TWS em ambientes semiáridos.....	25
2.3	Utilização de variáveis do balanço hídrico para monitoramento de seca.....	31
2.3.1	<i>Precipitação e evapotranspiração.....</i>	33
2.3.2	<i>Escoamento.....</i>	34
2.3.3	<i>TWS.....</i>	34
2.3.4	<i>Água subterrânea.....</i>	35
2.3.5	<i>Umidade do solo.....</i>	36
2.4	Catchment Land Surface Model (CLSM).....	37
2.4.1	<i>Lençol freático.....</i>	39
2.4.2	<i>Variáveis prognósticas de umidade do solo.....</i>	39
2.4.3	<i>Transferência entre reservatórios de umidade.....</i>	42
2.4.4	<i>Particionamento espacial dentro da bacia.....</i>	43
2.4.5	<i>Interceptação e escoamento.....</i>	44
2.4.6	<i>Fluxo de base.....</i>	45
2.4.7	<i>CLSM no GLDAS versão 2.2.....</i>	45
2.5	Satélites GRACE.....	46
2.6	ESA CCI SM.....	47
3	METODOLOGIA.....	50
3.1	Área de estudo.....	50
3.2	Dados.....	58
3.2.1	<i>Dados GLDAS 2.2.....</i>	60
3.2.2	<i>Dados in situ de umidade do solo.....</i>	60
3.2.3	<i>Dados ESA CCI SM.....</i>	62
3.2.4	<i>Dados in situ de água subterrânea.....</i>	62

3.2.5	<i>Dados GRACE.....</i>	65
3.2.6	<i>Dados de volume do Reservatório de Sobradinho.....</i>	66
3.2.7	<i>Dados de precipitação.....</i>	66
3.3	Validação.....	66
3.3.1	<i>Validação da umidade do solo.....</i>	66
3.3.2	<i>Validação da água subterrânea.....</i>	67
3.3.3	<i>Validação do TWS.....</i>	68
3.3.4	<i>TWS da Região Hidrográfica 15 com inclusão do Reservatório de Sobradinho.....</i>	69
3.4	CrITÉRIOS estatísticos.....	71
3.5	Índices de seca.....	72
3.6	Comparação com o Índice de Precipitação Padronizada (SPI).....	73
3.7	Transformada de Wavelet Contínua.....	74
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	75
4.1	Validação da umidade do solo.....	75
4.1.1	<i>ESA CCI SM X in situ.....</i>	75
4.1.2	<i>GLDAS 2.2 X ESA CCI SM.....</i>	81
4.2	Validação da água subterrânea.....	88
4.3	Validação do TWS.....	97
4.4	TWS na Região Hidrográfica 15 – Impacto do volume do Reservatório de Sobradinho.....	105
4.5	Índices de seca.....	108
4.6	Comparação com o Índice de Precipitação Padronizada (SPI).....	119
4.7	Transformada de Wavelet Contínua.....	120
5	CONCLUSÃO.....	122
5.1	Recomendações para trabalhos futuros.....	124
	REFERÊNCIAS.....	125

1 INTRODUÇÃO

O armazenamento de água continental (do Inglês Terrestrial Water Storage – TWS), que corresponde a toda a água armazenada acima e abaixo da superfície da terra, é um importante estado do sistema terrestre. Suas componentes (armazenamento de águas superficiais, umidade do solo, águas subterrâneas, água armazenada na vegetação, gelo e neve sobre a superfície terrestre) representam importantes reservas de água doce renováveis, além de interagirem com ciclos biogeoquímicos e representarem importantes variáveis climáticas, com papel fundamental no desenvolvimento de eventos extremos como secas, inundações e ondas de calor (Famigliette, 2004; Syed *et al.*, 2008; McColl *et al.*, 2017; Giroto; Rodell, 2019).

Em terras semiáridas, como boa parte da Região Nordeste do Brasil e do norte do Estado de Minas Gerais, os estoques de água são valiosos, pois a escassez hídrica faz com que a garantia de água seja especialmente essencial para o desenvolvimento das atividades antrópicas e para manutenção de serviços e funções ecossistêmicas - uma vez que nesses ambientes a atividade biológica é impulsionada principalmente pela disponibilidade de água (Delgado-Baquerizo *et al.*, 2013; Ndehedehe; Agutu; Okwuashi, 2018; Prävǎlie, 2016; Sun *et al.*, 2020). As mudanças climáticas e a pressão direta gerada por atividades antrópicas insustentáveis vêm se colocando como os principais desafios atuais relacionados aos recursos hídricos em regiões áridas da Terra, especialmente aquelas com altas populações (Prävǎlie, 2016; Huang *et al.*, 2017; Mirzabaev *et al.*, 2022), como no semiárido brasileiro (INSA, 2022). Segundo Mirzabaev *et al.* (2022), é esperado que as mudanças climáticas aumentem a irregularidade da precipitação nas terras áridas, com diferenças para as variadas regiões áridas ao redor do mundo. Globalmente está previsto que a umidade do solo deve diminuir, e a frequência, duração e intensidade das secas devem aumentar. Ainda segundo Mirzabaev *et al.* (2022), várias linhas de evidências indicam que entre 1920-2015 o aumento de temperatura na superfície terrestre para terras áridas globais foi de 1,2°C-1,3°C, o que é maior do que o aumento em terras úmidas (0,8°C-1,0°C).

Analisar a dinâmica do TWS e suas componentes têm sido uma metodologia empregada por diversos pesquisadores para entender as tendências e causas da variação dos estoques de água em regiões secas do mundo (Cheng; Huang, 2016; Forootan *et al.*, 2017; Thomas *et al.*, 2017; Chang *et al.*, 2020; Sun *et al.*, 2020;

Kaushik *et al.*, 2021; Adloff *et al.*, 2022; Camacho *et al.*, 2022). Nas últimas décadas também é notável o aumento no desenvolvimento de índices de seca baseados no TWS e nas suas componentes, especialmente as águas subterrâneas. Segundo Deng, Liu e Mo (2021), índices de seca baseados no TWS possuem a vantagem de ajudar a analisar de forma abrangente e integrada as mudanças em toda água continental disponível em uma região.

Os estudos que analisam as dinâmicas do TWS e sua componente se tornaram possíveis graças aos avanços no monitoramento e nas estimativas de estados e fluxos de água globais ocorrido nas últimas décadas. O que permitiu aos cientistas não só medir ou estimar um maior número de variáveis do ciclo hidrológico, como também deu aos pesquisadores a capacidade de investigar essas variáveis para uma abrangência espacial maior. Esses avanços se devem principalmente a criação de novos sensores remotos e a modelagens hidrológicas de última geração. Muitas partes do mundo não possuem redes de monitoramento *in situ* de variáveis hidrológicas, e quando possuem, essas geralmente são insuficientes, com medições de dados pontuais e esparsos, pouco representativos temporal e espacialmente em escalas maiores. Devido a isto, atualmente, existe uma demanda para que dados de redes de monitoramento *in situ* sejam complementados por dados disponíveis na grande escala, provenientes de sensores remotos e de modelagens hidrológicas. Estes, porém, precisam ter sua capacidade de representar as variáveis hidrológicas locais analisados antes da sua utilização, com a avaliação dos erros inerentes a esses métodos de medição e estimativa.

A missão Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) ganhou grande importância nos estudos hidrológicos após o lançamento dos seus dois satélites em 2002, pois trouxe uma visão global das variações de massa de água na Terra, o que permitiu a pesquisadores do mundo todo sua utilização para investigar as mudanças no armazenamento de água continental (Thomas *et al.*, 2017; Moreira *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2020a; Kumar *et al.*, 2022; Oussou *et al.*, 2022). A missão GRACE também permitiu isolar a componente água subterrânea, através da subtração das demais componentes do TWS, gerando dados de variações de armazenamento de água subterrânea provenientes de sensoriamento remoto em escala global, até então inexistentes (Thomas *et al.*, 2017; Oussou *et al.*, 2022).

O Global Land Data Assimilation System (GLDAS) é um sistema avançado de modelagem da superfície terrestre e assimilação de dados. Ele usa como entrada

dados observados (baseados em satélite e terrestres), e a partir de simulações feitas com quatro diferentes modelos de superfície terrestre: NOAH, Catchment Land Surface Model (CLSM), Community Land Model (CLM) e Variable Infiltration Capacity (VIC); gera campos ideais de estados e fluxos da superfície da terra (Rodell *et al.*, 2004). Na sua versão 2.2 ele utiliza o modelo CLSM e se beneficia da assimilação de dados dos satélites GRACE para restringir a variação do TWS estimado e suas componentes, melhorando as estimativas destes (Li *et al.*, 2019). Os produtos do GLDAS 2.2 podem ajudar a diagnosticar as mudanças no quantitativo das reservas de água continental na grande escala e melhorar a caracterização dos períodos secos e úmidos, auxiliando no desenvolvimento de estratégias de adaptação e mitigação dos efeitos das secas em ambientes semiáridos.

1.1 Justificativa

A realização deste estudo se justifica pela necessidade de avaliar o potencial que fontes de dados de variáveis hidrológicas na grande escala existentes atualmente possuem para ajudar na gestão dos recursos hídricos, pois as redes de monitoramento *in situ* de variáveis hidrológicas geralmente são insuficientes, não conseguindo fornecer dados espacialmente ou temporalmente representativos de escalas maiores, fazendo com que várias pesquisas atuais busquem analisar dados provenientes de sensoriamento remoto ou de modelagem para suprir essas lacunas.

Justifica-se ainda pela necessidade de avaliar diferentes dimensões dos estoques de água continental, como a umidade do solo e as águas subterrâneas, além da soma dessas duas, que é considerado neste trabalho como sendo o TWS. Destaca-se que a base de dados estudada neste trabalho é uma alternativa para se obter estimativas na grande escala de variações no armazenamento de água subterrânea, uma parcela do armazenamento de água continental ainda pouco compreendida e com opções restritas de fontes de dados.

O fato dos produtos do GLDAS 2.2 serem disponibilizados em um banco de dados online com acesso aberto a pessoas do mundo todo o torna importante pela facilidade de sua utilização em diversas pesquisas globais sobre recursos hídricos. Porém, ainda existe dificuldade em transformar esses dados em informação e fazê-la chegar nos usuários finais e tomadores de decisão. A análise do desempenho desse banco de dados em escala global para representar as dinâmicas dos estoques de

água da região é o primeiro passo para saber se ele pode vir a ser utilizado futuramente para apoiar a gestão dos recursos hídricos na área estudada.

A justificativa se torna ainda mais forte quando se traz este estudo para o contexto da Região Nordeste do Brasil e do norte do Estado de Minas Gerais, regiões que possuem grande parte do seu território inserido no clima semiárido, onde a água é um fator limitante para o desenvolvimento das atividades humanas e biológicas. Entende-se que o estudo das variações dos estoques de água nesses ambientes é essencial para o desenvolvimento de práticas sustentáveis entre as comunidades humanas residentes, especialmente diante das mudanças climáticas.

1.2 Hipótese

Os produtos do GLDAS 2.2 podem ajudar a diagnosticar as mudanças no quantitativo das reservas de água continental na Região Nordeste do Brasil e norte do Estado de Minas Gerais e melhorar a caracterização dos períodos úmidos e secos.

1.3 Objetivo geral

Analisar a variação do armazenamento de água continental e suas componentes na Região Nordeste do Brasil e o norte do Estado de Minas Gerais através da aplicação de diferentes índices de seca derivados dos produtos do GLDAS 2.2.

1.4 Objetivos específicos

- Validar os produtos de umidade do solo da Iniciativa de Mudança Climática da Agência Espacial Europeia (ESA CCI SM) na área de estudo, através da comparação com dados de estações *in situ*.
- Validar os produtos de umidade do solo, água subterrânea e TWS do GLDAS 2.2 na área de estudo, através da comparação com os dados da ESA CCI SM, de poços de observação de água subterrânea *in situ* e do GRACE, respectivamente.
- Analisar o impacto das variações do armazenamento do Reservatório de Sobradinho no TWS, comparando as anomalias de TWS do GLDAS 2.2

somadas às variações de sobradinho com a série de anomalias do TWS do GRACE para a região hidrográfica correspondente.

- Analisar o comportamento dos índices de seca Soil Moisture Drought Index (SMI), Groundwater Drought Index (GWI) e Water Storage Deficit Index (WSDI) na área de estudo para o período de fevereiro de 2003 até abril de 2021.
- Comparar o comportamento dos índices SMI e GWI com o Standardized Precipitation Index (SPI) para diferentes escalas de tempo.
- Analisar as estruturas periódicas do SMI e do GWI por meio da transformada wavelet contínua.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Armazenamento de Água Continental (TWS)

O armazenamento de água continental é definido como a soma de toda a água armazenada acima e abaixo da superfície da terra, o que compreende as águas superficiais, umidade do solo, águas subterrâneas, água armazenada na vegetação, gelo e neve sobre a superfície terrestre (Syed *et al.*, 2008; Giroto; Rodell, 2019). Segundo Famigliette (2004), o TWS é um importante estado do sistema terrestre, pois suas componentes são responsáveis por influenciar fluxos de água e energia, estando intimamente ligadas com o sistema climático global. Tais componentes interagem com os ciclos biogeoquímicos e representam importantes reservas de água doce renováveis utilizadas por comunidades humanas e animais, além de responderem a condições de cheias e secas.

Uma das componentes do TWS, as águas superficiais correspondem a rios, massas d'água interiores (naturais e artificiais), zonas úmidas e planícies aluviais inundadas. Em muitas regiões dos trópicos são fundamentais para o abastecimento humano, produção agrícola e geração de energia. Por estarem na interação terra-atmosfera, afetam os processos hidrometeorológicos e biogeoquímicos (Giroto; Rodell, 2019). As águas superficiais são parte considerável do TWS nas áreas tropicais da América, África e Ásia, assim como em rios que cortam regiões áridas, como os rios Tigre-Eufrates, no Iraque, os rios Nilo e Níger, no Saara, e o rio São Francisco, no Nordeste do Brasil. Também constituem parte importante do TWS na maioria dos grandes rios globais, como o Rio Amazonas, Yangtze, baixo Mississippi, Rio Congo, entre outros (Getirana *et al.*, 2017).

Águas subterrâneas são uma parcela significativa do TWS e importante fonte de água para uso humano. A metade do volume de água para uso doméstico e 25% da água para irrigação no mundo são retiradas dos aquíferos (UNESCO, 2022). As águas subterrâneas desempenham importante papel nos processos geológicos e geoquímicos, bem como na proteção de ecossistema e de funções e serviços ecológicos. São essenciais na sustentação do fluxo de base dos rios, estando as reservas subterrâneas intimamente ligadas a garantia das reservas superficiais. Segundo Getirana *et al.* (2017), as águas subterrâneas são responsáveis por cerca de 17% do TWS global, excluídas a Antártica e a Groelândia.

A umidade do solo é a água armazenada na zona vadosa, zona não saturada do solo. Ela controla a transformação da água da chuva em escoamento e infiltração, e da radiação solar em calor latente e sensível, além de ser um fator de limitação da transpiração e da fotossíntese das plantas (Zehe *et al.* 2005; Seneviratne *et al.*, 2010). É de fundamental importância para o funcionamento de ciclos biogeoquímicos, manutenção de ecossistemas e na prática de agricultura. Também é uma importante variável climática, com papel fundamental no desenvolvimento de eventos extremos como secas, inundações e ondas de calor (McColl *et al.*, 2017). A umidade do solo representa a maior parcela do TWS em baixas latitudes e são parte considerável do TWS em todo o globo. Ela representa cerca de 51% do armazenamento de água continental global, excluídas a Antártica e a Groelândia (Getirana *et al.*, 2017).

A água armazenada na vegetação é comumente desconsiderada, por representar uma parte pouco significativa do TWS (Giroto; Rodell, 2019). Gelo e neve representam parcelas importantes do TWS em altas latitudes, onde estes estão associados a maior parte das variações no armazenamento de água anual (Getirana *et al.*, 2017). Também contribuem fortemente para o escoamento dos rios nessas áreas, como no Planalto Qinghai-Tibetano, onde o derretimento das geleiras é responsável por aproximadamente 22% do escoamento (Liu *et al.*, 2020).

Atualmente, várias formas de medição do TWS vêm sendo utilizadas. Uma delas consiste na medição da variação temporal do TWS através do balanço hídrico, com a medição de todos os fluxos hidrológicos envolvidos no balanço, onde a derivada temporal do TWS geralmente corresponde a precipitação subtraída da evapotranspiração e da descarga dos rios (Zeng *et al.*, 2008; Thomas *et al.*, 2017; Moreira *et al.*, 2019). Outra forma de medição é através da soma das componentes do TWS, o que permite também o estudo individual de cada uma delas (Getirana *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2020a; Wang *et al.*, 2020b; Kumar *et al.*, 2022). Nesses dois casos, os dados para determinar cada componente podem vir de redes de monitoramento *in situ*, sensoriamento remoto, modelos hidrológicos ou modelos de superfície terrestre.

Depois do seu lançamento em 2002, a missão Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) ganhou grande importância nos estudos hidrológicos, sendo capaz de quantificar as massas de água continentais e oceânicas através da medição da variação da gravidade gerada pelas variações de massa. Os produtos do GRACE trazem uma visão global das variações de massa de água na Terra, o que permite a

pesquisadores do mundo todo sua utilização para investigar as mudanças no armazenamento de água continental e suas componentes (Thomas *et al.*, 2017; Moreira *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2020a; Wang *et al.*, 2020b; Kumar *et al.*, 2022; Oussou *et al.*, 2022). Seus dados têm sido utilizados para complementar dados de redes de monitoramento *in situ*, onde estas são deficientes (Oussou *et al.*, 2022), além de serem assimilados em modelos hidrológicos e modelos de superfície terrestre para restringir a variação do TWS ou suas componentes, melhorando as estimativas destes pelos respectivos modelos (Li *et al.*, 2019). A partir da chegada dos produtos de TWS do GRACE, tornou-se possível para pesquisadores isolar a componente água subterrânea. O isolamento da componente água subterrânea acontece através da subtração das demais componentes do TWS, para as quais já existem métodos confiáveis de medição e estimativa em larga escala (Thomas *et al.*, 2017; Oussou *et al.*, 2022). No entanto, apesar dos produtos GRACE serem uma solução para medição do TWS em nível global, assim como outros produtos de sensoriamento remoto, os produtos do GRACE possuem incertezas inerentes. Além disso, sua resolução grosseira faz com que seja necessária a utilização de métodos de redução de escala para permitir a aplicação desses dados em estudos regionais e locais (Miro; Famiglette, 2018; Yin *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2019; Pascal *et al.*, 2022).

Outro método de medição consiste na estimativa do TWS através de dados de deformação da terra que são medidos com a utilização de sistemas de navegação por satélite (Jin; Zhang, 2016; Carlson; Werth; Shirzaei, 2022).

O TWS e suas componentes têm sido utilizadas para o estudo de secas e enchentes ao redor do globo (Thomas *et al.*, 2017; Sun *et al.*, 2018; Pokhrel *et al.*, 2021; Lu *et al.*, 2022), bem como para estimar os efeitos das mudanças climáticas no ciclo hidrológico e disponibilidade hídrica em cenários futuros. Segundo Pokhrel *et al.* (2021), o armazenamento de água continental deve diminuir substancialmente em meados (2030-2059) e final (2070-2099) do século XXI na maior parte do Hemisfério Sul, Estados Unidos, na maior parte da Europa e no Mediterrâneo. Entretanto no leste da África, sul da Ásia e altas latitudes do norte, especialmente norte da Ásia, o TWS deve aumentar. Entender as dinâmicas atuais e futuras do TWS são essenciais para garantir segurança hídrica, prevenção a eventos extremos, segurança energética e alimentar.

2.2 TWS em ambientes semiáridos

As terras áridas (que são compostas por áreas hiper áridas, áridas, semiáridas e semiúmidas secas) cobrem de cerca de 45-47% da superfície terrestre. Dos quais, mais de um terço (cerca de pouco mais de 16% do total da superfície terrestre), são de terras semiáridas (Prävălie, 2016; Koutroulis, 2019;).

As terras secas possuem grande importância para o bem-estar humano e ambiental. Elas abrigam cerca de 3 bilhões de pessoas no mundo, com a maior parte habitando em áreas semiáridas e subúmidas secas (Van Der Esch *et al.*, 2017), além de abrigarem 43% das terras agrícolas mundiais (Cherlet *et al.*, 2018). Possuidoras de uma biodiversidade rica e única, as terras secas oferecem importantes serviços ecossistêmicos (Bidak *et al.*, 2015; Maestre *et al.*, 2015; Lu *et al.*, 2018). A pouca cobertura de nuvens e alta radiação solar, faz com que possuam relevante impacto no balanço global de radiação (Rotenberg; Yakir, 2010). Além de serem responsáveis por 40% da produtividade primária líquida global (consumo de carbono pela fotossíntese das plantas, menos a liberação pela respiração das plantas), devido à alta eficiência no uso da água pela vegetação dessas regiões, com as terras semiáridas controlando as tendências globais de sequestro de carbono pela vegetação (Rotenberg; Yakir, 2010; Wang *et al.*, 2012; Ahlström *et al.*, 2015).

Nesses ambientes, a precipitação escassa e irregular, aliada à elevada demanda atmosférica por evapotranspiração, resultam em déficits hídricos climatológicos (Huang *et al.*, 2017; Moura *et al.*, 2019). A escassez hídrica faz com que a garantia de água seja essencial para o desenvolvimento das atividades humanas, como uso doméstico, agricultura, indústria, entre outras. Bem como para garantia de serviços e funções ecossistêmicos, uma vez que o controle climático sobre os ciclos biogeoquímicos é especialmente relevante nessas áreas, onde a atividade biológica é impulsionada principalmente pela disponibilidade de água (Delgado-Baquerizo *et al.*, 2013; Prävălie, 2016; Ndehedehe; Agutu; Okwuashi, 2018; Sun *et al.*, 2020). Sun *et al.* (2020) salientam que para preservar a sustentabilidade em regiões áridas, deve-se garantir não só o uso sustentável da água pela sociedade humana, mas considerar a necessidade hídrica do ecossistema, desenvolvendo estratégias de gestão de recursos hídricos que equilibrem a sociedade humana e a natureza.

As mudanças climáticas e a pressão direta gerada por atividades antrópicas insustentáveis, são os principais desafios atuais relacionados aos recursos hídricos em regiões áridas da Terra, especialmente aquelas com altas populações (Prävălie, 2016; Huang *et al.*, 2017; Mirzabaev *et al.*, 2022). Segundo Mirzabaev *et al.* (2022), é esperado que as mudanças climáticas aumentem a temperatura e a irregularidade da precipitação nas terras áridas, porém deve haver diferenças nesses efeitos para as variadas regiões áridas ao redor do mundo, de acordo com os sistemas climáticos dominantes em cada local. Mirzabaev *et al.* (2022) relatam que o aumento esperado na variabilidade da precipitação, geralmente contribuiria para aumentar a vulnerabilidade e os desafios que habitantes de desertos e áreas semiáridas enfrentarão na busca por sustentabilidade. O aumento da temperatura deve acarretar o aumento da evaporação e da secagem da superfície da terra (Hausfather, 2018). Segundo Mirzabaev *et al.* (2019), a previsão é que a evapotranspiração potencial (ETP) aumente em todas as regiões do planeta, para todos os cenários de emissão de gases do efeito estufa (GEE) projetados. No entanto, Stringer *et al.* (2021) destacam que o aumento da ETP terá pouco impacto se a temperatura e a evapotranspiração real não aumentarem no período de crescimento da vegetação. Também está previsto que globalmente a umidade do solo diminua para todos os cenários de emissões de GEE (Mirzabaev *et al.*, 2022).

A frequência, duração e intensidade das secas em terras áridas devem aumentar (Mirzabaev *et al.*, 2022). Assim, o uso insustentável da terra aliado às mudanças no clima deve agravar o processo de desertificação (Hurlbert *et al.*, 2019), e os impactos projetados sobre o risco de insegurança alimentar devem ser uma preocupação especial para terras secas dos chamados “países em desenvolvimento” (Mirzabaev *et al.*, 2019).

De acordo com Mirzabaev *et al.* (2022), a magnitude do estresse hídrico esperado é distinta em diferentes regiões dependendo da métrica utilizada. Para projeções baseadas no índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI) o estresse hídrico deve aumentar em mais de 70% a nível global, já nas estimativas que usam a precipitação menos a evapotranspiração (P-E) o estresse hídrico deve aumentar cerca de 37% (Swann *et al.*, 2016).

Os impactos, porém, não são esperados apenas para o futuro, alterações no clima já começaram a acontecer. Várias linhas de evidências indicam que entre 1920-2015 o aumento de temperatura na superfície terrestre para terras secas globais foi

de 1,2°C-1,3°C, o que é maior do que o aumento em terras úmidas (0,8°C-1,0°C) (Mirzabaev *et al.*, 2022). Paralelo a isso, muitos estudos vêm sendo realizados na tentativa de entender as variações ocorridas nas últimas décadas nas reservas de água em terras secas. Analisar a dinâmica do TWS e suas componentes têm sido uma metodologia empregada por diversos pesquisadores para entender as causas e as tendências da variação dos estoques de água nessas regiões.

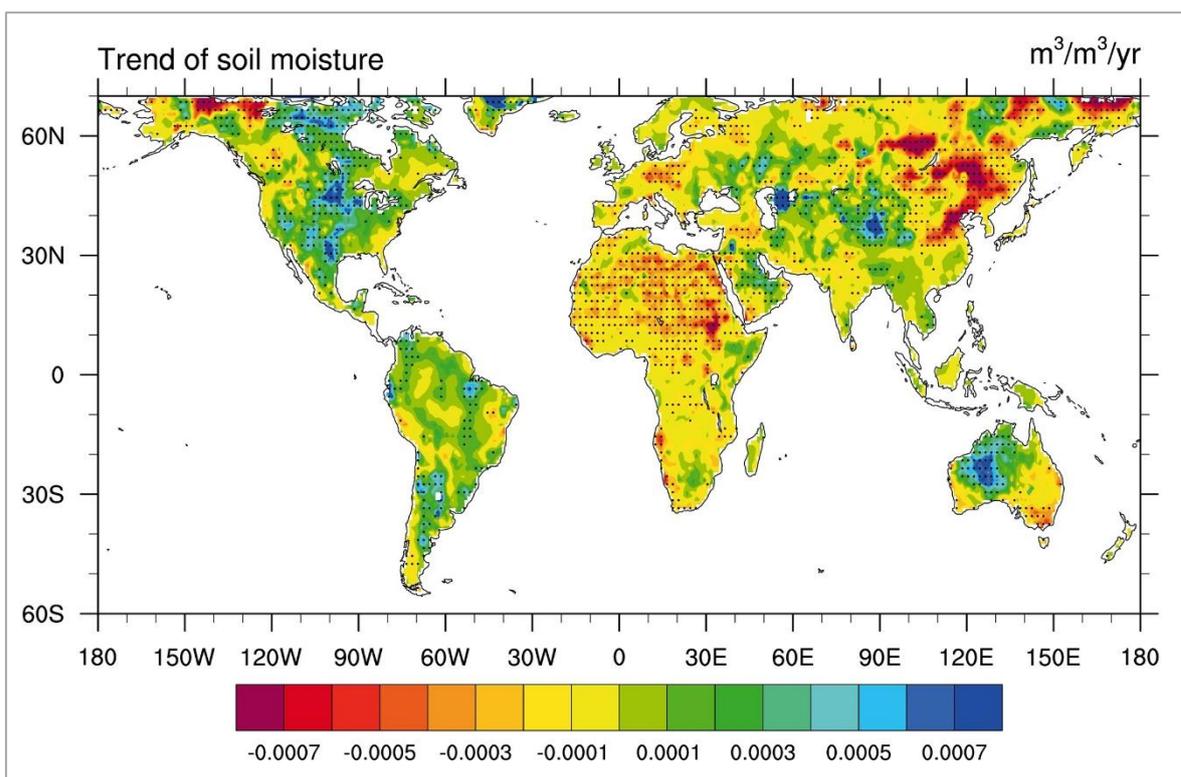
Chang *et al.* (2020), observaram uma diminuição no TWS das regiões secas do mundo no período de 2002 a 2017 utilizando os produtos do GRACE. Segundo esse estudo, a perda líquida global de água em terras secas em espessura da lâmina d'água nesse período foi de $15,9 \pm 9,1$ mm. No entanto, nem todas as regiões áridas do mundo tiveram tendência de perda líquida de água. Em termos de superfície da terra, a área de terras secas perdendo água correspondeu a aproximadamente 7,9 % da superfície terrestre, com perda líquida de $22,1 \pm 8,5$ mm nessas regiões. Já a área de terra seca ganhando água correspondeu a aproximadamente 3,1% da superfície da terra, com ganho líquido de $6,2 \pm 3,1$ mm.

Ao observar de forma mais detalhada as subcategorias de regiões secas, Chang *et al.* (2020) encontraram que as diminuições no TWS ocorreram principalmente em regiões hiper áridas e áridas, com perda líquida de água de $18,6 \pm 8,0$ e $25,6 \pm 11,4$ mm, respectivamente. Enquanto as mudanças de armazenamento de água em regiões semiáridas ($-9,4 \pm 8,1$ mm) e zonas secas subúmidas de transição ($-6,3 \pm 6,8$ mm) se mostraram mais incertas. Os autores escolheram as três áreas com reduções mais aparentes e significativas do TWS (sudoeste da América do Norte, Oriente Médio e Norte da China) para estudar as causas das mudanças de TWS encontradas. Eles descobriram que na América do Norte e no Oriente Médio a secagem está relacionada a fatores climáticos. Enquanto no norte da China, os dados climáticos e do modelo Noah-MP (que considera apenas as fontes atmosféricas) mostraram um leve aumento da umidade, indicando que a secagem não ocorreu por causa de fatores climáticos, o que indica que a causa da secagem pode estar relacionada a ações antrópicas direta nessa região.

Com relação a umidade do solo, Cheng e Huang (2016) analisaram as mudanças globais dessa componente do TWS para o período de 1948-2010 através de modelagem com o Noah-MP. Eles encontraram tendências significativas ($p = 0,05$) na variação da umidade do solo para 40,6% da área global (Figura 1). Destas, 60,2% foram negativas e 39,8% positivas. As maiores tendências de secagem ocorreram no

norte da África, leste da Ásia, leste da Austrália e sul da Europa. Cheng e Huang (2016) destacam que muitas das fortes tendências de secagem ocorreram em regiões que já tinham valores médios de umidade do solo relativamente baixos. Também foram observadas tendências sutis de aumento da umidade para o centro dos EUA, América do Sul e oeste da Austrália.

Figura 1 - Tendências médias anuais globais de umidade do solo de 1948 a 2010



Em pontilhado as áreas com tendências significativas ($p=0,05$).
Fonte: Cheng e Huang (2016).

Quando a superfície terrestre foi dividida em regiões de acordo com o índice de aridez (IA), ficou demonstrado que as regiões mais afetadas pela perda de umidade do solo foram as regiões de transição entre o clima seco e úmido, ou seja, as regiões semiáridas e semiúmidas secas (IA entre 0,4 e 0,8). Que não só apresentaram as maiores tendências de secagem, como também apresentaram a maior porcentagem de área com tendência de secagem, onde mais de 60% da área das regiões semiáridas e semiúmidas secas do mundo tiveram sua umidade do solo reduzida (Cheng; Huang, 2016).

Ao analisar os efeitos das mudanças climáticas em terras áridas, Huang *et al.* (2017) destacaram que estudos de acoplamento terra-atmosfera mostraram que o

acoplamento entre umidade do solo e precipitação é mais forte nas regiões de transição entre terras secas e úmidas, onde a precipitação é sujeita a influência da umidade do solo. A umidade do solo pode desencadear a convecção úmida, e a evaporação nesses locais é bastante elevada, porém limitada pela umidade do solo. Paralelamente, nas áreas de transição, a umidade do solo controla a temperatura próxima a superfície e a evapotranspiração por meio da partição dos fluxos de calor sensível e latente. Por isso, o aumento da temperatura de superfície local, ocasionado por sistemas de circulação atmosférica, ao diminuir a umidade do solo poderia causar também a diminuição da precipitação. Isso torna as regiões de transição propícias às reduções mais severas de água. O que pode ser agravado pelo fato dessas regiões serem áreas geralmente agrícolas com grandes populações.

Em muitas regiões secas do mundo, as reservas de água subterrânea são fundamentais para garantia de água à população, agindo também como uma reserva de água de emergência em caso de seca das águas superficiais (Thomas *et al.*, 2017). Por isso, é possível encontrar diversos estudos locais e regionais que tentam entender as dinâmicas do armazenamento de águas subterrâneas (Groundwater Storage - GWS) nessas terras:

- 1) No Oriente Médio, Forootan *et al.* (2017) descobriram que houve redução do armazenamento de água subterrânea nas bacias dos rios Tigre-Eufrates e em 5 das 6 bacias de primeira ordem que cobrem o Irã durante o período de 2003 a 2013. Devido à ocorrência de uma queda no TWS GRACE depois do ano de 2008 em 4 das 7 bacias estudadas, que não é captada pelos dados de reanálise, com os dados de reanálise indicando inclusive aumento do TWS após 2008 nessas bacias, os autores sugeriram que essa redução apontada pelo GRACE poderia ser fortemente influenciada pelo impacto antrópico causado pela retirada de água subterrânea, cujo efeito não é simulado pela reanálise.
- 2) No Planalto de Loess, uma das regiões semiáridas mais populosas do mundo localizada no norte da China, onde foi implementado o programa de reflorestamento Grain to Green em 1999, Sun *et al.* (2020) notaram a redução do TWS e da água subterrânea no período de 2003 a 2012, enquanto a umidade do solo ficou quase estável. Eles encontraram a transpiração das

plantas como possível principal fator de redução do TWS e GWS na área. Os autores sugeriram que árvores com raízes profundas poderiam estar acessando o estoque de água subterrânea e utilizando parte da água infiltrada no solo após a precipitação que iria para o GWS. A água retirada para consumo humano relatada no Boletim de Recursos Hídricos do Rio Amarelo, bacia a qual pertence a região, não mostrou aumento suficiente para explicar o nível de redução do TWS e GWS.

- 3) No Brasil, para a Região Nordeste e o norte do Estado de Minas Gerais, Camacho *et al.* (2022), usando uma abordagem de múltiplos satélites e análise de dados de poços de observação *in situ*, mostraram que houve uma redução no TWS e GWS nos aquíferos porosos e nas áreas adjacentes para o período de 2002 a 2020. A precipitação, no entanto, mostrou apenas uma leve redução, não sendo capaz de explicar a queda nas outras variáveis.
- 4) No leste da Austrália, Kaushik *et al.* (2021) analisaram as variações no GWS para a Grande Bacia Artesiana (GAB), no período de 2002 a 2017. Os resultados mostraram redução do GWS na GAB entre 2002 e 2009, seguido de um período consideravelmente mais úmido de 2010 a 2012, e uma nova redução após 2012. Na região Norte da GAB a variação do GWS mostrou forte correlação com fatores climáticos, como a precipitação. Já as áreas ao sul não mostraram boa correlação com fatores climáticos. O que pode indicar, segundo os autores, que a variação nessas áreas está ligada a atividade humana e/ou a processos hidrogeológicos complexos.
- 5) Nas terras áridas do Chifre da África, Adloff *et al.* (2022) acharam uma tendência de aumento sustentado para o armazenamento das águas subterrâneas durante o período de 2003-2016. Eles descobriram que apesar do período de março-abril-maio (MAM), importante estação de crescimento das plantas no Chifre Africano, vir sendo caracterizado cada vez mais por chuvas abaixo da média e aumento da frequência de secas, o período mais seco, referente a outubro-novembro-dezembro (OND), vem experimentando aumento da precipitação, ao ponto de MAM ter quase a mesma quantidade de

precipitação que OND no período analisado. Os autores descobriram que o TWS aumentou em cerca de 4 mm/ano durante o período.

- 6) Nos Estados Unidos, para a região árida do Vale Central da Califórnia, Thomas *et al.* (2017) avaliaram a seca das águas subterrâneas, calculando um índice de seca das águas subterrâneas baseado nos produtos do GRACE (GGDI). O período analisado foi de 2003 a 2016. Os resultados mostraram que houve redução do GWS ao longo do tempo. O índice de seca GGDI capturou dois períodos de seca, um de 2007 a 2011 e outro, mais intenso, de 2012 a 2016, que coincidem com secas documentadas nos EUA. O GGDI mostrou um retardo de 5 meses em relação aos tradicionais índices de seca SPI e PDSI, o que para os autores está de acordo com as condições do vale central da Califórnia, onde as águas subterrâneas são usadas mais intensamente para irrigação em períodos de seca hidrológica e agrícola.

Seja pela variação climática ou por ação humana direta, os estudos sobre estoques de água subterrânea em regiões secas geralmente se deparam com uma tendência de perda de água. Os desafios para a gestão dos recursos hídricos se tornam ainda maiores por se tratar de regiões onde a disponibilidade hídrica já é baixa. Entender as dinâmicas das variações nos estoques de água e planejar o uso sustentável a longo prazo é essencial para as populações pertencentes a esses territórios. Estudos como o de Thomas *et al.* (2017), que trazem índices de seca das águas subterrâneas, podem servir como um norteador para a gestão de recursos hídricos em áreas secas no presente e futuro.

2.3 Utilização de variáveis do balanço hídrico para monitoramento de seca

Como já mostrado acima no texto, as tendências atuais de uso insustentável dos recursos hídricos e mudanças climáticas apontam agravamento e maior frequência de períodos de seca no futuro, além de esgotamento das reservas de água em algumas partes do mundo. As regiões áridas do mundo nas últimas décadas geralmente estão mais relacionadas com perdas de reservas de água do que com o ganho, diante dessa situação o diagnóstico das mudanças no quantitativo das reservas de água, principalmente a melhor caracterização dos períodos de seca, é

fundamental para desenvolver estratégias de adaptação e mitigação dos efeitos dessas variações.

A seca é geralmente definida como um fenômeno natural associado a déficits hídricos prolongados que geram impactos negativos nas atividades humanas e no meio ambiente (Mishra; Singh, 2010). De acordo com os impactos gerados e as fontes de demandas hídricas impactadas, a seca pode ser dividida em quatro categorias, sendo elas: seca meteorológica, hidrológica, agrícola e socioeconômica.

A seca meteorológica decorre de uma diminuição significativa da precipitação, relacionada a uma demanda elevada por evapotranspiração que gera déficits hídricos em relação à média histórica de uma região (Farajzadeh *et al.*, 2009; Van Loon, 2015; Pessini, 2017; Pontes Filho *et al.*, 2019; Gonçalves *et al.*, 2021). A seca hidrológica resulta, geralmente, de uma seca meteorológica prolongada, onde os reservatórios superficiais e subterrâneos são impactados, podendo levar ao racionamento ou ao colapso dos sistemas de abastecimento (Farajzadeh *et al.*, 2009; Mishra; Singh, 2010; Van Loon, 2015; Pessini, 2017; Gonçalves *et al.*, 2021). Na seca agrícola, os suprimentos de água no solo são reduzidos a níveis que prejudicam o desenvolvimento das plantas, levando a perda de culturas e/ou a redução da produtividade agrícola (Farajzadeh *et al.*, 2009; Mishra; Singh, 2010; Gonçalves *et al.*, 2021). Já a seca socioeconômica ocorre a partir da combinação das três categorias anteriores. A oferta e demanda por bens e serviços (como água, alimento e energia) são afetadas prejudicando uma ampla gama de atividades. A seca socioeconômica pode ser agravada pela má gestão dos recursos hídricos (Farajzadeh *et al.*, 2009; Mishra; Singh, 2010; Ferreira *et al.*, 2015; Van Loon, 2015; Pessini, 2017; Gonçalves *et al.*, 2021).

Sistemas de monitoramento e alerta precoce, assim como a tomada de decisão para mitigação e resposta a esses eventos, se valem de índices de seca geralmente capazes de avaliar a severidade, duração, frequência e intensidade das secas nas suas diferentes categorias. Esses índices utilizam uma ou mais componentes do balanço hídrico como dados de entrada para avaliar o déficit hídrico. A seguir serão apresentados alguns desses índices e as variáveis do balanço hídrico ao qual estão relacionados.

2.3.1 Precipitação e evapotranspiração

Como a principal fonte de entrada de água na fase terrestre do ciclo da água, a precipitação e seu impacto nos diferentes componentes de armazenamento e fluxo de água continental são bastante estudados. Graças a isso, surgiram diversos índices de seca considerando a precipitação como variável. Outros estudos consideraram também a perda de água por evapotranspiração, fazendo surgir índices que levam em consideração a relação entre precipitação e evapotranspiração em seus cálculos. Como exemplo desses índices podem ser citados o Índice de Precipitação Padronizado (Standardized Precipitation Index - SPI) (McKee *et al.*, 1993), Índice de Precipitação e Evapotranspiração Padronizado (Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index - SPEI) (Vicente-Serrano; Beguería; López-Moreno, 2010), Índice da Anomalia de Chuva (Rainfall Anomaly Index - RAI) (Van-Rooy, 1965), Índice de Porcentagem Normal (Percent of Normal – PN), entre outros.

Dentre eles, o SPI é um índice de referência. Ele quantifica o déficit de precipitação para múltiplas escalas de tempo, refletindo o impacto que esse déficit causa nas diferentes fontes de água. A umidade do solo responde mais rápido à precipitação, enquanto a água subterrânea e grandes reservatórios refletem anomalias de precipitação a longo prazo. Pensando nos diferentes tempos de resposta das fontes de água às anomalias de precipitação, McKee *et al.* (1993) criaram inicialmente o SPI para as escalas de tempo de 3, 6, 12, 24 e 48 meses (Fernandes *et al.*, 2009).

O cálculo do SPI é feito com séries históricas de precipitação de longo prazo. Indica-se no mínimo 30 anos de dados para se ter uma boa caracterização do clima local para o qual o índice está sendo calculado. Esse registro é ajustado à distribuição de probabilidade gama, que depois é transformada para uma distribuição normal, com média zero e variância unitária. Dessa forma, o SPI médio em uma dada região para um determinado período é igual a zero. Enquanto o SPI positivo ou negativo representa o quanto a precipitação se afasta da média para mais e para menos, respectivamente. (Edwards; McKee, 1997; Fernandes *et al.*, 2009).

Como o SPI é um índice normalizado, ele serve para representar igualmente diferentes tipos de clima, sejam eles secos ou úmidos. Assim, para os diversos climas a seca ocorre quando o valor do SPI apresenta intensidade menor ou igual a -1 por dois ou mais meses consecutivos. O fim da seca ocorre quando o valor do SPI se

torna positivo. A classificação da intensidade dos períodos secos e úmidos varia numa escala que vai de 2, para extremamente úmido, a -2, para extremamente seco (Edwards; Mckee, 1997; Fernandes *et al.*, 2009).

O SPEI é um exemplo de um índice que leva em consideração não só o ganho de água através da precipitação, mas a relação desta com a perda por evapotranspiração, tendo como variável de entrada a diferença entre valores de precipitação e evapotranspiração potencial, seguindo o modelo de balanço hídrico simples de Thornthwaite (1948). Seu cálculo segue a mesma lógica do cálculo do SPI, com o período de dados mínimo indicado de 30 anos. Os registros são ajustados a distribuição de probabilidade que melhor se encaixa às variáveis de entrada, que no caso do SPEI é a distribuição log-logistic, e essa é transformada em uma distribuição normal. O SPEI também é calculado para escalas temporais de 3, 6, 12, 24 e 48 meses. Sua vantagem é que, ao considerar o ganho e perda de água por processos atmosféricos, ele representa melhor a variação na parcela de água disponível no solo (Vicente-Serrano; Beguería; López-Moreno, 2010; Inocêncio, 2019).

2.3.2 *Escoamento*

Existem índices focados apenas na vazão ou no escoamento baseado em modelos, como por exemplo o Índice de Seca de Vazão (Flow Dryness Index - SDI) e o Índice Padronizado de Escoamento (Standardized Runoff Index - SRI). O SDI usa a distribuição log-normal transformada para distribuição normal e vazões cumulativas para períodos de sobreposição de 3, 6, 9 e 12 meses dentro de um ano hidrológico. O SRI é semelhante ao SPI, com várias escalas de tempo, mas ajustado à distribuição log-normal. O SRI usa escoamento médio baseado em modelo como dado de entrada para seus cálculos (Shukla; Wood, 2008; Nalbantis; Tsakiris, 2009).

2.3.3 *TWS*

Os índices de seca baseados em TWS são relativamente novos, surgiram principalmente devido ao sucesso da missão GRACE, que permitiu a medição do TWS em grande escala ao redor do globo terrestre. Deng, Liu e Mo (2021) destacam que índices de seca baseados no TWS possuem a vantagem de ajudar a analisar de forma

abrangente e integrada as mudanças em toda água continental disponível em uma região.

Yirdaw, Snelgrove e Agboma (2008) adaptaram o Índice de Déficit de Armazenamento Total (Total Storage Deficit Index - TSDI) calculado com séries de anomalias de armazenamento de água continental (TWSA). Thomas *et al.* (2014) extraíram a sazonalidade da série de TWSA para poder acompanhar os déficits ou excessos de umidade de cada mês em relação à sua média histórica, depois multiplicaram o déficit médio dessazonalizado de um determinado período pela duração desse mesmo período para determinar a severidade da seca. Zhao *et al.* (2017) padronizaram séries de TWSA para criar o Índice de severidade de seca (Drought Severity index - DSI). Já Sinha *et al.* (2017) utilizaram um índice que mistura as duas abordagens anteriormente citadas, padronizando séries dessazonalizadas de TWSA, o que resultou no Índice de Déficit de Armazenamento de Água (Water Storage Deficit Index - WSDI), que como os índices padronizados, possuem a vantagem de serem interpretados de forma semelhante para variados tipos de clima. Para o WSDI a seca começa com pelo menos 3 meses de valores de WSDI negativos. A intensidade ou magnitude da seca varia de uma escala de -4, para condições extremamente secas, a +4, para condições extremamente úmidas. Já a severidade é indicada multiplicando os valores médios de intensidade pela duração do respectivo período, onde o último mês do evento de seca não é incluído no cálculo, por ser considerado como um momento de transição para as condições normais.

2.3.4 Águas subterrâneas

Novos índices de seca de águas subterrâneas também surgiram recentemente baseados em diversas abordagens. Mendicino, Senatore e Versace (2008) criaram o índice de recursos hídricos subterrâneos (Groundwater Resource Index - GRI) para a região do mediterrâneo. Esse índice avalia as condições de seca das águas subterrâneas com base no volume de água retido nos aquíferos. Como as séries de retenção de água de aquíferos do mediterrâneo tiveram distribuição normal nos meses de janeiro a setembro, e apenas os meses de outubro, novembro e dezembro, meses no qual os reservatórios de água subterrânea do mediterrâneo apenas começam a encher, não tiveram distribuição normal, os autores consideraram que a distribuição normal poderia ser aplicada ao índice.

Bloomfield e Marchant (2013) desenvolveram um índice chamado Índice Padronizado do Nível das Águas Subterrâneas (Standardised Groundwater level Index - SGI). Já Goodarzi *et al.* (2016) utilizaram uma abordagem focada na recarga dos aquíferos para desenvolver o Índice de recarga de águas subterrâneas (Groundwater Recharge Drought Index - GRDI).

Li e Rodell (2015) propuseram o índice de seca das águas subterrâneas (Groundwater drought index - GWI), onde séries históricas de anomalia de armazenamento das águas subterrâneas são dessazonalizadas e normalizadas. Inicialmente o índice seria usado com dados de entrada proveniente de modelos, mas Thomas *et al.* (2017) ampliaram essa abordagem para anomalias de poços e anomalias de armazenamento de águas subterrâneas derivadas do GRACE, ao que os autores chamaram de Índice de seca das águas subterrâneas GRACE (GRACE Groundwater Drought Index – GGDI). Mais tarde, Wang *et al.* (2020a) sugeriram uma classificação da intensidade da seca pelo GGDI onde -2 representa seca extrema e valores maiores que -0,5 representam um estado ainda dentro da normalidade.

2.3.5 Umidade do solo

Índices de seca de umidade do solo geralmente são estudados quando se deseja investigar a seca agrícola. Vários índices de seca ligados a umidade do solo foram desenvolvidos. Entre eles estão: Índice de Umidade da Cultura (Crop Moisture Index - CMI), Índice de Condição da Umidade do Solo (Soil Moisture Condition Index - SMCI), Índice de déficit hídrico do solo (Soil Water Deficit Index - SWDI) Índice de Déficit de Evapotranspiração (Evapotranspiration Deficit Index - ETDI), Índice de Déficit da Umidade do Solo (Soil Moisture Deficit Index - SMDI), Índice Padronizado de Umidade do Solo (Standardized Soil Moisture Index - SSMI), Índice de Estresse Hídrico da Cultura (Crop Water Stress Index - CWSI), Índice de seca da umidade do solo (Soil Moisture Drought Index - SMI) e o Índice de Severidade de Seca de Palmer (Palmer Drought Severity Index - PDSI) (Fernandes *et al.*, 2009; Martínez-Fernández, 2015; Gonçalves *et al.*, 2021).

Desses, o PDSI é o mais tradicional. O PDSI considera o ganho de umidade, a perda e o armazenamento de umidade no solo, envolvendo todos os termos do balanço hídrico nessa conta. Sua classificação de períodos úmidos e secos varia numa escala de -4 a 4, com -4 representando um período extremamente seco e 4 um

período extremamente úmido. Como um índice normalizado, a seca extrema em uma divisão climática tem o mesmo significado, em termos de déficit de umidade, que a seca extrema em qualquer outra divisão climática (Fernandes *et al*, 2009).

Li e Rodell (2015), ao criarem o índice de seca das águas subterrâneas (GWI), criaram também um índice análogo para a umidade do solo, o índice de seca da umidade do solo (Soil moisture drought index - SMI). Esse índice segue o critério de utilizar séries de anomalias em seus cálculos. As anomalias são dessazonalizadas e normalizadas como no GWI.

2.4 Catchment Land Surface Model (CLSM)

O Catchment Land Surface Model (CLSM) é um modelo de superfície terrestre concebido e continuamente desenvolvido pelo Escritório Global de Modelagem e Assimilação da NASA (Global Modeling and Assimilation Office - GMAO). A ideia para o desenvolvimento do CLSM partiu de um estudo de Koster e Milly (1997) sobre diferentes LSMs do Projeto para a Inter Comparação de Esquemas de Parametrização de Superfícies Terrestres (Project for the Intercomparison of Land surface Parameterizations Scheme - PILPS), um projeto internacional de intercomparação de modelos de superfície terrestre onde os participantes se reuniam para documentar semelhanças e diferenças entre os vários LSMs de última geração. Na época, a maioria dos modelos se concentrava na abordagem de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT), onde a vegetação tem um papel mais central na determinação da energia superficial e do balanço hídrico, especialmente na evaporação. No entanto, ao se proporem a analisar as relações funcionais entre umidade do solo na zona de raiz, evaporação e escoamento em vários modelos do PILPS, Koster e Milly (1997) perceberam que o balanço hídrico é bastante influenciado pela relação entre essas variáveis e, em particular, pela forma como elas são “posicionadas” em relação umas às outras numa mesma figura. Eles concluíram que as taxas de evaporação são controladas não só pelas formulações de evaporação, mas também pelas formulações de escoamento. E que se as formulações de escoamento forem ruins, as taxas de evaporação simuladas serão irreais, mesmo se as formulações de evaporação forem boas (Koster *et al.*, 2000).

Segundo Koster *et al.* (2000), por ter uma abordagem unidimensional, os modelos SVAT não permitiam um tratamento adequado sobre o escoamento, pois

este está intimamente ligado a heterogeneidade espacial da precipitação e das condições de superfície. Representar a heterogeneidade espacial da umidade do solo era essencial, uma vez que o escoamento só ocorre quando a chuva cai sobre uma superfície saturada, onde a capacidade de infiltração do solo já foi excedida. Por isso, o caminho para o desenvolvimento do CLSM foi optar pela melhora do tratamento da estrutura horizontal da sub-grade de simulação dos processos hidrológicos. Koster *et al.* (2000) se basearam em conceitos que já constavam na literatura da época, como em Famiglietti e Wood (1991, 1994), os primeiros a proporem que um balanço energético fosse adicionado a modelos hidrológicos baseados em topografia (TOPMODELS) (Beven; Kirkby, 1979; Sivapalan; Beven; Wood, 1987; Beven *et al.*, 1994), e aplicar o LSM resultante a cada uma das células da grade de um modelo de circulação global (Global circulation model – GCM). Outra influência importante veio de Stieglitz *et al.* (1997), que criou um método computacionalmente eficiente para aplicar equações TOPMODEL ao componente da superfície terrestre de um GCM, além de Liang *et al.* (1994), que criaram o modelo VIC (variable infiltration capacity), no qual é definida uma variabilidade da sub-grade na capacidade de infiltração.

No CLSM a superfície terrestre não é dividida em elementos retangulares de grade, como nos modelos tradicionais. Mas sim em bacias hidrográficas com limites definidos pela topografia. A adição de características topográficas à superfície da terra é a maior responsável pela variabilidade da sub-grade, permitindo a utilização da topografia na distribuição da umidade do solo e definição do escoamento. A divisão da superfície em bacias hidrográficas permite que duas bacias abaixo da mesma grade de um GCM tenham diferentes parâmetros topográfico e de vegetação, o que acrescenta resolução a superfície terrestre em relação a grade atmosférica. Para fazer o acoplamento de um GCM a um LSM cuja superfície terrestre é dividida em bacias são utilizados algoritmos que desagregam os forçamentos atmosféricos do GCM à escala de bacia e agregam os produtos em escala de bacia (como os fluxos de superfície turbulenta, radiativa e momentum) à escala da grade do GCM (Koster *et al.*, 2000).

A seguir serão explicados alguns conceitos chaves do funcionamento do CLSM.

2.4.1 Lençol freático

Segundo Koster *et al.* (2000), o CLSM permite o cálculo dinâmico da distribuição espacial da profundidade do lençol freático dentro de uma bacia através do conhecimento de índices topográficos. Para isso, ele usa três suposições básicas derivadas do TOPMODEL de Beven e Kirkby (1979): (1) o lençol freático é praticamente paralelo à superfície do solo, de forma que o gradiente hidráulico é próximo de $\tan \beta$, onde β é o ângulo de declividade local; (2) a condutividade hidráulica saturada cai exponencialmente com a profundidade; e (3) a recarga do lençol freático acontece a uma taxa estável e espacialmente uniforme que é lenta o bastante (em relação ao tempo de resposta da bacia) para supor que a distribuição do lençol freático está sempre em equilíbrio. Assumidas essas suposições, é possível relacionar uma profundidade local d de um ponto interno do lençol freático a uma profundidade média \bar{d} :

$$d = \bar{d} - \frac{1}{v} \left(\ln \frac{a}{\tan \beta} - \bar{x} \right) \quad (1)$$

onde $\ln(a/\tan \beta)$ é o índice topográfico no ponto em questão, \bar{x} é o índice topográfico médio da bacia, a é a área a montante que contribui para o fluxo através de um contorno unitário posicionado no ponto e v é um parâmetro que descreve o perfil vertical da condutividade hidráulica saturada (Koster *et al.*, 2000).

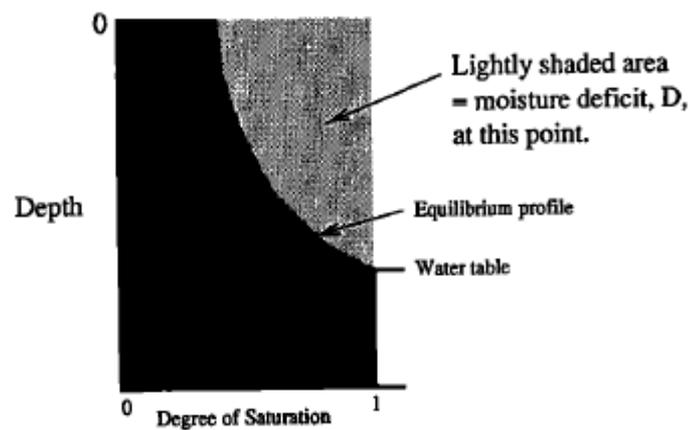
O CLSM não simula a profundidade real do leito rochoso, sendo assim os dados de água subterrânea devem ser trabalhados apenas como variações do armazenamento e não como valores absolutos do estoque de água do aquífero.

2.4.2 Variáveis prognósticas de umidade do solo

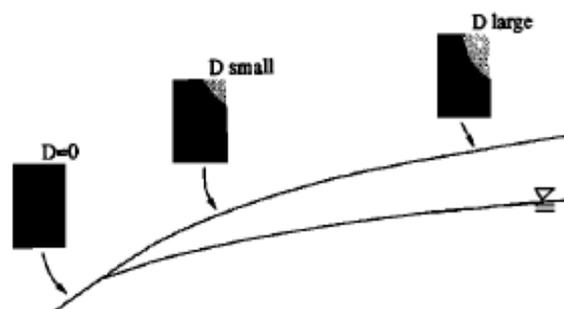
O CLSM não possui níveis verticais explícitos para a umidade do solo. Ao invés disso, a umidade do solo é representada em reservatórios. São eles: o de superfície (0-2 cm), a zona raiz (0-100 cm) e o perfil (varia grade por grade). Eles possuem caráter inclusivo: o perfil inclui a superfície e a zona raiz, e a zona raiz inclui a superfície (Koster *et al.*, 2000).

O CLSM trabalha com variáveis prognósticas de umidade do solo. Uma delas é o déficit da bacia (M_D), definido como a quantidade de água, por unidade de área, que teria que ser acrescentada para que todo o solo ao longo da bacia fosse levado à saturação, assumindo que inicialmente a zona insaturada se encontra em equilíbrio. A Figura 2 mostra o perfil do solo em um ponto arbitrário da bacia. Acima do lençol freático o perfil é determinado pelo equilíbrio entre o gradiente de pressão e a gravidade. A parte inferior da figura mostra como o déficit de umidade varia ao longo da bacia, sendo menor onde o lençol freático é mais próximo da superfície (na parte inferior das colinas) e alto onde o lençol freático é mais distante (no topo das colinas) (Koster *et al.*, 2000).

Figura 2 - Perfil do solo em um ponto arbitrário da bacia



Moisture profiles across catchment:



Fonte: Koster *et al.* (2000).

Segundo Koster *et al.* (2000), a forma do perfil de equilíbrio é derivada das relações de Clapp e Hornberger (1978):

$$w(z) = \left(\frac{\psi_s - z}{\psi_s} \right)^{\frac{-1}{b}} \quad (2)$$

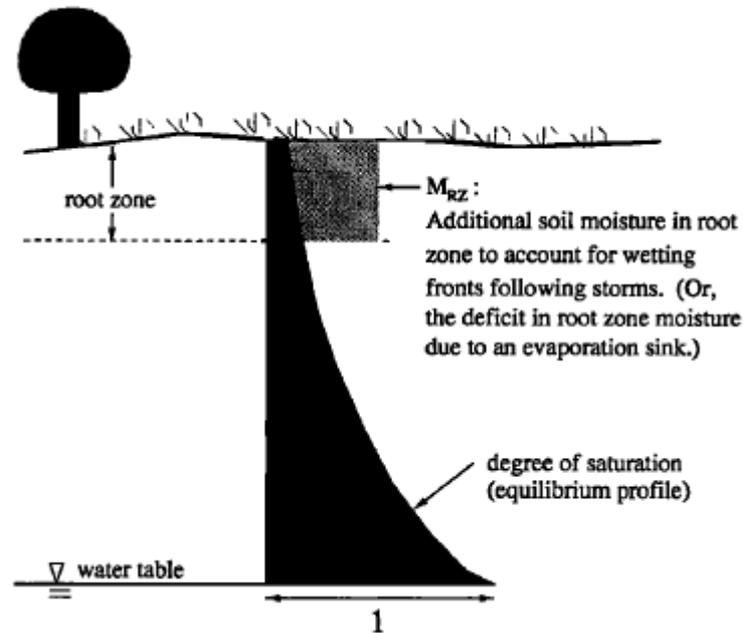
onde w é o grau de saturação (ou "umidade") a uma altura z acima do lençol freático, ψ_s é o potencial matricial no solo na saturação e b é um parâmetro do solo. Integrando verticalmente $1 - w(z)$ podemos achar o déficit de umidade local (D), ou seja, a quantidade de água que falta naquele ponto para levar o perfil à saturação completa. O déficit da bacia pode ser calculado como a integral do déficit local em toda a área de captação:

$$M_D = \frac{1}{A} \int_A D \, dA \quad (3)$$

Outra variável prognóstica da umidade do solo é o excesso de zona radicular (M_{rz}), essa variável surge do reconhecimento de que a condição de equilíbrio na zona não saturada nem sempre é mantido. Como a parte próxima a superfície, incluindo a zona radicular, responde relativamente rápido à infiltração após a precipitação e à perda de água por evapotranspiração, e essas zonas do perfil do solo desempenham um papel fundamental na determinação dos equilíbrios de energia e de água da superfície, se faz necessário representar essas dinâmicas. O excesso de zona de raiz é definido como a quantidade de umidade que está abaixo ou acima da umidade de equilíbrio. Um excesso de zona de raiz positivo é mostrado na Figura 3, representado pela área levemente sombreada. O valor se torna negativo, se a evaporação exceder a precipitação por um longo período (Koster *et al.*, 2000).

O excesso da zona de raiz pontual não precisa ser igual em toda a bacia, após uma tempestade, por exemplo, as áreas da bacia que, em equilíbrio, já estiverem saturadas não apresentam excesso de zona de raiz. No entanto, a variável excesso de zona de raiz para uma bacia representa uma quantidade média de água, por unidade de área, que está acima ou abaixo da umidade de equilíbrio. A quantidade total de excesso de zona de raiz na bacia é fruto da integração do excesso da zona de raiz de todos os locais onde ele ocorre para aquela bacia. A determinação do M_{rz} é feita de acordo com os parâmetros topográficos, de vegetação e outras características da bacia. A combinação da umidade de equilíbrio com o excesso de zona de raiz descreve toda a umidade presente na zona radicular (Koster *et al.*, 2000).

Figura 3 - Ilustração do excesso de zona de raiz M_{rz} em um ponto



Fonte: Koster *et al.* (2000).

Koster *et al.* (2000) também conceberam a existência da variável “excesso de superfície” (M_{se}) que funciona de forma semelhante ao excesso de zona de raiz. Porém assume-se que o excesso de superfície é igual para todos os pontos da bacia. A umidade total na zona de superfície, entretanto, varia, pois depende da soma do excesso de superfície com a umidade de equilíbrio (que varia ao longo da bacia como explicado anteriormente).

2.4.3 Transferência entre reservatórios de umidade

O excesso da zona radicular interage continuamente com o estado de equilíbrio. Quando o M_D é positivo, parte da água é transferida da zona radicular para o estado de equilíbrio e o nível do lençol freático sobe. Quando M_D é negativo, a zona radicular ganha água e o lençol freático desce. Essas interações acontecendo a cada passo de tempo da simulação sempre atuam para reduzir a magnitude absoluta do excesso, ou seja, sempre atua para trazer o sistema para mais perto das condições de equilíbrio (Koster *et al.*, 2000).

Conhecidos os valores M_D e M_{rz} para uma determinada bacia hidrográfica a transferência entre os reservatórios de umidade (ΔM) pode ser determinada em uma relação simples entre M_D , M_{rz} e ΔM (Koster *et al.*, 2000):

$$\Delta M_{rz} = -M_{rz} \frac{\Delta t}{\tau_1} \quad (4)$$

$$\Delta M_D = -M_{rz} \frac{\Delta t}{\tau_1} \quad (5)$$

onde Δt é o intervalo de tempo e τ_1 é a escala de tempo de transferência de umidade, que é uma função empírica de M_D e M_{rz} . Essa função empírica é descrita detalhadamente em Ducharne *et al.* (2000).

A transferência entre o excesso de superfície e o excesso da zona de raiz ocorre de forma semelhante. Com o modelo atuando em cada intervalo de tempo para a redução do M_{se} por meio da transferência de umidade entre este e o excesso da zona de raiz (Koster *et al.*, 2000):

$$\Delta M_{se} = -M_{se} \frac{\Delta t}{\tau_2} \quad (6)$$

$$\Delta M_{rz} = -M_{se} \frac{\Delta t}{\tau_2} \quad (7)$$

onde τ_2 é uma escala de tempo análoga a τ_1 e é descrita em detalhes em Ducharne *et al.* (2000).

2.4.4 Particionamento espacial dentro da bacia

Koster *et al.* (2000) separaram a bacia em três regiões distintas de acordo com as variáveis de umidade brutas. A fração de área saturada (A_{sat}) corresponde à área de todos os pontos onde a zona de raiz está totalmente saturada. A fração de área da região de transpiração (A_{tr}) corresponde à área de todos os pontos onde a zona de raiz se encontra subsaturada, mas acima do ponto de murcha específico da vegetação (θ_{wilt} , onde wilt é a palavra em inglês para murcha). E a fração de área de murcha (A_{wilt}) representa a área de todos os pontos da bacia onde a transpiração é

completamente interrompida. Essas áreas são calculadas por meio de uma função de probabilidade derivada (pdf) da umidade do solo na zona de raiz. Se cada ponto da bacia possui um perfil de umidade de equilíbrio específico, como definido na equação 2, então integrar esse perfil vertical ao longo da zona de raiz sozinho fornece um equilíbrio local da umidade da zona de raiz m_{rz} :

$$m_{rz} = \frac{1}{d_{rz}} \int_{\bar{a}-d_{rz}}^{\bar{a}} w(z) dz \quad (8)$$

onde d_{rz} é a profundidade da zona da raiz. As equações (2) e (8) permitem transformar a pdf da profundidade do lençol freático em uma pdf da umidade de equilíbrio da zona de raiz para toda a bacia hidrográfica. Os detalhes específicos de como o cálculo da pdf funciona pode ser encontrado em Ducharne *et al.* (2000).

2.4.5 Interceptação e escoamento

O tratamento do armazenamento de interceptação e da evaporação são exatamente iguais ao do modelo MOSAIC (Koster; Suarez, 1996). A capacidade de armazenamento é uma função simples do índice de área foliar. Enquanto o escoamento acontece com toda a precipitação que cai em áreas saturadas, nos demais casos a precipitação infiltra no solo, a não ser que o solo esteja congelado ou com excesso de superfície (M_{se}) positivo. Neste último caso, algum escoamento é permitido, mas apenas para áreas de transpiração. A equação do escoamento é:

$$Q_s = P_T \times A_{sat} \quad M_{se} < 0 \quad (9)$$

$$Q_s = P_T \times \left(A_{sat} + A_{tr} \frac{M_{se}}{M_{se-max}} \right) \quad M_{se} > 0 \quad (10)$$

Onde P_T é a precipitação e M_{se-max} é o valor máximo possível de excesso de superfície de acordo com os valores de déficit da bacia e excesso de zona de raiz.

2.4.6 Fluxo de base

O cálculo do fluxo de base para os riachos é derivado diretamente das equações TOPMODEL para a distribuição da profundidade do lençol freático, como em Sivapalan, Beven e Wood (1987). Já que o déficit da bacia é uma função da profundidade média do lençol freático, uma relação simples pode ser feita entre o M_D e o fluxo de base. Esta relação é detalhada em Ducharne *et al.* (2000).

Quando o lençol freático cai abaixo da profundidade rochosa assumida no cálculo de A_{sat} , A_{tr} e A_{wilt} em Ducharne *et al.* (2000), o fluxo de base é interrompido (Koster *et al.*, 2000).

O CLSM é utilizado atualmente como componente terrestre do Modelo do Sistema de Observação da Terra Goddard Versão 5 (GEOS-5), no conjunto de produtos de reanálise intitulado Análise retrospectiva da era moderna para pesquisa e aplicações (Modern-Era Retrospective Analysis -MERRA): MERRA, MERRA-Land e MERRA-2. Além de ter substituído recentemente o modelo MOSAIC no Sistema global de assimilação de dados terrestre dos Estados Unidos - GLDAS.

2.4.7 CLSM no GLDAS versão 2.2

O GLDAS é um sistema avançado de modelagem da superfície terrestre e assimilação de dados. O sistema usa como entrada dados observados (baseados em satélite e terrestres) e a partir de simulações feitas com quatro diferentes modelos de superfície terrestre: NOAH, Catchment Land Surface Model (CLSM), Community Land Model (CLM) e Variable Infiltration Capacity (VIC), gera campos ideais de estados e fluxos da superfície da terra (RODELL *et al.*, 2004).

Os produtos do GLDAS 2.2 são simulados com o Catchment Land Surface Model (CLSM), e forçados com os campos de análise meteorológica do Sistema Integrado de Previsão do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF). O GLDAS 2.2 também assimila os dados de anomalia de TWS do satélite GRACE (Li *et al.*, 2019), fornecidos pelo Centro de Pesquisa Espacial da Universidade do Texas (SAVE *et al.*, 2012; SAVE *et al.*, 2016).

Como os dados do GRACE são em escala temporal mensal, foi utilizado um suavizador de Kalman, onde as variáveis prognósticas que compõem o TWS (três

variáveis de estado do equivalente de água de neve, três variáveis de estado de água subsuperficial e uma variável de interceptação do dossel) receberam a assimilação de dados do GRACE através da seguinte equação de atualização (Li *et al.*, 2019):

$$X^a = X^f + \underline{K}(Y_0 - Y_M) \quad (11)$$

Onde, X^a representa a análise dos estados modelados no intervalo de tempo atual, X^f é conjunto de dados das variáveis prognósticas, \underline{K} representa a matriz de ganho de Kalman, Y_0 é o TWS derivado do GRACE e Y_M é o TWS calculado pelo modelo.

A matriz de ganho de Kalman depende dos erros de observação do GRACE e das incertezas do modelo. Como os dados do TWS do GRACE são anomalias, o Y_0 é somado à média de longo prazo do TWS calculado pelo CLSM. As variáveis X^a e X^f são calculadas na escala do modelo (0,25° e diariamente), enquanto Y_0 e Y_M são calculadas na escala nativa do GRACE (0,5° e mensalmente). Mais detalhes de como é feita a assimilação de dados do GRACE aos produtos do GLDAS 2.2 podem ser encontrados em (Li *et al.*, 2019).

Além da assimilação de dados, a utilização do CLSM para gerar os produtos do GLDAS versão 2.2, contou com outras duas modificações. A primeira foi que o modelo foi rodado numa grade regular, em vez da divisão territorial em bacias hidrográficas, mas mantendo a variabilidade da sub grade. A segunda foi o aumento uniforme de 2 metros nas profundidades originais do leito rochoso, pois essa modificação melhora a representação de condições de seca severa (Li *et al.*, 2019).

2.5 Satélites GRACE

A missão por satélites artificiais GRACE é uma parceria entre as agências espaciais estadunidense, NASA (National Aeronautics and Space Administration), e alemã, DLR (Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt). Ela tem como um dos seus objetivos medir de forma detalhada as mudanças no campo gravitacional da Terra a cada trinta dias (Landerer *et al.*, 2020).

A primeira missão foi lançada em março de 2002 e descontinuada em junho de 2017, devido ao decaimento da órbita do satélite. Em junho de 2018 foi lançada a sua continuação, denominada GRACE Follow-on, que está em funcionamento até os dias atuais e segue o mesmo princípio de medição da primeira (Landerer *et al.*, 2020).

A missão GRACE consiste em dois satélites artificiais idênticos, na mesma órbita, separados entre si por uma distância que varia entre 170-270 km, e a uma altitude inicial de aproximadamente 500 km (Landerer et al., 2020). A bordo das duas espaçonaves está um sistema radiométrico de alcance da banda K/Ka, no espectro do micro-ondas, os sensores se intercomunicam fornecendo medidas precisas das alterações na velocidade e distância entre as duas espaçonaves (Landerer et al., 2020). Quando o primeiro satélite se aproxima de uma região com maior concentração de massa, como uma montanha, a força gravitacional o impele levemente para a frente, causando um aumento na distância entre os dois satélites. Após o primeiro satélite passar a anomalia, ele tem sua velocidade retardada. Enquanto isso, o segundo satélite acelera e reduz no mesmo ponto da alteração gravitacional. Assim, as medidas de distância entre os dois satélites, combinadas com um receptor GPS para determinação precisa de órbita, fornecem mapas detalhados das anomalias gravitacionais da Terra (Landerer et al., 2020).

Segundo NASA (2021), maior parte das mudanças mensais na gravidade são ocasionadas por mudanças no armazenamento de água em reservatórios hidrológicos, pelo movimento das massas de gelo oceânicas, atmosféricas e terrestres, e por trocas de massa entre esses compartimentos. Dessa forma, as medições da gravidade do espaço são capazes de fornecer uma medida precisa da redistribuição da massa do ciclo da água na Terra.

Na fase do processamento dos dados, as variações referentes a massa atmosférica são removidas e as massas de água terrestres e oceânicas são separadas, fornecendo dados de anomalias de TWS. Mais detalhes desses processos podem ser consultados em NASA (2021).

2.6 ESA CCI SM

Através do programa Climate Change Initiative, a Agência Espacial Europeia (ESA) disponibiliza desde 2012 um banco de dados de produtos de umidade do solo em escala global, medidos com um conjunto de satélites com sensores de micro-ondas ativa e passiva. O ESA CCI SM fornece estimativas diárias da umidade superficial do solo, ou seja, cerca dos primeiros 2 a 5 cm do solo.

Os sensores de micro-ondas são considerados os mais adequados para a medição da umidade do solo porque captam o aumento da constante dielétrica do solo

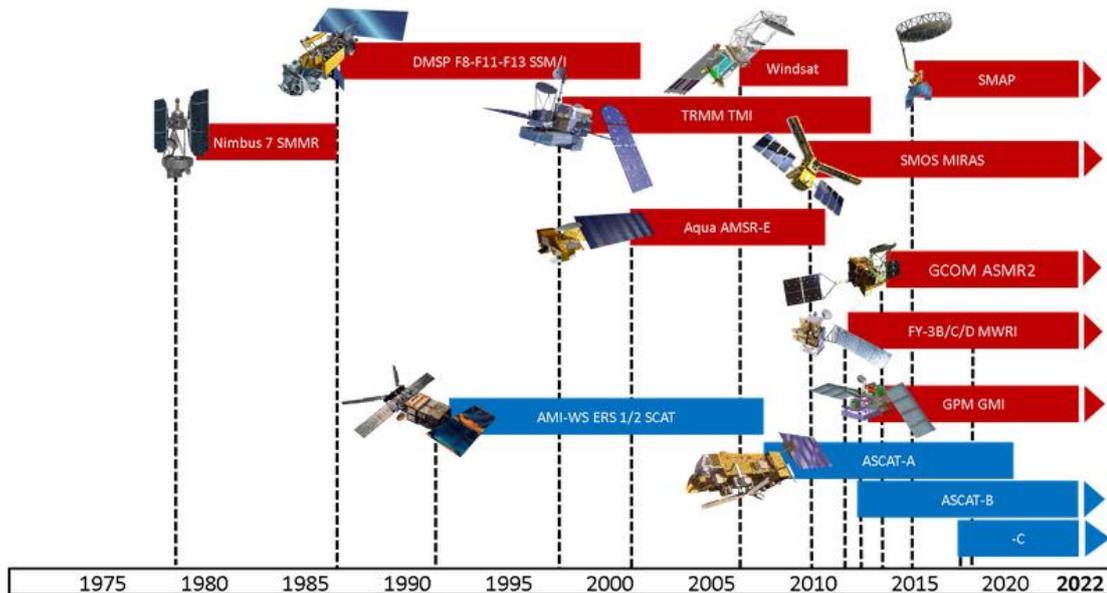
com o aumento do conteúdo de água (Ulaby et al. 1982). As bandas mais importantes para estudos de umidade do solo, são: banda L, banda C e banda X (Scanlon *et al.*, 2021).

Existem duas técnicas de sensoriamento remoto por micro-ondas, a ativa e a passiva. Sensores ativos de micro-ondas (dispersômetros) geram o seu próprio pulso eletromagnético e medem a energia espalhada pela superfície da Terra. Esses sensores possuem a vantagem de não dependerem da luz solar, podendo ser utilizados a qualquer momento do dia. Já os sensores passivos (radiômetros), a energia captada é a própria energia solar refletida naturalmente pela superfície da Terra, sendo o sensor apenas um receptor passivo (Ulaby et al. 1982).

Segundo Liu *et al.* (2011), estudos sugerem que os sensores micro-ondas passivos apresentam boa concordância em regiões com vegetação esparsa, e sensores micro-ondas ativos possuem boa concordância em regiões com vegetação moderada. Ambos possuem desempenho semelhante em regiões com vegetação de esparsa a moderada, mas não possuem bom desempenho em regiões com densa vegetação, como o caso das florestas tropicais. Quanto às incertezas, os produtos passivos possuem menor incerteza do que os produtos de sensores ativos em regiões com vegetação esparsa, enquanto os sensores ativos são melhores que os passivos em regiões de vegetação moderada. Visando combinar as vantagens das duas técnicas, além de desenvolver um produto que aproveite todas as recuperações de umidade do solo de missões de micro-ondas passadas, atuais e futuras com baixas frequências de observação, foram criados produtos que combinam observações de sensores ativos e passivos, os denominados produtos combinados (Liu *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2012).

O produto ESA CCI SM usa um conjunto de sensores remotos, sendo 5 sensores micro-ondas ativos e 12 passivos. Estão incluídos dispersômetros de banda C e radiômetros multi-frequência (Scanlon *et al.*, 2021). O conjunto dos sensores utilizados e sua cobertura temporal podem ser observados na Figura 4.

Figura 4 – Sensores de micro-ondas ativos e passivos utilizados para a geração dos conjuntos de dados de umidade do solo da ESA CCI



Fonte: Scanlon *et al.* (2021).

Através de algoritmos de fusão de dados são gerados conjuntos de dados de sensores passivos e ativos, que podem ser posteriormente mesclados, dando origem a produtos combinados. Uma descrição desses algoritmos pode ser encontrada em Scanlon *et al.* (2021).

3 METODOLOGIA

Essa pesquisa se divide em duas partes, inicialmente o armazenamento de água no continente e suas partições (considerado neste trabalho como sendo apenas umidade do solo e água subterrânea) do GLDAS 2.2 foram validadas para a área de estudo, com base em comparação com dados *in situ* e de sensoriamento remoto da missão GRACE. Posteriormente, para testar a influência do reservatório de Sobradinho no TWS, os dados de variação de volume do reservatório foram somados a anomalia de TWS da respectiva região hidrográfica calculado na etapa anterior e o resultado foi comparado com o TWSA GRACE.

Na segunda parte do trabalho, foram calculados o Índice de Seca da Umidade do Solo (Soil Moisture Drought Index - SMI), o Índice de Seca das Águas Subterrâneas (Groundwater Drought Index - GWI) e o Índice de Déficit de Armazenamento de Água (Water Storage Deficit Index - WSDI) com os produtos de água subterrânea e umidade do solo na zona de raiz do GLDAS 2.2 para 17 regiões hidrográficas nas quais se dividiu a área de estudo.

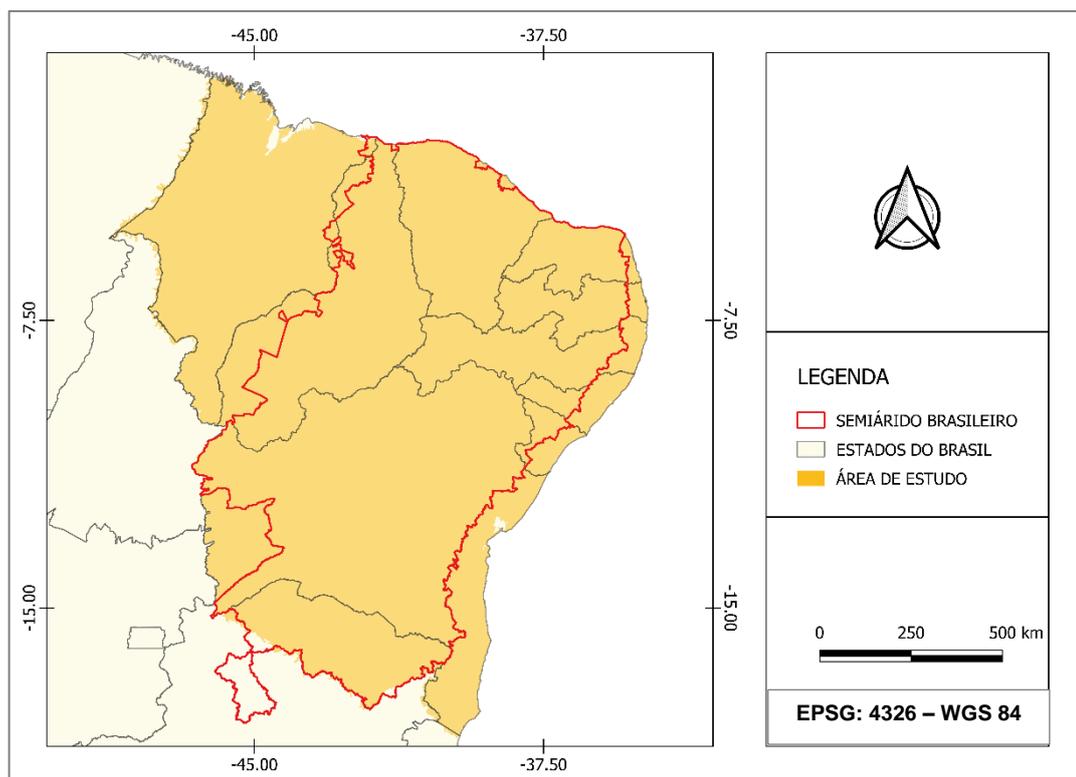
Os processamentos realizados aqui foram feitos através de rotinas computacionais no RStudio, no Excel e no Google Earth Engine. Utilizou-se também o software de sistema de informação geográfica QGIS.

3.1 Área de estudo

A área de estudo proposta neste trabalho engloba toda a Região Nordeste do Brasil (NEB) somada a uma parte do norte do Estado de Minas Gerais (Região Sudeste), que corresponde a área do semiárido brasileiro fora da Região Nordeste, tal como era delimitado até o ano de 2017 (BRASIL, 2005). Na Figura 5 é possível observar que existe uma pequena diferença em relação a delimitação feita pela Resolução N° 115, de 23 de novembro de 2017, do Conselho Deliberativo da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste na parte localizada no Estado de Minas Gerais (SUDENE, 2017). Vale salientar que em 2021 foi apresentada uma nova delimitação do semiárido através da Resolução 150/2021 (SUDENE, 2021), porém a nova delimitação passa por um processo de contestação e ainda não foi oficializada.

Ao todo, a área de estudo tem aproximadamente 1,7 milhões km², e está limitada entre as latitudes 1° e 19° sul e longitudes 34° e 49° oeste.

Figura 5 – Delimitação da área de estudo, região Nordeste e parte norte de Minas Gerais



Fonte: A Autora (2023).

Nota: Delimitação do semiárido com base em SUDENE (2017).

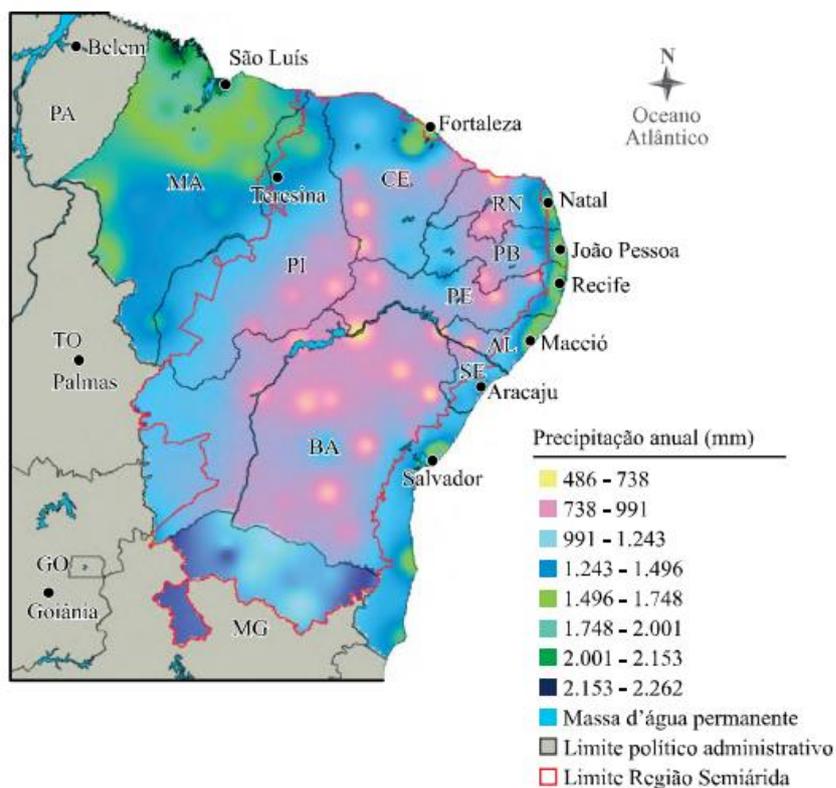
O nordeste brasileiro (NEB) é a segunda região mais populosa do Brasil, com cerca de 54 milhões de habitantes (IBGE, 2023). Ela possui 1,56 milhões de km², cerca de 18,2% do território nacional. E engloba nove Estados brasileiros: Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe. Apesar de possuir áreas úmidas no litoral leste e no noroeste do território, a maior parte da Região Nordeste está localizada no semiárido brasileiro, tendo mais de 60% do seu território inserido no polígono das secas. (Figura 5).

O semiárido se estende ao sul para além do NEB, até o norte do Estado de Minas Gerais. Com aproximadamente 28 milhões de habitantes, é um dos semiáridos mais populosos do planeta (INSA, 2022). A precipitação anual média é de cerca de 800 mm, com um regime pluviométrico escasso e irregular, concentrando as precipitações em 3 ou 4 meses do ano. A insolação média no semiárido é de 2.800 h/ano, com as temperaturas médias anuais em torno de 23 °C a 27 °C e a umidade relativa do ar média em torno de 50%. Também é caracterizado por altas taxas de evaporação média, que chegam a 2.000 mm/ano. Grande parte da população do semiárido está vinculada ao desenvolvimento de atividades agropastoris, que são

fortemente dependentes das chuvas, devido as adversidades climáticas. (Silva *et al.*, 2010).

Na Figura 6 tem-se a distribuição da precipitação média anual ao longo do território. A precipitação média anual é menor na parte central, onde alguns locais possuem precipitação média anual inferior a 500 mm. As precipitações aumentam a medida em que se afastam da região central em direção ao litoral leste. Áreas do noroeste do território e ao sul, também possuem precipitações médias anuais maiores, com quase 1000 mm de diferença em relação a região mais seca (Moura *et al.*, 2019).

Figura 6 - Precipitação anual média do Semiárido e do Nordeste brasileiros para o período de 1981 a 2010

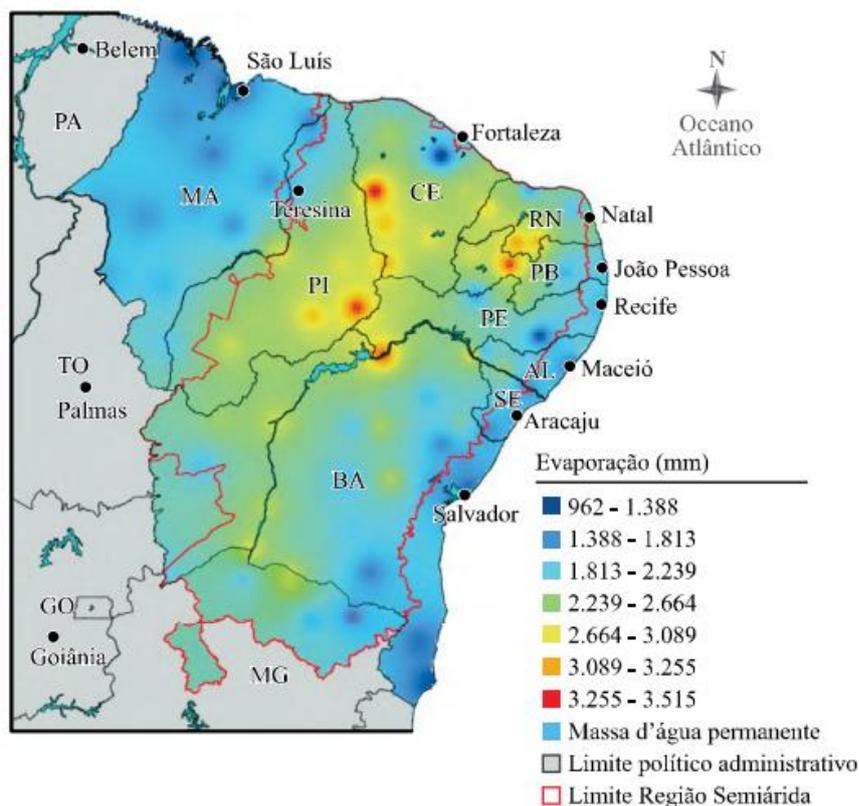


Fonte: Moura *et al.* (2019).

As elevadas taxas de radiação solar, associadas a ventos secos e fortes, fazem com que as taxas de evaporação no semiárido brasileiro variem entre 1.200 e 3.200 mm/ano. Na tendência inversa a da precipitação, as taxas de evaporação são mais altas na parte central do território (Figura 7), e diminuem à medida que se aproximam do litoral leste e do Noroeste da região. A diminuição nas taxas de evaporação ocorre também ao sul, em áreas em que a precipitação ainda é baixa, no entanto é preciso

destacar que a temperatura é mais amena nessa parte do território (Moura *et al.*, 2019).

Figura 7 – Climatologia da evaporação anual para o Semiárido e o Nordeste brasileiros para o período de 1981 a 2010



Fonte: Moura *et al.* (2019).

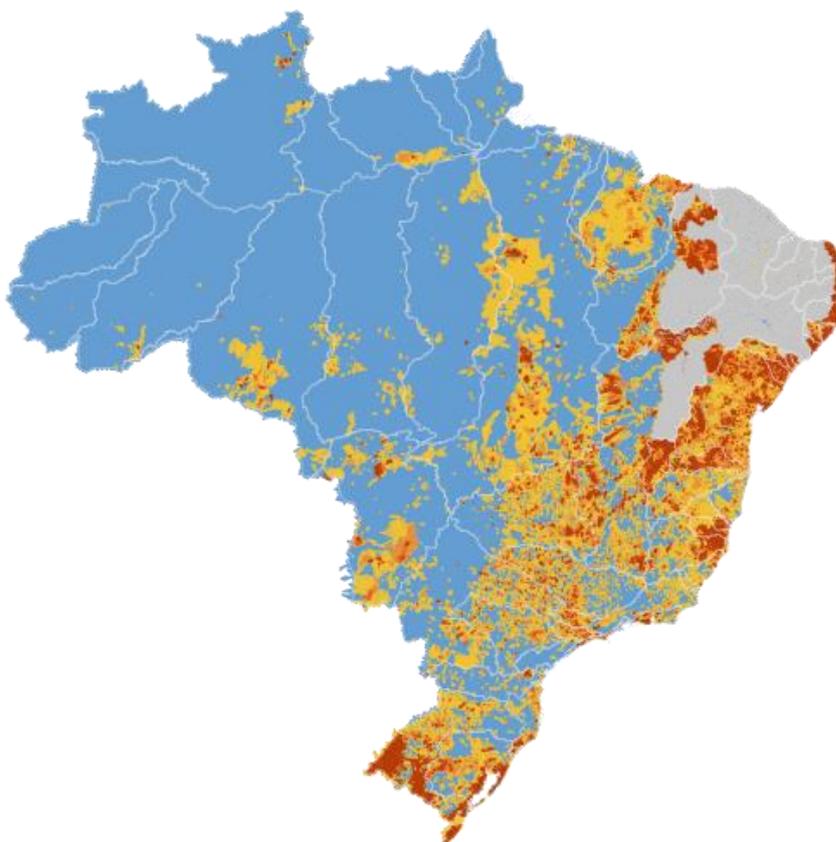
Segundo Moura *et al.* (2019), as altas taxas de evaporação (real e potencial) do semiárido brasileiro, que ocorrem tanto nas superfícies livres de água, como no solo, são responsáveis por uma perda significativa de água para atmosfera. Ainda de acordo com Moura *et al.* (2019), isso levou ao desenvolvimento, na região, de espécies de planta mais resistentes a falta de água, através de um processo de seleção e adaptação ao longo dos séculos. Moura *et al.* (2019) destacam que os locais onde a precipitação é mais baixa, coincidem com os locais onde as taxas de evaporação são mais elevadas, fazendo com que essas áreas tenham os maiores déficits no balanço hídrico climatológico.

Em relação as vazões dos rios, no relatório anual de conjuntura dos recursos hídricos a Agência Nacional de Águas e Saneamento (ANA) avalia a segurança hídrica por trecho de rio, para as 64 Unidades de Gestão de Recursos Hídricos

brasileiras. Nesses trechos, é feito um balanço hídrico, que consiste na razão entre a demanda de água para usos consuntivos e a oferta de água, considerada como uma vazão de alta garantia, que agrega a Q₉₅ ao acréscimo de garantia fornecido pelos reservatórios (ANA, 2021). Os trechos de rios são então classificados em níveis de comprometimento hídrico, sendo eles: baixo (abaixo de 5%), mediano (5% a 30%), alto (30% a 70%), muito alto (70% a 100%), crítico (acima de 100%) e intermitente (oferta nula). Na Figura 8 observa-se o mapa de comprometimento hídrico dos trechos de rio, que indica a distribuição espacial da segurança hídrica oferecida pelas águas superficiais, realizado pela ANA (2021) para o ano de 2020.

Figura 8 – Nível de comprometimento hídrico por trecho de rio para o ano de 2020

■ Baixo ■ Moderado ■ Alto ■ Muito Alto ■ Crítico ■ Intermitente



Fonte: ANA (2021).

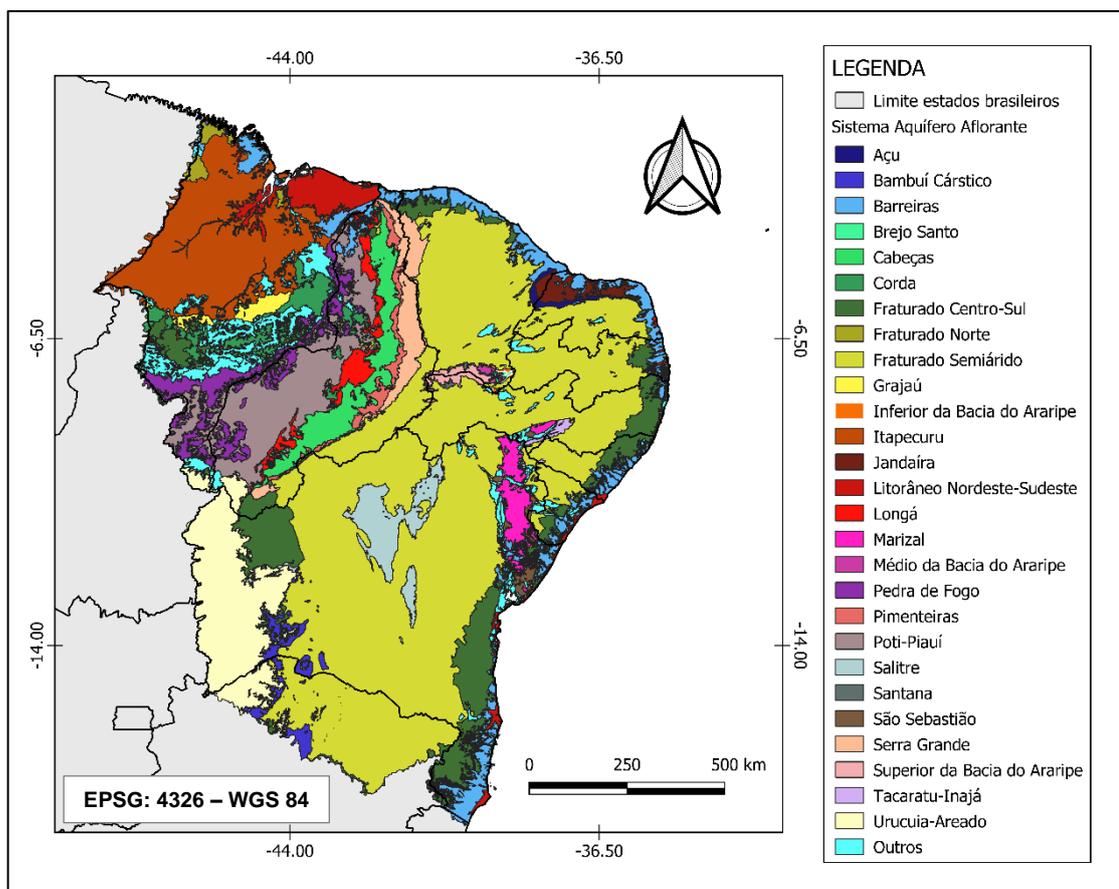
Em boa parte do semiárido os trechos de rios se classificaram como intermitentes, ou seja, oferta nula. Entre o litoral leste do Rio Grande do Norte e parte do litoral de Alagoas, as bacias hidrográficas começam no semiárido, como rios intermitentes, mas deixam a condição de intermitência ao chegar em áreas mais

úmidas. Porém, a alta concentração populacional dessa faixa litorânea, que comporta quatro regiões metropolitanas, aumenta a demanda hídrica. Dessa forma, os rios dessa parte do território tiveram nível de comprometimento hídrico predominantemente crítico. Outros trechos de comprometimento crítico acontecem em diversas áreas do Nordeste. Mais ao sul, nos Estados da Bahia e de Sergipe, a faixa litorânea e áreas mais adentro do continente tiveram predominância de comprometimento hídrico moderado, bem como em boa parte do Estado do Maranhão. Há ainda poucas áreas no oeste da Região Nordeste que apresentaram comprometimento hídrico baixo.

Na área de estudo, existem diversos sistemas aquíferos (Figura 9), com diferentes níveis de potencial hidrogeológico. O maior em extensão é o Fraturado do Semiárido, que se caracteriza predominantemente por uma produtividade muito baixa, onde a presença do cristalino e precipitações escassas e concentradas (no tempo e no espaço) geram condições deficientes de alimentação, armazenamento e circulação. Como consequência seus reservatórios são restritos, aleatórios e pouco produtivos, com águas geralmente salinizadas (IBGE, 2013a). Essas condições são responsáveis pela alta intermitência dos rios da região. A vazão dos poços fica abaixo de 3 m³/h, e entre 3 m³/h e 10 m³/h em alguns locais do Ceará, a vazão específica, que relaciona a vazão de retirada de água (m³/h) e o rebaixamento do lençol freático (m), fica abaixo de 0,40 m³/h/m (IBGE, 2013^a). As exceções ocorrem na Bahia e em Minas Gerais, ambas do lado oeste, onde ele se torna um aquífero Fraturado-Poroso, com a predominância da característica fraturada. Nos locais onde fraturamento é mais intenso as vazões atingem entre 10m³/h e 40m³/h e a vazão específica fica entre 0,40 m³/h/m e 1,60 m³/h/m (IBGE, 2013a; IBGE, 2013b).

Os Fraturados Centro-Sul e Norte, também possuem baixa capacidade de armazenamento e circulação. Sua produtividade é baixa, tendo as vazões abaixo de 10 m³/h e a vazão específica abaixo de 1,6 m³/h/m. Já os Sistemas Aquíferos Bambuí, Jandaíra e Salitre são aquíferos cársicos, com produtividade de média a baixa (vazões entre 3 m³/h e 40 m³/h) e vazão específica muito elevada (acima de 4,00 m³/h/m) (IBGE, 2013a; IBGE, 2013b).

Figura 9 – Sistemas Aquíferos Aflorantes na área de estudo



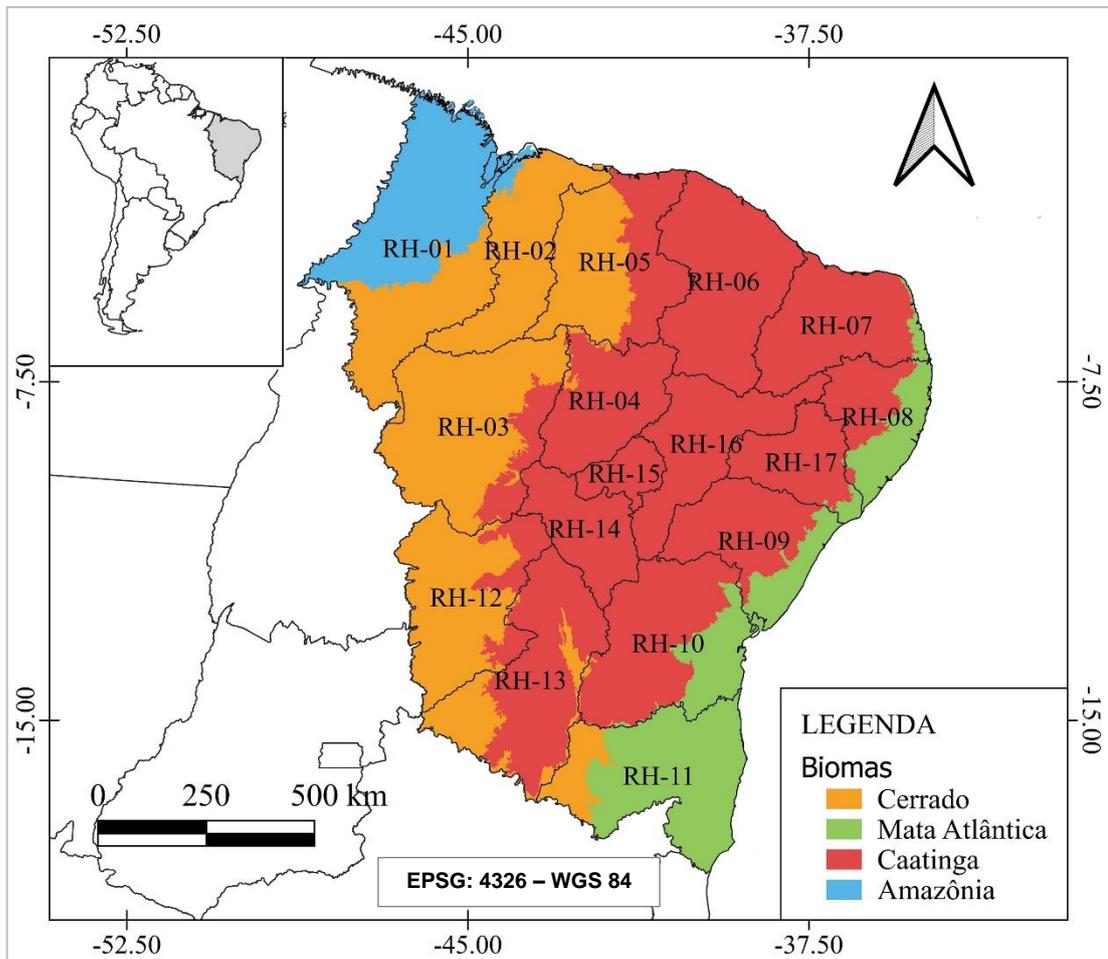
Fonte: A Autora (2023).

Nota: Delimitação dos sistemas aquíferos aflorantes com base em ANA (2013).

Os aquíferos porosos predominam no restante do território, com produtividade média (vazão entre 10 m³/h e 40 m³/h) e vazão específica de moderada a muito elevada (mínima de 0,40 m³/h/m e máximas acima de 4,00 m³/h/m). Os aquíferos com maior potencial de exploração da região são os aquíferos Poti-Piauí, Serra Grande e Cabeças, todos concentrados no Estado do Piauí, que possuem reserva potencial explotável (vazão que pode ser explorada de forma sustentável) de 182 m³/s, 24 m³/s e 15 m³/s, respectivamente (ANA, 2015; IBGE, 2013a; IBGE, 2013b).

Entendendo a diversidade hídrica e climática da área de estudo, optou-se por estudá-la dividindo-a em 17 regiões hidrográficas. Na Figura 10, é apresentada a divisão da área de estudo nessas 17 regiões hidrográficas e na Tabela 1 as características dessas regiões hidrográficas.

Figura 10 – Área de estudo dividida em 17 regiões hidrográficas



Fonte: A Autora (2023).

Nota: Dado dos biomas com base em IBGE (2019).

Tabela 1 – Características fisiográficas das regiões hidrográficas na área de estudo

Região Hidrográfica	Área (10³ km²)	Clima (Köppen, 1936)	Vegetação
1	186	Aw, Am	AM/CE
2	85	Aw, As	CE
3	151	Aw	CE/CA
4	76	BSh, Aw	CA
5	115	As, Aw	CE/CA
6	121	BSh, As	CA
7	92	BSh, As	CA
8	64	As, BSh	CA/MA
9	85	As, BSh	CA/MA
10	128	BSh, Af	CA/MA
11	121	Cwa, Aw	MA/CE
12	112	Aw	CE/CA
13	125	As, Aw	CA/CE
14	54	BSh, Aw	CA
15	22	BSh	CA
16	82	BSh, As	CA
17	53	BSh, As	CA/MA

Clima- Af: Tropical sem estação seca, Am: Tropical de monção, As: Tropical com verão seco, Aw: Tropical com inverno seco, BSh: semiárido de baixa latitude e altitude, Cwa: Subtropical úmido com inverno seco e verão quente. Biomas - AM: Amazônia, CE: Cerrado, CA: Caatinga, MA: Mata Atlântica. Clima com base em Alvares et al. (2013) e vegetação com base em IBGE (2019).
Fonte: A Autora (2023).

3.2 Dados

Os dados utilizados neste trabalho possuem resolução temporal mensal ou foram transformadas para a escala mensal, por se entender que esta é uma escala mais adequada ao cálculo de índices de seca. As fontes de dados utilizadas aqui encontram-se resumidas na Tabela 2. A série temporal das comparações realizadas é sempre determinada pela fonte com a menor série temporal entre as comparadas.

Tabela 2 – Conjuntos de dados empregados no estudo

Fonte	Variável	Cobertura Temporal	Aplicação	Tipo
CEMADEN	Umidade do solo	2015–2019	Validação com o ESA CCI SM	In-situ
ESA CCI SM	Umidade do solo	2003–2020	Validação com o CLSM	Sensoriamento remoto
RIMAS	Água subterrânea	2011–2021	Validação com o CLSM	In-situ
CHESF	Volume do Reservatório	2003–2018	Impacto do volume de Sobradinho no TWSA	In-situ
BR-DWGD	Precipitação	2003–2021	Cálculo do SPI	Baseado em observação
CLSM v. 2.2	Umidade do solo	2003–2021	Cálculo do SMI	Modelo
CLSM v. 2.2	Água subterrânea	2003–2021	Cálculo do GWI	Modelo
CLSM v. 2.2	TWSA	2003–2021	Cálculo do WSDI, impacto do volume de sobradinho no TWSA	Modelo
GRACE	TWSA	2003–2017	Validação com o CLSM, impacto do volume de Sobradinho no TWSA	Sensoriamento remoto

Fonte: A Autora (2023).

A seguir serão descritas de forma mais detalhada as bases de dados utilizadas.

3.2.1 Dados GLDAS 2.2

Neste trabalho foram estudados os produtos do Global Land Data Assimilation System versão 2.2 (GLDAS 2.2) (Li *et al.*, 2019; Li; Beaudoin; Rodell, 2020).

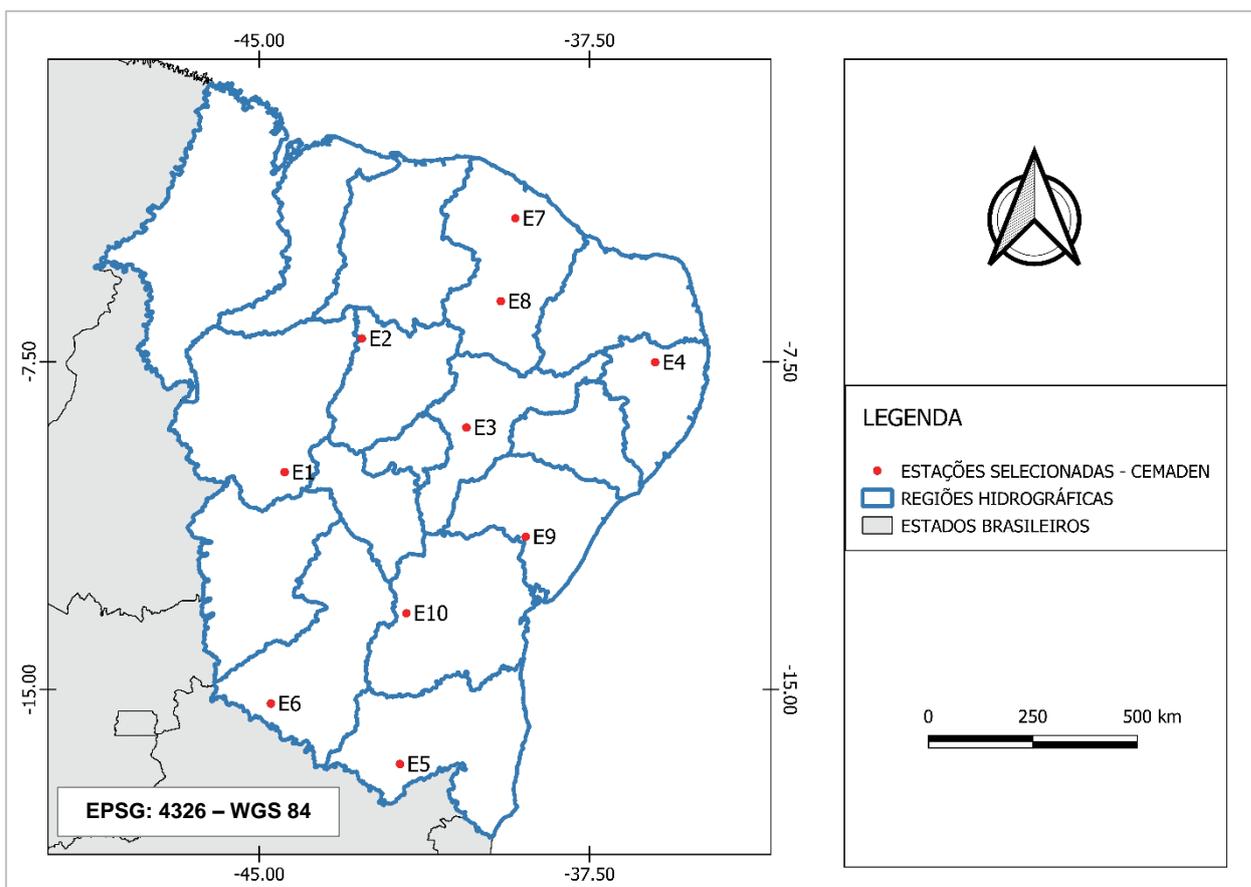
Os produtos do GLDAS 2.2 possuem resolução temporal diária e resolução espacial de 0,25° x 0,25°. As variáveis aqui estudadas são umidade superficial do solo (0 a 2 cm de profundidade), umidade do solo na zona de raiz (0 a 100 cm) e água subterrânea. A série histórica estudada vai de fevereiro de 2003 a abril de 2021.

3.2.2 Dados *in situ* de umidade do solo

Os dados *in situ* de umidade do solo foram coletados pela rede de observação de estações terrestres automáticas do Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais (CEMADEN) no Semiárido Brasileiro, obtidas através de banco de dados público disponibilizado por Zeri *et al.* (2020). Essa base de dados contém 360 estações com umidade do solo medida no período de agosto de 2015 a abril de 2019. As medições foram feitas de hora em hora nas profundidades de 10 e 20 cm e nas profundidades de 10, 20, 30 e 40cm para um subconjunto de estações que corresponde a cerca de 10% da rede original. Para obter o conteúdo volumétrico de água do solo, os equipamentos medem a constante dielétrica do solo na frequência de 70 MHz, o que minimiza a salinidade e os efeitos texturais (modelo EC-5, Decagon Devices, Pullman, WA, EUA). As sondas utilizam calibração padrão e possuem precisão de aproximadamente $\pm 0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (Zeri *et al.*, 2020).

No presente trabalho, foram selecionadas 10 das 360 estações. A escolha das estações foi feita com base no maior tamanho das séries temporais disponíveis e buscou atender à melhor distribuição espacial das mesmas no território do Semiárido Brasileiro (Figura 11). A falta de uma rede de monitoramento nacional para o NEB fora do semiárido e as limitadas redes de monitoramento estaduais, quando existentes, fizeram com que apenas estações localizadas no semiárido fossem analisadas neste trabalho.

Figura 11 - Distribuição das estações de umidade do solo selecionadas



Fonte: A Autora (2023).

Nota: Dados das estações retirados de Zeri *et al.* (2020).

Foram utilizados apenas os dados coletados a 10 cm de profundidade, tendo em vista que satélites, como os utilizados para compor a base de dados de produtos da ESA CCI SM, com os quais os dados *in situ* foram comparados, são capazes de medir apenas a umidade na camada mais superficial do solo. Como os dados do CEMADEN são horários, foi necessária a conversão para média mensal. Os detalhes da localização das estações são relatados na Tabela 3.

Os dados das estações foram analisados para saber se existiam valores de umidade muito fora do normal para a região em que as estações se localizavam. Nenhuma das estações escolhidas apresentava esse tipo de inconsistência.

Tabela 3 – Localização das estações do CEMADEN selecionadas para umidade do solo

Estação	Latitude	Longitude	Cidade	Estado
E1	-10,028	-44,423	Curimata	PI
E2	-6,971	-42,67	Nazaré do Piauí	PI
E3	-9,006	-40,294	Petrolina	PE
E4	-7,513	-36,008	Barra de Santana	PB
E5	-16,708	-41,802	Itinga	MG
E6	-15,323	-44,735	Bonito de Minas	MG
E7	-4,218	-39,184	Caridade	CE
E8	-6,116	-39,513	Alopiara	CE
E9	-11,506	-38,948	Teofilândia	BA
E10	-13,257	-41,657	Abaíra	BA

Fonte: A Autora (2023).

Nota: Dados das estações retirados de Zeri *et al.* (2020).

3.2.3 Dados ESA CCI SM

O ESA CCI SM é um robusto banco de dados com produtos de umidade do solo diários com resolução espacial de 25km. Os produtos são disponibilizados em 3 modalidades: micro-ondas ativo, micro-ondas passivo e combinado (ativo + passivo). No presente trabalho, foi utilizada a versão 06.1 com produto do tipo combinado. O produto combinado foi escolhido devido a sua característica de mesclar as vantagens dos produtos passivos e ativos e de fornecer um produto que utiliza uma maior quantidade de recuperação de umidade do solo disponível, já que obtém seus dados tanto dos sensores ativos quanto dos passivos (Liu *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2012). Duas séries são estudadas aqui: uma de 2015 a 2019, na comparação com os dados do CEMADEN; e outra de fevereiro de 2003 a dezembro de 2020 na comparação com os dados do GLDAS CLSM 2.2 (Dorigo *et al.*, 2017; Gruber *et al.*, 2019).

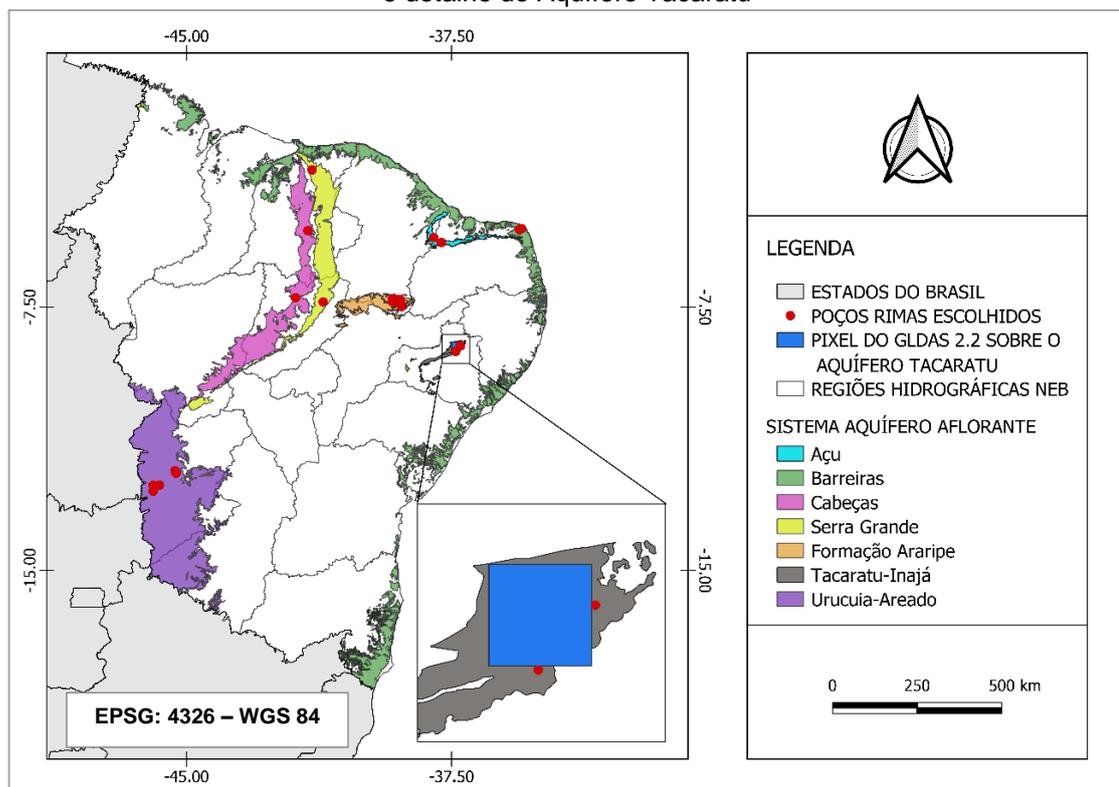
3.2.4 Dados *in situ* de águas subterrâneas

Os dados *in situ* de águas subterrâneas foram extraídos da Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS), planejada, coordenada e operada pelo Serviço Geológico Brasileiro – CPRM. A RIMAS é uma rede nacional de monitoramento qualitativo e quantitativo das águas subterrâneas brasileiras. Seu principal foco é no monitoramento do nível de água (NA). A implantação da RIMAS foi iniciada em 2009 e atualmente conta com o monitoramento de aproximadamente 30

aquíferos espalhados pelo Brasil, com cerca de 400 poços de monitoramento em operação. (CPRM, 2009; CPRM 2021a).

Para este trabalho, foram selecionados os aquíferos dentro da área de estudo que possuíam poços de observação em local onde o aquífero se encontrava na condição livre. Pois, Li *et al.* (2019) sugerem, baseados em trabalhos anteriores, a exclusão de regiões confinadas, uma vez que aquíferos livres e semiconfinados são mais consistentes com o que o CLSM simula. Isso resultou na seleção de sete aquíferos, sendo eles: Aquífero Açu, Barreiras, Cabeças, Missão Velha, Serra Grande, Tacaratu e Urucuia (Figura 12). Na região do Araripe, optou-se por trabalhar apenas com a unidade aquífera Missão Velha, que pertence ao Sistema Aquífero Médio, em detrimento dos outros aquíferos existentes na região, pois essa possuía a maior rede de observação, além de ser a principal unidade aquífera local (DNPM, 1996).

Figura 12 - Mapa dos Sistemas Aquíferos Aflorantes estudados, localização dos poços de observação e detalhe do Aquífero Tacaratu



Fonte: A Autora (2023).

Nota: Delimitação dos sistemas aquíferos aflorantes com base em ANA (2013) e localização dos poços com base em CPRM (2021a).

Após a seleção dos aquíferos, os poços e pixel utilizados na comparação da anomalia de armazenamento de água subterrânea foram escolhidos. Primeiro foi

examinada a grade do CLSM sobreposta ao Mapa Digital dos Sistemas Aquíferos Brasileiros, da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA, 2013), a fim de detectar os pixels que estavam melhor sobrepostos a área de afloramento de cada um dos sete aquíferos estudados. Entre esses pixels, os que possuíam a maior densidade de poços de observação em suas áreas foram selecionados. Estes poços de observação foram então consistidos, avaliando a correlação dos mesmos com os dados dos poços vizinhos e observando, também em relação aos poços vizinhos, se os dados estavam compatíveis com as variações climáticas da região em que se encontravam.

Foram excluídos os meses com menos de 10 dias de dados medidos. Bem como poços cuja inclusão diminuiria muito o tamanho da série histórica final, resultante da média das séries de variação do armazenamento de água subterrânea de cada poço sobre um mesmo pixel, por possuírem poucos meses de dados medidos em comum com os outros poços sobre o mesmo pixel.

Em seguida, foram escolhidos até dois pixels sobre cada aquífero, e, junto com eles, os poços em sua área que passaram na análise de consistência. Apenas no aquífero Tacaratu foram selecionados poços que estavam ligeiramente fora da área do pixel escolhido (cerca de 1,5 km fora). Isso foi necessário porque o pixel que estava melhor sobreposto a área de afloramento do aquífero não possuía poços de observação dentro de sua área (Figura 12). A distribuição dos poços por aquífero e por pixel e a profundidade média entre a entrada do poço (cota do terreno) e o nível do lençol freático são mostradas no Tabela 4.

Os dados de monitoramento do nível de água do RIMAS é disponibilizado em séries diárias, onde o nível de água é expresso em metros de profundidade em relação ao nível da cota do terreno. As séries temporais de nível de água usadas nesse trabalho compreendem o período de março de 2011 a abril de 2021, com os dados dos poços variando entre 73 e 116 meses com pelo menos 10 dias de dados medidos em cada mês.

Tabela 4 – Distribuição dos poços de monitoramento da CPRM selecionados por aquífero e por pixel

Aquíferos	Pixel	Poço	ID RIMAS	LAT	LON	Profundidade média (m)
Açu	A	P1	2600041031	-5,66	-37,78	12,1
	B	P2	2300022707	-5,52	-38,00	64,8
Araripe	A	P3	2300022129	-7,49	-38,91	15,5
		P4	2300022894	-7,29	-38,94	22,2
		P5	2300022135	-7,40	-38,93	15,6
	B	P6	2300022154	-7,26	-39,17	17,0
		P7	2300022599	-7,35	-39,17	44,5
		P8	2300022598	-7,28	-39,05	62,7
Barreiras	A	P9	2600047469	-5,29	-35,58	32,2
		P10	2600047470	-5,26	-35,51	29,0
Cabeças	A	P11	2200046784	-5,32	-41,56	15,4
	B	P12	2200046785	-7,23	-41,91	7,7
Serra Grande	A	P13	2200045223	-3,59	-41,44	12,6
	B	P14	2200000593	-7,35	-41,13	19,8
Tacaratu	A	P15	2600049197	-8,76	-37,38	37,4
		P16	2600039622	-8,60	-37,24	5,0
Urucuia	A	P17	2900020672	-12,16	-45,32	76,5
		P18	2900020686	-12,23	-45,29	12,9
	B	P19	2900024873	-12,57	-45,76	27,6
		P20	2900021798	-12,57	-45,94	30,5
		P21	2900021797	-12,74	-45,94	61,0

Fonte: A Autora (2023).

Nota: Dados dos poços retirados de CPRM (2021b).

3.2.5 Dados GRACE

Neste trabalho, foram utilizados os dados de anomalia mensal de armazenamento de água do GRACE Tellus Monthly Mass Grid – Land, calculados com base nos dados de nível 2 do CSR. A resolução espacial do produto é de 1,0° e a série temporal estudada vai de fevereiro de 2003 até janeiro de 2017.

O conjunto de dados GRACE Tellus Monthly Mass Grid utiliza dados de nível 2 (campos harmônicos esféricos) de três centros: Centro de Pesquisa Espacial da Universidade do Texas (CSR), Centro de Pesquisa em Geociências de Potsdam (GFZ) e o Laboratório de Propulsão a Jato da NASA (JPL) para fornecer dados

mensais de anomalia de armazenamento de água terrestre (Swenson; Wahr, 2006; Landerer; Swenson, 2012; Swenson, 2012).

3.2.6 *Dados de volume do Reservatório de Sobradinho*

A série histórica de volume de água do Reservatório de Sobradinho foi calculada a partir dos dados de cota e da curva cota-volume disponibilizados pela Companhia Hidroelétrica do São Francisco (CHESF, 2023). Os valores diários de cota foram transformados em volume através de interpolação e depois os volumes diários foram transformados em volumes médios mensais. A série utilizada abrange o período de fevereiro de 2003 a janeiro de 2017.

3.2.7 *Dados de precipitação*

Para o cálculo do Índice de Precipitação Padronizada (SPI), foi utilizado o Brazilian Daily Weather Gridded Data (BR-DWGD) onde estão disponíveis precipitação, temperatura mínima e máxima, radiação solar, velocidade do vento e umidade relativa em uma resolução de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (Xavier *et al.*, 2022). A precipitação diária em grade é obtida pela interpolação de dados de 11.473 pluviômetros e, para a versão 3.2, a cobertura temporal é de 1º de janeiro de 1961 a 31 de dezembro de 2022. Para compatibilizar com a cobertura temporal do CLSM, o SPI foi calculado para o período de janeiro de 2003 a dezembro de 2022.

3.3 Validação

3.3.1 *Validação da umidade do solo*

Na primeira etapa foi analisado o desempenho dos produtos de umidade do solo do ESA CCI SM em relação a 10 estações de monitoramento *in situ* de umidade do solo do CEMADEN. Em trabalho anterior, que contou com a participação da autora, o desempenho do ESA CCI SM foi avaliado para o NEB em relação às mesmas estações do CEMADEN aqui utilizadas, porém o estudo se concentrou em avaliar a escala temporal diária e valores absolutos de umidade (Oliveira; Ribeiro Neto, 2021). O estudo demonstrou o potencial de utilização do ESA CCI SM no NEB, mas

identificou que a base de dados superestima a umidade do solo na região. Aqui a comparação será feita em escala mensal, com vista a utilizar uma escala temporal mais adequada ao cálculo de índices de seca; e séries de anomalias, em vez de dados absolutos de umidade, pois se busca posteriormente utilizar índices de seca com metodologia parecida para a umidade do solo, água subterrânea e TWS, e para as últimas duas variáveis o CLSM e o GRACE só permitem trabalhar com séries de anomalias, o que está explicado nos tópicos 2.4.1 e 3.2.5. Busca-se verificar ainda, se trabalhar com anomalias mensais mitiga os efeitos da superestimação do ESA CCI SM na região.

As anomalias mensais de umidade do solo de dez estações *in situ* da rede de monitoramento do CEMADEN foram comparadas com os produtos da ESA CCI SM através do método pixel-estação. Onde os dados da estação são comparados com os do pixel no qual a estação está localizada. Esse método foi escolhido para preservar o tamanho das séries temporais de algumas estações com maior número de dados, evitando fazer interpolações para obter a umidade média das regiões hidrográficas com os dados do CEMADEN (Souza, 2019; Jucá *et al.*, 2019).

Numa segunda etapa, foram comparadas as anomalias de umidade do solo da ESA CCI SM com as do GLDAS 2.2 utilizando a anomalia média mensal de umidade do solo da região hidrográfica. Os produtos do GLDAS 2.2 foram transformados de mm para m^3/m^3 dividindo a lâmina d'água equivalente (mm) dos primeiros 2 cm de solo por 20. As séries foram calculadas para cada uma das 17 regiões hidrográficas ilustradas na Figura 10.

3.3.2 Validação da água subterrânea

Para validação do produto de água subterrânea, fez-se a comparação da anomalia de armazenamento da água subterrânea, tal como em Thomas *et al.* (2017), Melati *et al.* (2019) e Wang *et al.* (2020b). Que consiste em comparar a anomalia do armazenamento de água subterrânea num determinado pixel do modelo com a média das anomalias de armazenamento de água subterrânea dos poços sobre aquele mesmo pixel.

Neste trabalho, foram utilizadas anomalias mensais. Para isso, foi necessário transformar as séries diárias do modelo e dos poços em séries mensais calculando a média mensal. Os valores do nível de água (distância entre a cota do terreno e o nível

do lençol freático) nos poços foram subtraídos da cota do terreno, para que a variação do armazenamento de todos os poços fosse medida em relação a um mesmo Datum. Depois, os resultados foram multiplicados pela porosidade específica do aquífero para conseguir a variação do armazenamento em coluna d'água (Thomas et al., 2017; Melati *et al.*, 2019; Wang et al., 2020b), como demonstrado na Equação 12:

$$GWS = S_y * (CT - NA) \quad (12)$$

Onde GWS (cm) é a variação do armazenamento de água subterrânea em coluna d'água (cm), S_y (adimensional) é a porosidade específica do aquífero, CT (cm) é a cota do terreno na entrada do poço e NA (cm) é o nível de água. Na Tabela 5 estão os valores da porosidade específica para cada um dos aquíferos estudados de acordo com trabalhos existentes na literatura.

Tabela 5 – Porosidade específica dos aquíferos estudados

Aquífero	S_y	Referência
Açu	0,021	CPRM e UFRN (2007a)
Araripe	0,128	COGERH (2009)
Barreiras	0,10	Melo (1998)
Cabeças	0,03	Correia Filho <i>et al.</i> (2010)
Serra Grande	0,03	Correia Filho <i>et al.</i> (2010)
Tacaratu	0,03	Costa Filho <i>et al.</i> (2008)
Urucuia	0,15	Gaspar (2006)

Fonte: A Autora (2023).

Calculada a variação do armazenamento, foram calculadas as anomalias mensais de armazenamento de água de cada poço. Em seguida, fez-se a média das anomalias para aqueles poços que estivessem dentro do mesmo pixel. O cálculo da anomalia em determinado pixel foi feito em relação ao valor médio do ΔGWS do período histórico que corresponde aos meses de dados medidos em comum para todos os poços utilizados naquele mesmo pixel.

3.3.3 Validação do TWS

A validação das anomalias do TWS do GLDAS 2.2 foi feita em relação as anomalias do TWS do GRACE. O TWS do GLDAS 2.2 foi considerado como uma composição feita através da soma da água subterrânea com a umidade do solo. As anomalias do TWS do GLDAS foram calculadas em relação ao valor médio para o período de 2004 a 2010, igualando assim ao período de referência das anomalias do GRACE utilizadas no presente estudo.

As séries estão em dados mensais e foram calculadas para cada uma das 17 regiões hidrográficas.

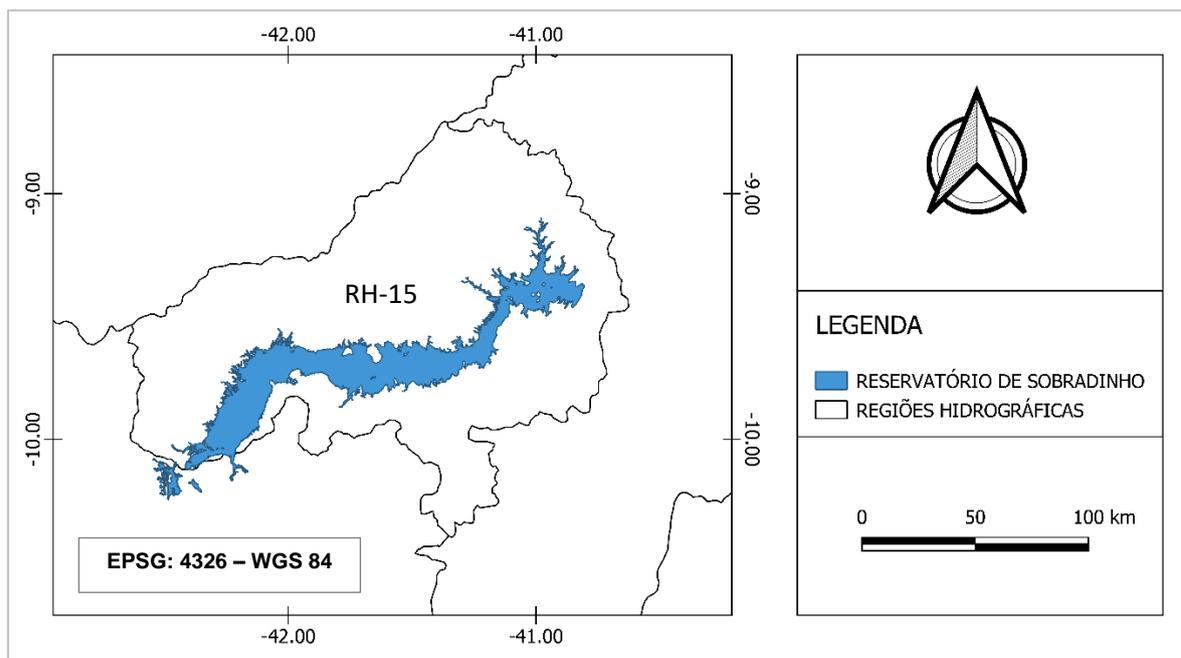
É preciso destacar que o GLDAS 2.2 assimila os dados do GRACE, o que favorece resultados positivos na comparação das duas fontes. No entanto, o que se procura aqui é usar o valor do GRACE como referência para investigar o ajuste desses dados assimilados na área de estudo.

3.3.4 TWS da Região Hidrográfica 15 com inclusão do Reservatório de Sobradinho

O TWS calculado nas etapas anteriores considera apenas a água subterrânea e a umidade do solo. Muitos trabalhos desconsideram a parcela superficial do TWS em seus cálculos por considerarem esta parcela pouco significativa, como por exemplo Rodell *et al.* (2007); outros autores, ao trabalharem com dados de modelo, excluem a parcela superficial devido aos modelos não representarem explicitamente essa componente (Xia *et al.*, 2017). No entanto, o trabalho de Getirana *et al.* (2017) mostrou que o armazenamento superficial da água (Surface Water Storage – SWS) é importante em bacias de grandes rios, como na Bacia do São Francisco. Apesar disso, o trabalho de Getirana *et al.* (2017) foi feito na escala espacial de pixels, e não em regiões hidrográficas, como no presente trabalho, e se concentrou apenas em armazenamento superficial em rios e planícies de inundação. A principal influência do armazenamento superficial medido foi notada em pixels que estavam sobrepostos ao leito de grandes rios, especialmente no Nordeste brasileiro. Não se sabe como ficaria esse impacto diluído em uma escala regional, e o presente trabalho não aborda de forma ampla o armazenamento superficial. Porém, foi investigada a contribuição do armazenamento superficial na região hidrográfica RH-15, que contorna o reservatório de Sobradinho (Figura 13). Sobradinho é um dos maiores reservatórios artificiais

brasileiros, com capacidade de armazenamento de 34 bilhões de metros cúbicos e espelho d'água de aproximadamente 3100 km² quando está cheio.

Figura 13 – Localização do Reservatório de Sobradinho na Região Hidrográfica 15



Fonte: A Autora (2023).

Nota: Delimitação do reservatório retirada de ANA (2020).

Estudos presentes na literatura geralmente costumam utilizar dados de altimetria por satélite, ou estes aliados a modelagem, para estimar o armazenamento de água superficial em rios, lagos e planícies alagadas (Papa *et al.*, 2013; Getirana *et al.*, 2017; Salameh *et al.*, 2017); também utilizam modelos de gestão da água para analisar o SWS de reservatórios artificiais (Zhou *et al.*, 2016). No entanto, devido ao fato do SWS na RH-15 ser dominado pelo lago artificial de Sobradinho, um reservatório que tem seus níveis regularmente monitorados, pode-se utilizar diretamente os dados de cotas associados à curva cota-volume, para calcular as anomalias do SWS na RH-15.

Para avaliar o impacto do reservatório de Sobradinho, as anomalias do SWS da RH-15 foram somadas às anomalias de GWS e SM (do inglês: Soil Moisture, que significa umidade do solo) calculadas com os produtos do GLDAS 2.2 e comparadas, por meio dos critérios estatísticos estabelecidos no próximo item, com as anomalias de TWS do GRACE.

3.4 Critérios estatísticos

A avaliação contou com o coeficiente de correlação de Pearson, o coeficiente de concordância de Willmott e a raiz do erro quadrático médio (RMSE). A seguir, esses coeficientes serão descritos, assim como a forma como devem ser interpretados.

O coeficiente de correlação de Pearson é expresso na Equação 13.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \times (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (13)$$

onde: r é o coeficiente de correlação de Pearson, e $x_1 \dots x_n$ e $y_1 \dots y_n$ são os valores das duas séries comparadas. O coeficiente r mede a correlação linear entre as variáveis. Seu valor varia de -1 a 1, onde 1 e -1 indicam uma correlação perfeita, sendo a correlação positiva indicada pelo 1 e a correlação negativa indicada por -1. A correlação positiva ocorre quando y cresce à medida em que x cresce, já a correlação negativa ocorre quando y decresce à medida em que x cresce. O valor 0 indica a ausência de correlação entre as variáveis. Os detalhes de interpretação do coeficiente de correlação de Pearson podem ser visualizados na Tabela 6.

Tabela 6 – Interpretação do coeficiente de correlação

Coeficiente de Correlação (r) (+ ou -)	Correlação
0,00 - 0,19	Muito Fraca
0,20 - 0,39	Fraca
0,40 - 0,69	Moderada
0,70 - 0,89	Forte
0,90 - 1,00	Muito Forte

Fonte: Shimakura (2006).

O coeficiente de concordância de Willmott (d) mede a proximidade entre os dados estimados e observados (Equação 14).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (14)$$

onde: E é o valor estimado e O é o valor observado. O valor de d varia de 0 a 1. Quanto mais próximo de 1, maior é a concordância entre os dados (SOUZA, 2019; JUCÁ *et al.*, 2019).

O critério RMSE avalia a diferença entre os dados das duas bases analisadas (Equação 15).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2} \quad (15)$$

Onde: E é o valor estimado e O é o valor observado. O RMSE indica o grau de precisão do dado estimado de corresponder ao valor de referência. Quanto mais próximo de 0 for o resultado, melhor é o desempenho do valor estimado em se aproximar do valor de referência (Souza, 2019; Jucá *et al.*, 2019).

3.5 Índices de seca

Para analisar o comportamento do TWS, da umidade solo e das águas subterrâneas, os índices de seca WSDI (Sinha *et al.*, 2017), SMI e GWI (Li; Rodell, 2015) foram calculados para as 17 regiões hidrográficas estudadas utilizando os produtos do GLDAS 2.2.

Os três índices possuem metodologia de cálculo semelhante. A seguir será descrito o cálculo do GWI. Para calcular o WSDI e o SMI é só substituir, nas etapas descritas, o termo “água subterrânea” por TWS e umidade do solo, respectivamente.

Para o cálculo do GWI, inicialmente foi necessário obter as anomalias mensais de armazenamento de água subterrânea (GWSA). Calculou-se também, a climatologia mensal para cada mês (C_m), onde a climatologia do mês de janeiro é a média das anomalias de todos os janeiros da série histórica, assim como a climatologia de dezembro é a média das anomalias de todos os dezembros.

Em seguida, a climatologia mensal foi subtraída das anomalias de armazenamento, resultando no que se denomina desvio do armazenamento de água subterrânea (Groundwater Storage Deviation - GSD) (Equação 16), que representa o desvio de armazenamento em relação a variabilidade sazonal.

$$GSD_{m,a} = GWSA_{m,a} - C_m \quad (16)$$

onde, m é o mês e a é o ano do dado. Todas as variáveis da Equação 16 são dadas em c.

Por fim, o desvio de armazenamento de água subterrânea foi normalizado, de acordo com a Equação 17.

$$GWI = \frac{GSD_t - \bar{X}_{GSD}}{S_{GSD}} \quad (17)$$

onde, \bar{X}_{GSD} (cm) é a média do desvio de armazenamento de água subterrânea e S_{GSD} (cm) é o desvio padrão do desvio de armazenamento de água subterrânea. O GWI é uma variável adimensional.

A ocorrência de um evento de seca para os três índices foi determinada como em Sinha *et al.*, (2017): como sendo pelo menos três meses consecutivos de valores negativos do índice. Um ou dois meses com valores negativos são considerados como meses secos isolados. Diferente de Sinha *et al.*, (2017), o término da seca foi considerado aqui quando três meses ou mais apresentam valores positivos, por causa do grande número de meses úmidos isolados ocorrendo em meio a períodos de seca que foi detectado nos dados.

A interpretação da intensidade da seca foi feita de acordo com Sinha *et al.* (2017), como mostrado na Tabela 7.

Tabela 7 - Caracterização da intensidade da seca

Valor do índice	Categoria de seca
De 3,0 a 4,0	Condições extrema de umidade
De 2,0 a 3,0	Condição severa de umidade
De 1,0 a 2,0	Condição moderada de umidade
De - 0,99 a 0,99	Condições próximas ao normal
De -1,0 a -2,0	Condição moderada de seca
De -2,0 a -3,0	Condição severa de seca
De -3,0 a -4,0	Condição extrema de seca

Fonte: Sinha *et al.* (2017).

3.6 Comparação com o Índice de Precipitação Padronizada (SPI)

Após o cálculo dos índices com base nos dados do CLSM, os valores de SMI e GWI foram comparados com o SPI, índice derivado do acúmulo de precipitação em

um período de n meses (SPI- n). Devido às diferentes velocidades de resposta dos estados e fluxos de água aos déficits de precipitação, é possível associar o SPI a diferentes categorias de seca de acordo com a escala de tempo utilizada em seu cálculo. Brito et al. (2018), com base na investigação de outros autores, identificaram escalas de tempo adequadas para seca agrícola (2 a 3 meses) e seca de águas subterrâneas (12 a 48 meses). Levando em consideração esses estudos, a correlação de Pearson foi calculada para os índices SMI vs. SPI-3, SMI vs. SPI-6, GWI vs. SPI-12 e GWI vs. SPI-24 para encontrar a melhor escala de tempo SPI para cada variável e demonstrar a representatividade dos índices com base nos dados do CLSM.

3.7 Transformada de Wavelet Contínua

A periodicidade da seca foi investigada para 4 RHs, cada uma representando uma configuração de biomas do NEB: RH-01 (Amazônia/Cerrado), RH-12 (Cerrado), RH-16 (Caatinga) e RH-08 (Caatinga/ Mata Atlântica). Para isso, o sinal dos índices SMI e GWI foi analisado usando a transformada wavelet contínua (CWT). Uma ferramenta que decompõe uma série temporal no domínio da frequência, permitindo identificar as bandas dominantes de variabilidade e seus respectivos comportamentos no tempo. Ao ser aplicada para seca, revela as estruturas periódicas presentes em índices distintos, mostrando as características em comum e as diferenças entre eles (Li et al., 2020). O pacote R WaveletComp foi utilizado nas análises da CWT (Roesch; Schmidbauer, 2018).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Validação da umidade do solo

A validação da umidade do solo foi feita em duas etapas: primeiro as anomalias mensais de umidade do solo de 10 estações *in situ* da rede de monitoramento do CEMADEN foram comparadas pelo método pixel-estação com os produtos de umidade do solo da ESA CCI SM. Em seguida as anomalias mensais médias para 17 regiões hidrográficas estabelecidas neste trabalho foram calculadas com os produtos de umidade do solo da ESA CCI SM e com os produtos de umidade do solo do GLDAS 2.2 para serem comparadas.

4.1.1 ESA CCI SM x *in situ*

As séries de umidade do solo obtidas através da ESA CCI SM mostraram correlação de moderada a muito forte com os dados das estações (Tabela 8). Houve a predominância de correlações fortes, encontradas em 7 das 10 estações. A estação 6 mostrou correlação muito forte com os produtos da ESA ($p = 0,94$), mas foi a única apresentar esse melhor ajuste. Apenas duas estações tiveram correlação abaixo de forte, são elas as Estação 1 ($p = 0,67$) e a Estação 8 ($p = 0,65$), ambas com correlação moderada.

A figura 14 apresenta o comportamento das séries de anomalia da umidade do solo (SMA) nas 10 estações *in situ* do CEMADEN comparadas com as séries dos dados do ESA CCI SM. Na Estação 1, é possível notar que a ESA CCI SM subestimou o pico de umidade ocorrido no primeiro semestre de 2016, e não registrou a redução da umidade do solo em meio a um período de alta no primeiro semestre de 2019 apresentada nos dados *in situ*. Já na Estação 8, o início e fim dos períodos úmidos e secos nas duas séries raramente coincidem, principalmente devido ao comportamento diferente dos períodos de menor umidade. Essas diferenças provavelmente foram as causas da menor correlação entre a ESA CCI SM e os dados do CEMADEN nessas duas estações.

Tabela 8 – Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre dados de umidade do solo *in situ* e da ESA CCI SM

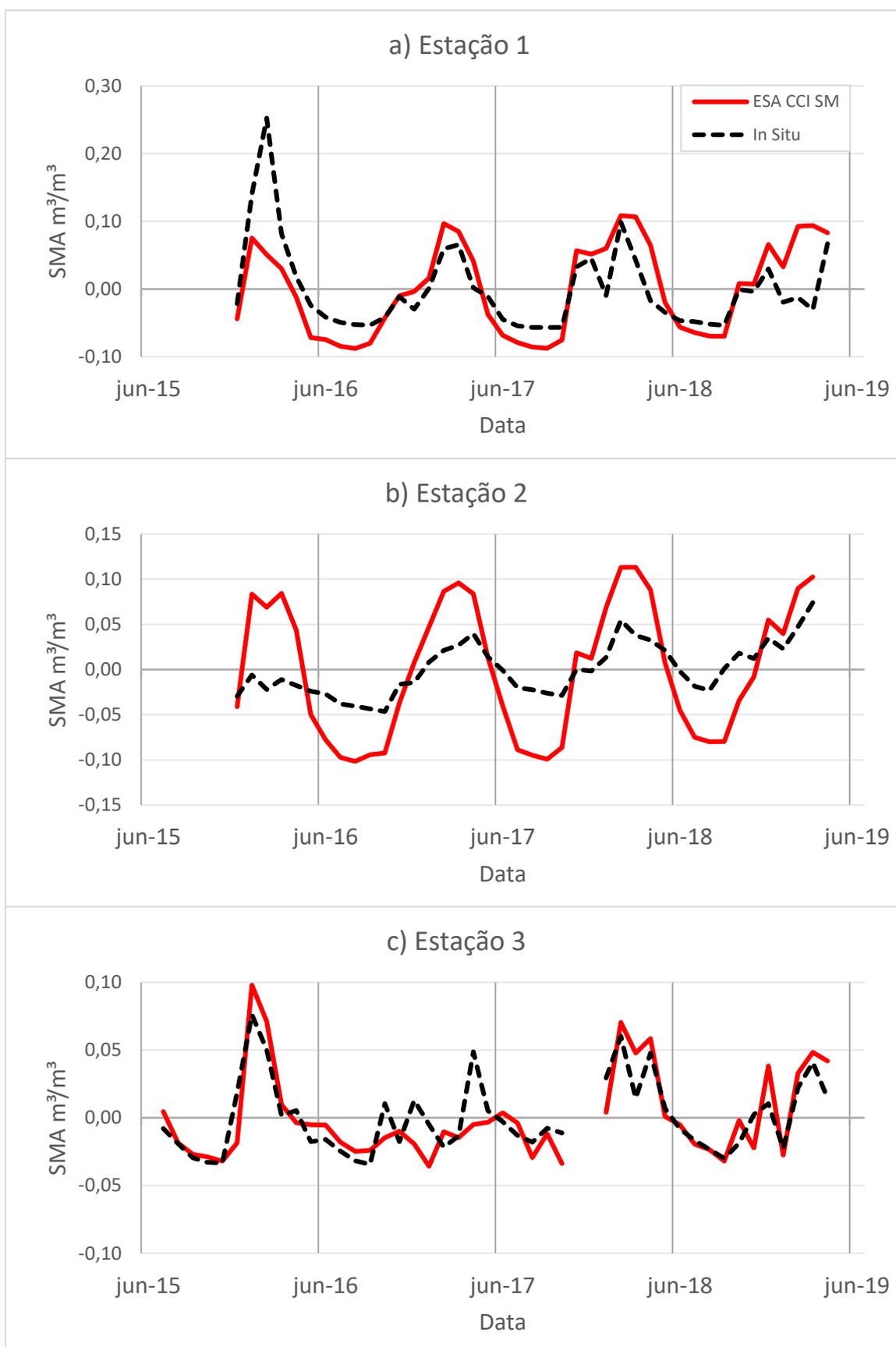
Estações	Pearson	Willmott	RMSE (m³/m³)
1	0,67	0,81	0,05
2	0,79	0,71	0,05
3	0,83	0,90	0,02
4	0,76	0,86	0,03
5	0,73	0,84	0,03
6	0,94	0,92	0,03
7	0,78	0,88	0,05
8	0,65	0,57	0,05
9	0,80	0,89	0,02
10	0,82	0,86	0,02

Fonte: A Autora (2023).

O coeficiente de concordância de Willmott (d) mostrou valores elevados para a maior parte das estações, com 8 de 10 estações apresentando $d \geq 0,8$ em relação aos produtos da ESA. Isso mostra que as séries de SMA da ESA e do CEMADEN possuem valores bastante próximos entre si. Apenas duas estações apresentaram $d < 0,8$, foram elas as Estação 2 ($d = 0,71$) e a Estação 8 ($d = 0,57$). Na Figura 14, é possível observar que, nas estações 2 e 8, os produtos da ESA apresentaram maior amplitude que os dados *in situ*, o que causa superestimação dos máximos e dos mínimos de umidade, esse efeito foi refletido no coeficiente de concordância de Willmott com valores de d mais distantes de 1. As estações 2 e 8 são relativamente próximas, o que pode ser conferido na Figura 11. Isso pode sugerir que a maior amplitude da ESA CCI SM não seja algo localizado, mas sim algo que aconteça em parte da área de estudo. No entanto, um estudo mais detalhado espacialmente teria que ser feito para comprovar essa suposição.

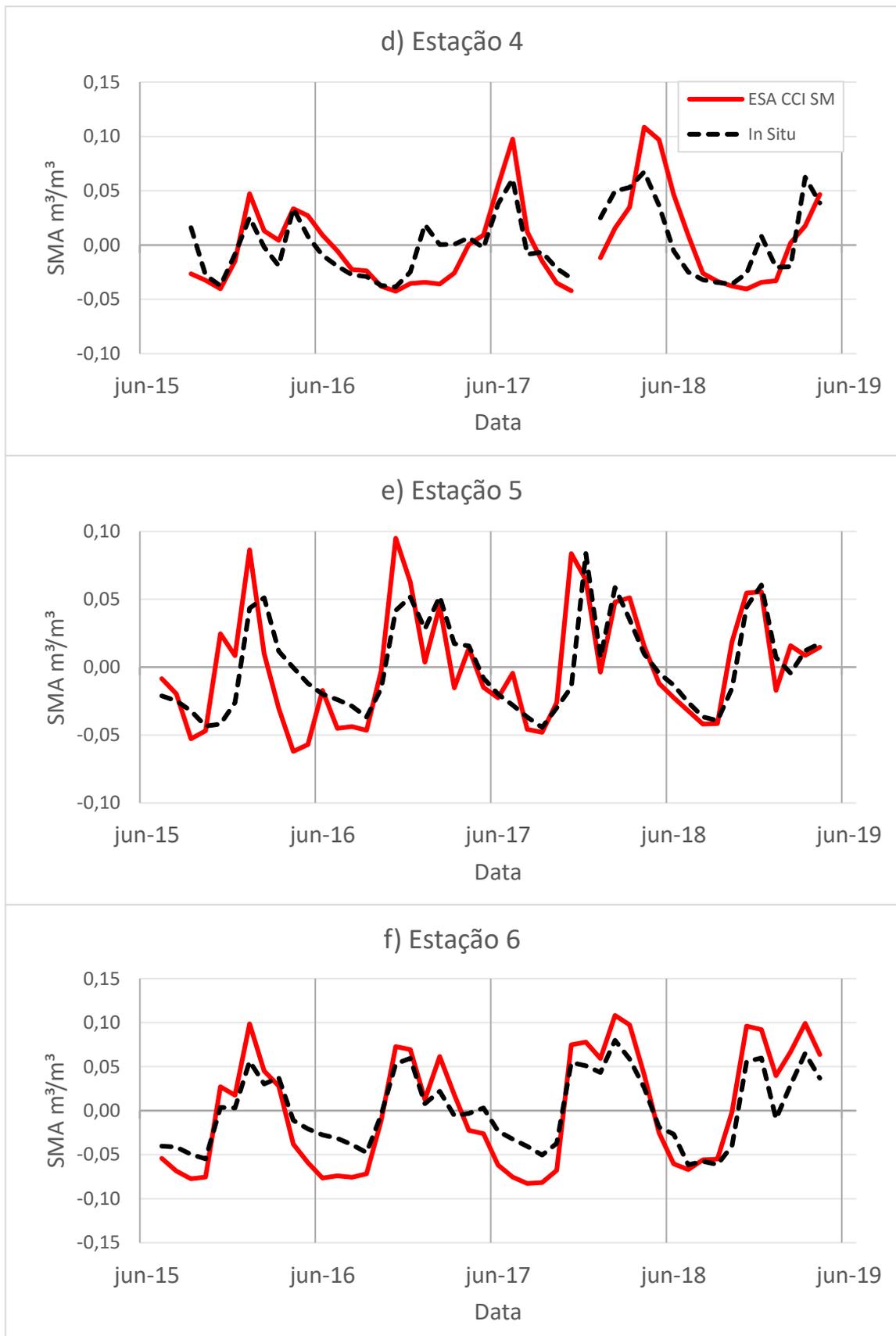
O RMSE variou entre 0,02 e 0,05 m³/m³. Levando em consideração o fato das sondas utilizadas nas estações *in situ*, responsáveis pela medição dos valores de referência nessa comparação, possuírem precisão informada pelo fabricante de 0,03m³/m³, pode-se dizer que o RMSE entre 0,02 e 0,05 m³/m³ demonstra um bom ajuste entre as duas séries de anomalias. As estações 1, 2, 8 (que tiveram os resultados mais fracos nos demais critérios estatísticos) e a estação 7 apresentaram os menores ajustes, com RMSE de 0,05 m³/m³.

Figura 14 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x CEMADEN para as estações 1 a 10



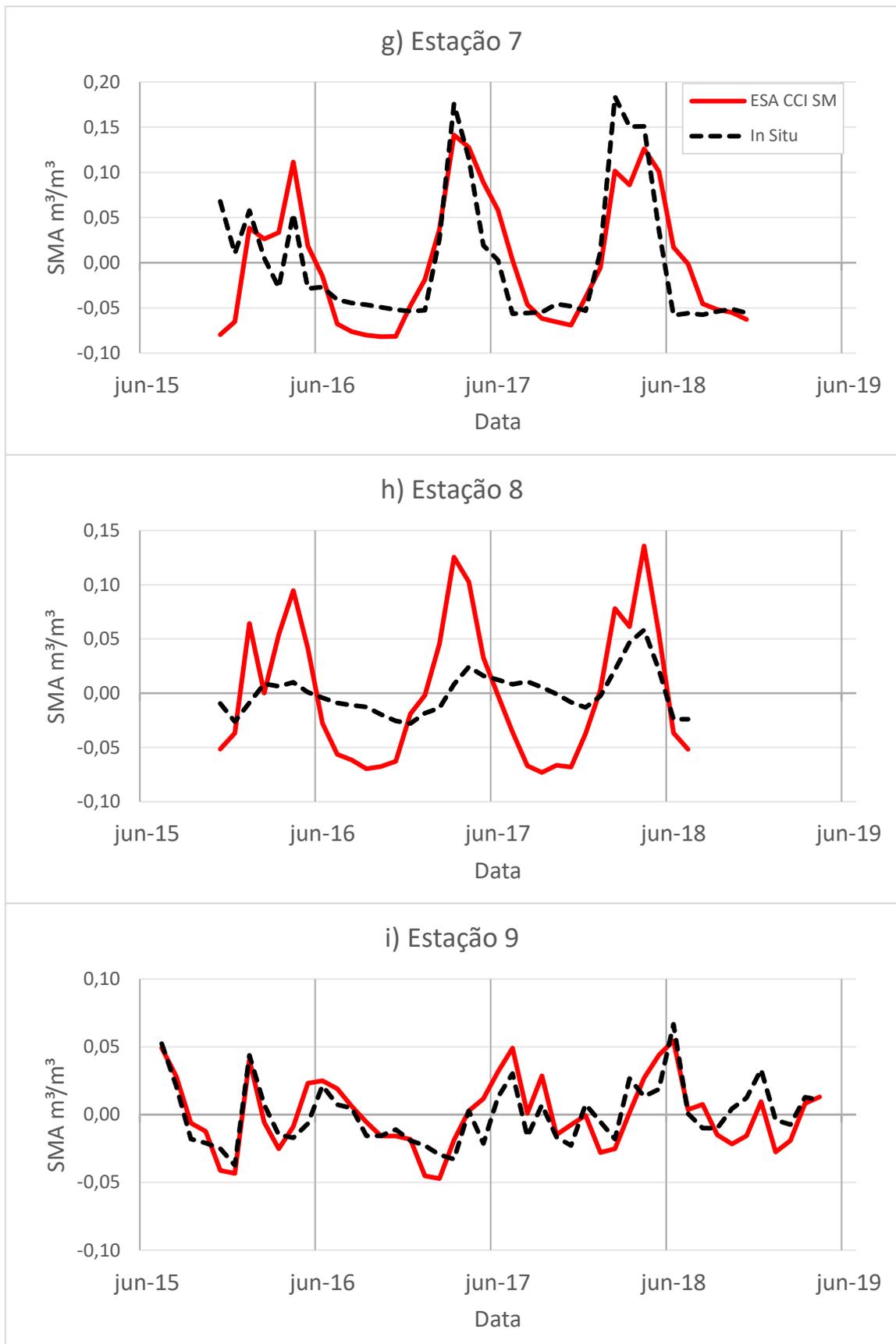
Fonte: A Autora (2023).

Figura 14 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x CEMADEN para as estações 1 a 10



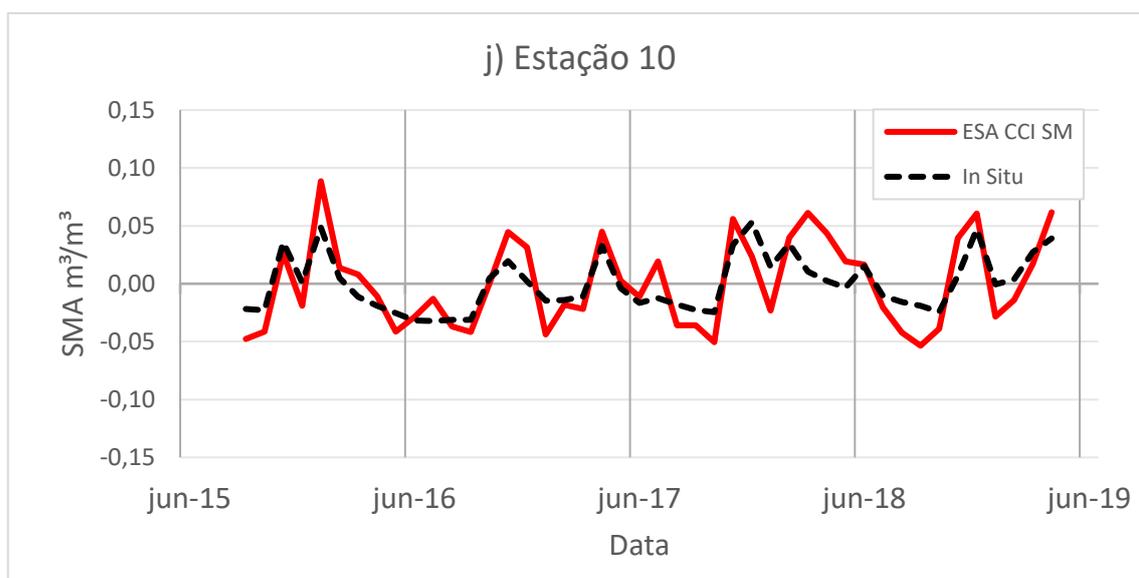
Fonte: A Autora (2023).

Figura 14 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x CEMADEN para as estações 1 a 10



Fonte: A Autora (2023).

Figura 14 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x CEMADEN para as estações 1 a 10



Fonte: A Autora (2023).

Em Oliveira e Ribeiro Neto (2021), a capacidade dos produtos de umidade do solo da ESA CCI SM de representar as variações de umidade no NEB foi analisada utilizando as mesmas estações do CEMADEN e o mesmo período de dados utilizados aqui, no entanto, as séries estudadas foram em escalas de tempo diárias e em valores absolutos de umidade, em vez de anomalias. Os resultados encontrados em Oliveira e Ribeiro Neto (2021) mostraram correlação majoritariamente moderada entre as séries diárias de umidade do solo da ESA e do CEMADEN, além de uma tendência sistemática da ESA CCI SM em superestimar os valores absolutos de umidade do solo, que foi determinada pelo erro BIAS. Os resultados encontrados no presente trabalho mostram que uma escala de tempo mensal, em vez de diária, aumenta a correlação dos produtos de umidade do solo da ESA CCI SM com os dados *in situ* no NEB, com a maioria das estações saindo da faixa de correlação moderada para uma correlação forte. Os resultados do presente estudo também mostram que uma abordagem que utiliza anomalias apresenta melhor ajuste entre a ESA CCI SM e os dados *in situ* do CEMADEN (como mostrado pelo índice de concordância de Willmott), pois o erro do tipo offset detectado pelo BIAS é removido.

4.1.2 GLDAS 2.2 x ESA CCI SM

Os resultados da avaliação das séries de anomalias de umidade do solo do GLDAS e da ESA para as 17 regiões hidrográficas através da correlação de Pearson, do índice de concordância de Willmott e do RMSE são apresentados na Tabela 9. De acordo com o critério de interpretação do coeficiente de correlação de Pearson indicado por Shimakura (2006), a correlação entre as séries de anomalias de umidade obtidas pela ESA e pelo GLDAS foi muito forte para 14 das 17 regiões hidrográficas. Apenas as regiões RH-10 ($p = 0,77$), RH-11 ($p = 74$) e RH-15 ($p = 0,88$) apresentaram $p < 0,9$. Ainda assim, essas três regiões hidrográficas apresentaram correlação forte entre as séries do modelo e do produto de sensoriamento.

Tabela 9 – Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre dados ESA CCI SM e GLDAS 2.2

Regiões Hidrográficas	Pearson	Willmott	RMSE (m³/m³)
1	0,91	0,95	0,02
2	0,95	0,97	0,02
3	0,92	0,95	0,03
4	0,92	0,96	0,02
5	0,96	0,98	0,02
6	0,94	0,97	0,02
7	0,95	0,97	0,02
8	0,94	0,95	0,02
9	0,90	0,94	0,02
10	0,77	0,87	0,02
11	0,74	0,85	0,02
12	0,92	0,95	0,03
13	0,90	0,94	0,02
14	0,93	0,96	0,03
15	0,88	0,91	0,02
16	0,91	0,93	0,02
17	0,93	0,96	0,02

Fonte: A Autora (2023).

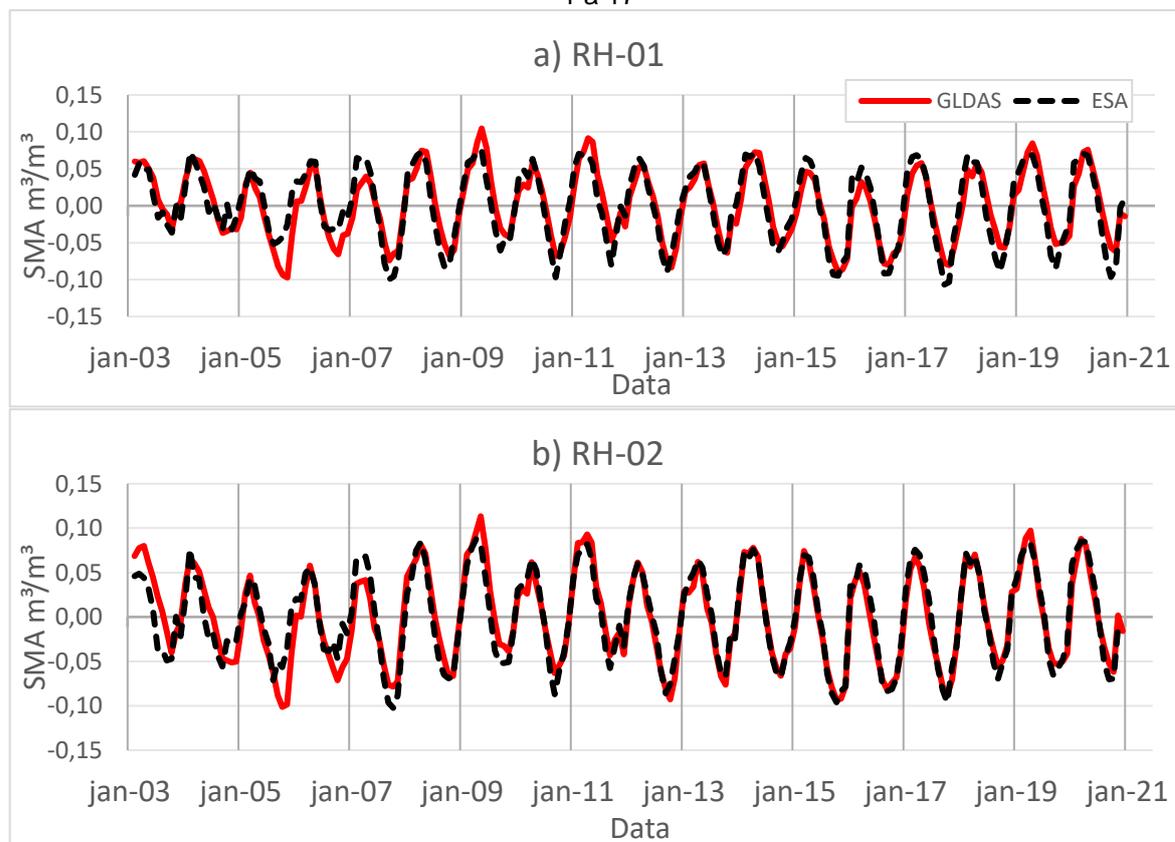
Nas regiões RH-10, RH-11 e RH-13, que são regiões vizinhas, o GLDAS caracterizou os anos de 2003 a 2009 como levemente mais úmidos (Figura 15), e os anos de 2015 a 2021 como levemente mais seco do que os dados ESA CCI SM. Em RH-10 e RH-11 alguns picos de umidade entre os anos de 2003 e 2007 não

coincidiram nas séries da ESA e do GLDAS. Na região R15 a amplitude dos dados do GLDAS foi levemente maior que a da ESA para o período analisado. RH-16, vizinha de RH-15, apresenta comportamento um pouco semelhante.

O índice d de Willmott foi menor nas mesmas três regiões que apresentaram menor correlação (RH-10, RH-11 e RH-15), no entanto, mesmo estas regiões apresentaram d bastante próximo a 1. O valor de d foi maior do que 0,8 em todas as regiões hidrográficas, o que indica proximidade entre os valores das séries de anomalia de umidade da ESA e do GLDAS. O RMSE variou entre 0,02 e 0,03 m^3/m^3 . O que também comprova a proximidade entre os valores das séries.

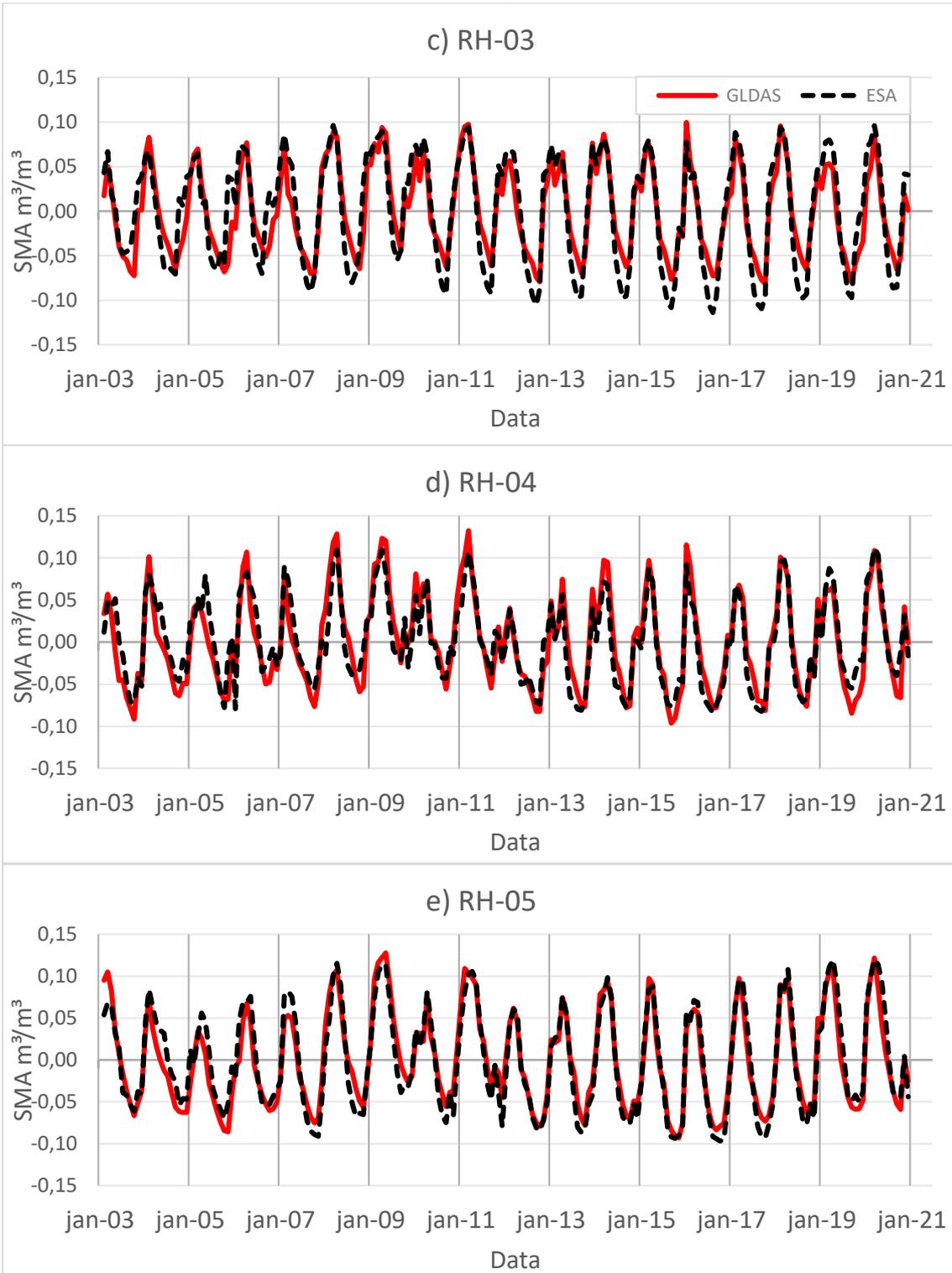
A proximidade entre as escalas espaciais da ESA CCI SM (25 km) e do GLDAS (25 km) pode ter contribuído para que essas séries apresentassem maior ajuste entre si que a comparação entre as anomalias da ESA CCI SM e dos dados pontuais das estações *in situ* do CEMADEN.

Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



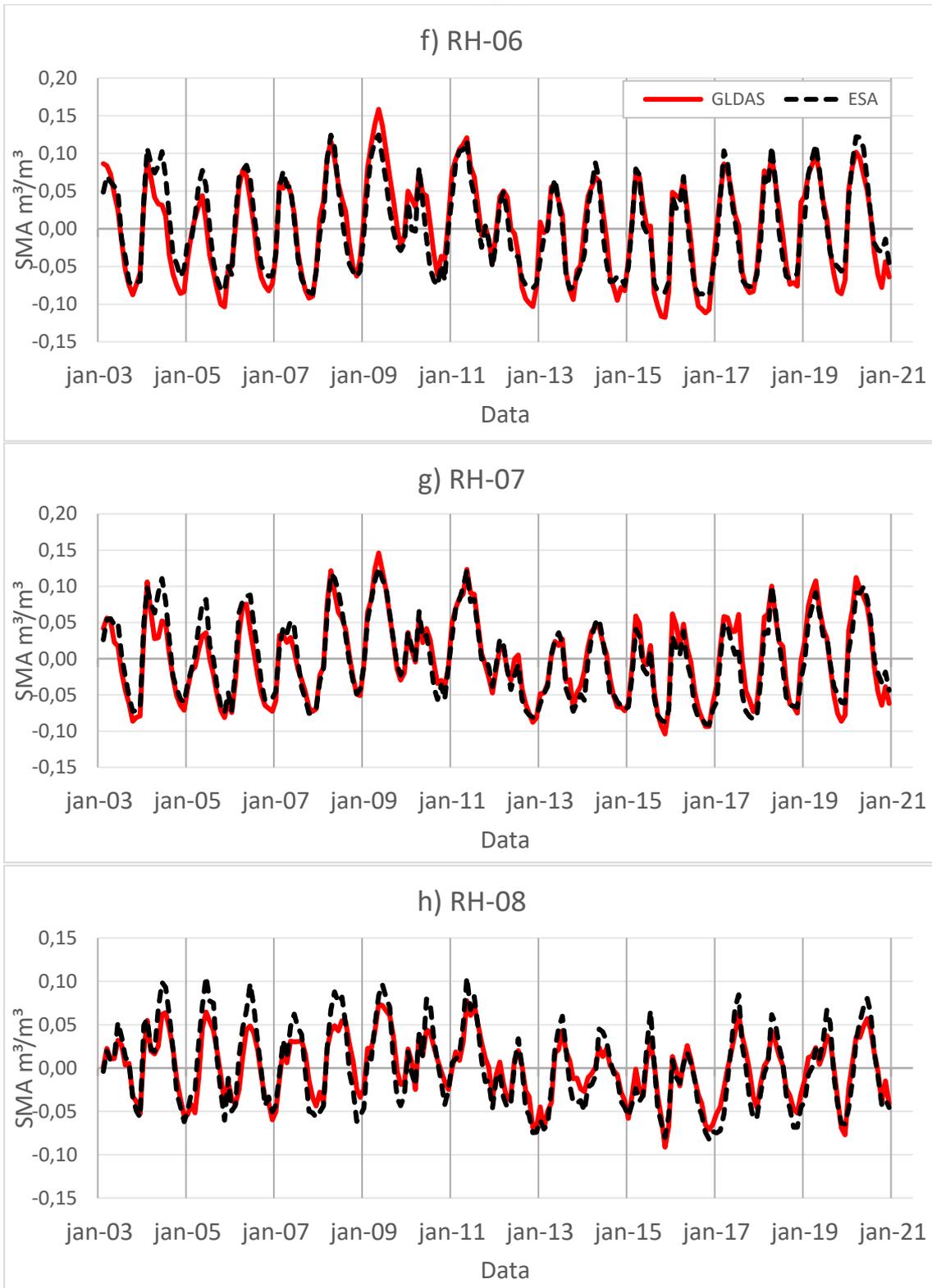
Fonte: A Autora (2023).

Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



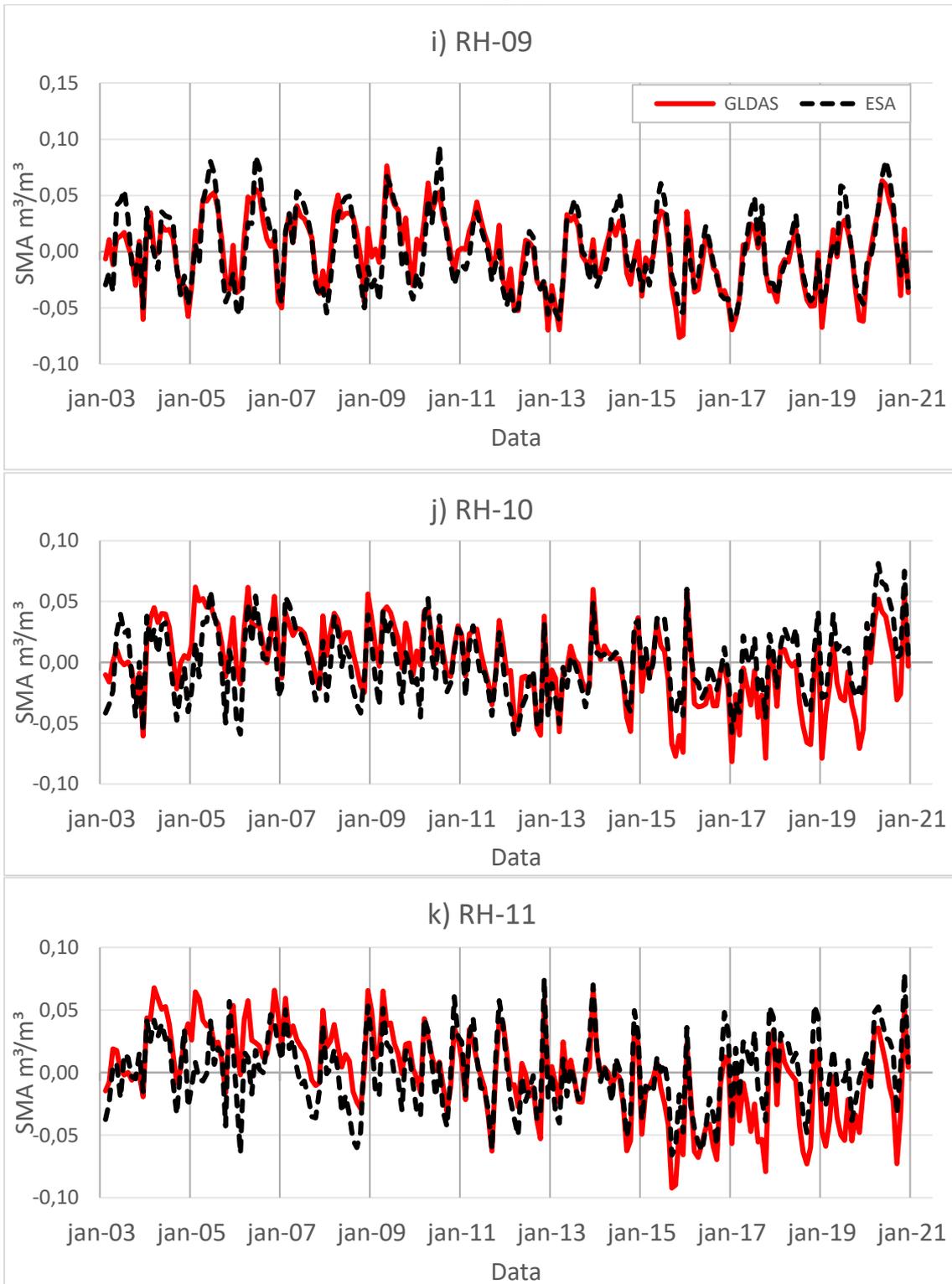
Fonte: A Autora (2023).

Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



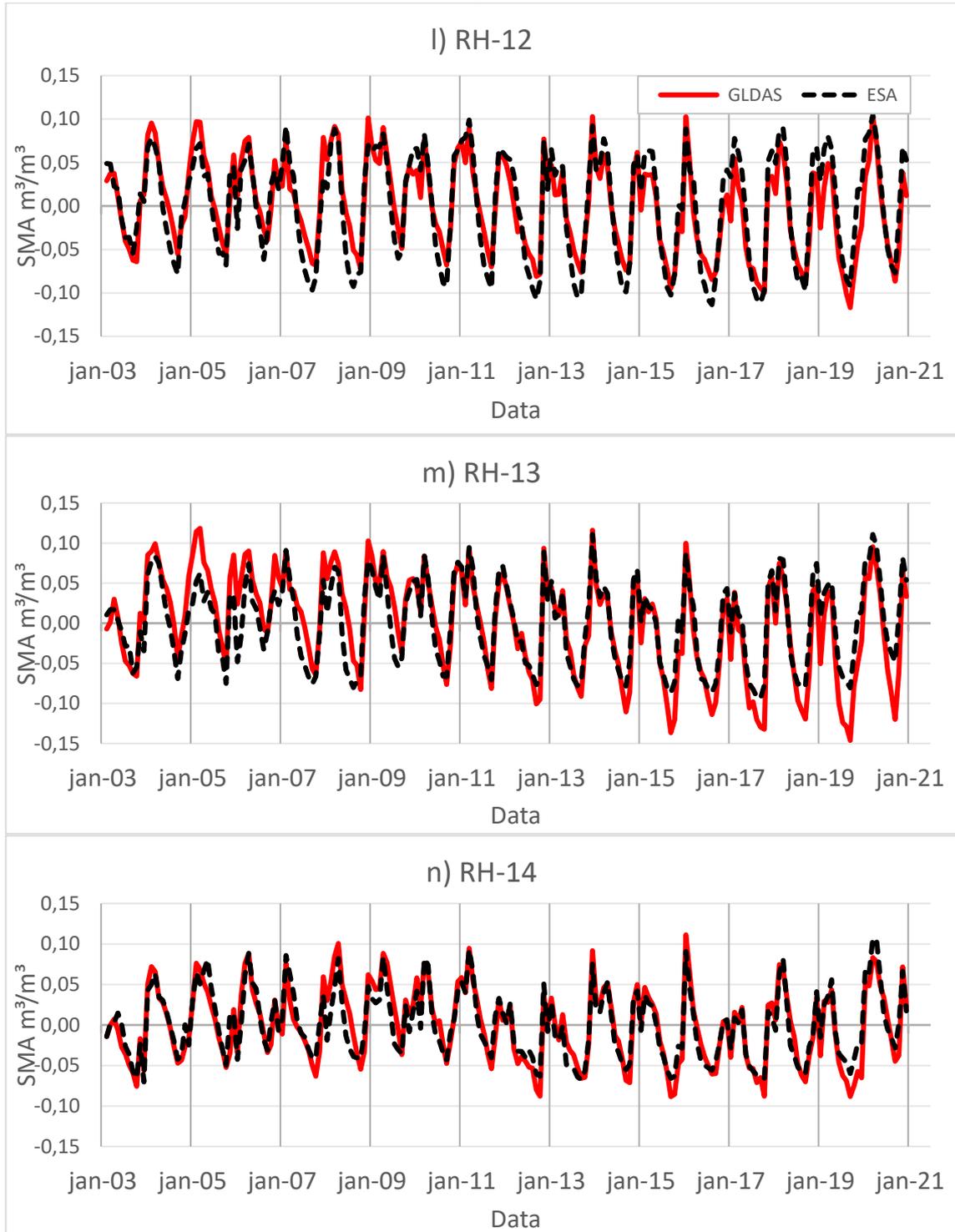
Fonte: A Autora (2023).

Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



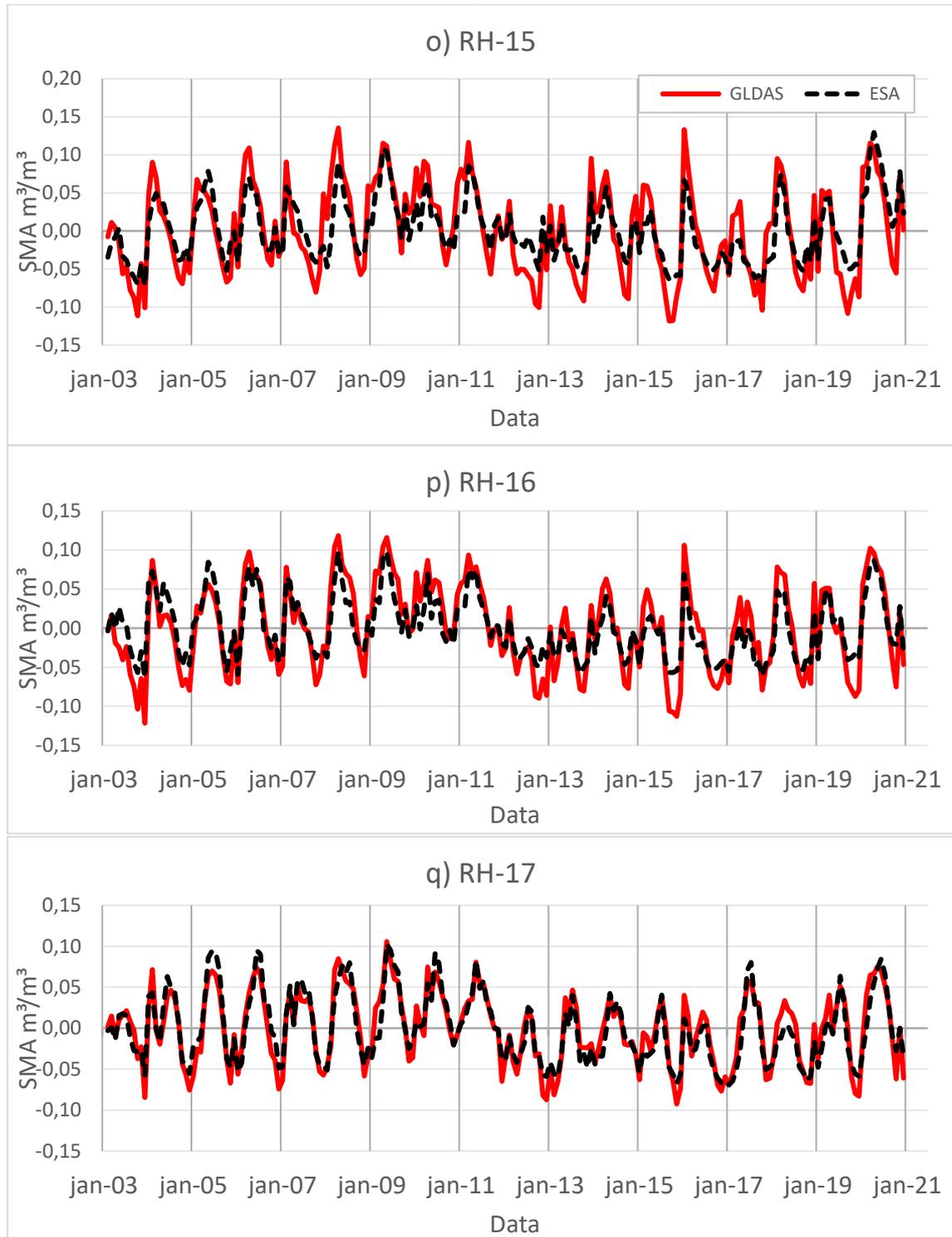
Fonte: A Autora (2023).

Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



Fonte: A Autora (2023).

Figura 15 – Anomalias mensais de umidade do solo ESA x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



Fonte: A Autora (2023).

4.2 Validação da água subterrânea

Para validação do GWSA, séries de GWSA do GLDAS foram comparadas a média das séries de GWSA dos poços através da correlação de Pearson, do índice de Willmott e do RMSE. O resultado dessa comparação é mostrado na Tabela 10.

Tabela 10 – Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre os dados de água subterrânea *in situ* e do GLDAS 2.2

Aquíferos	Pixel	Pearson	Willmott	RMSE (cm)
Açu	A	0,17	0,27	6,4
	B	-0,28	0,25	8,4
Araripe	A	-0,27	0,13	36,3
	B	-0,04	0,10	53,8
Barreiras	A	-0,09	0,28	10,6
Cabeças	A	0,67	0,78	7,0
	B	0,74	0,54	4,0
Serra grande	A	0,64	0,64	15,6
	B	0,67	0,48	3,5
Tacaratu	A	0,54	0,72	2,4
Urucuia	A	0,78	0,81	6,0
	B	0,61	0,69	19,9

Fonte: A Autora (2023).

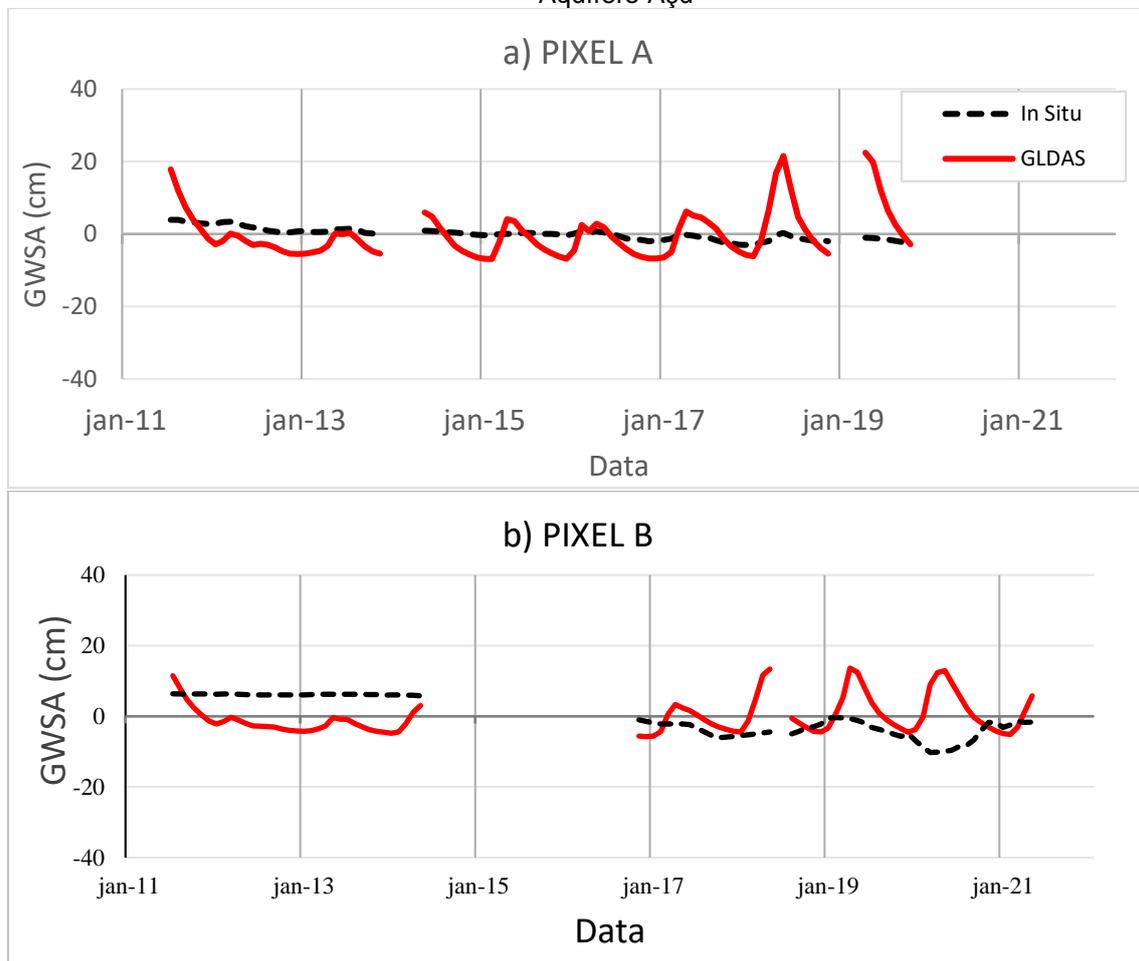
A correlação de Pearson apresentou diferenças bem marcantes para os diferentes sistemas aquíferos. Três deles (Açu, Araripe e Barreiras) tiveram correlação de muito fraca a fraca entre a GWSA média dos poços e a GWSA do GLDAS. Nesses aquíferos, 4 dos 5 pixels analisados tiveram correlação negativa. Já os quatro aquíferos restantes (Cabeças, Serra Grande, Tacaratu e Urucuia) apresentaram correlação de moderada a forte, com predominância de correlação moderada (5 dos 7 pixels analisados), sendo todas positivas.

A Figura 16 mostra a série histórica de GWSA do GLDAS para os pixels A e B do Aquífero Açu e GWSA média dos poços escolhidos nesses pixels. Nos pixels A e B do Açu o coeficiente de correlação de Pearson foi de 0,17 e -0,28, respectivamente. Na Figura 16, é possível notar que os dados dos poços mostram que houve queda na quantidade de água armazenada no sistema Açu no período estudado. Já a série de GWSA do GLDAS, apesar de estimar uma queda no GWS iniciada em 2011, mostra um período após 2017 caracterizado por picos maiores de armazenamento de água nos períodos úmidos, enquanto os mínimos de armazenamento permanecem quase

na mesma faixa do período anterior. Os dados dos poços, porém, não mostram qualquer aumento no armazenamento do aquífero após 2017.

As séries de GWSA do GLDAS e dos poços não mostraram boa concordância. O índice d de Willmott se encontra mais próximo de 0 do que de 1 para os pixels A e B do Açú, com $d = 0,27$ e $d = 0,25$, respectivamente. É possível notar também que as variações sazonais impactam menos o armazenamento nos dados dos poços do que na simulação feita pelo GLDAS, o que impactou o resultado do índice d de Willmott. O RMSE para os pixels A e B do Açú foi de 6,4 cm e 8,4 cm, respectivamente.

Figura 16 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Açú



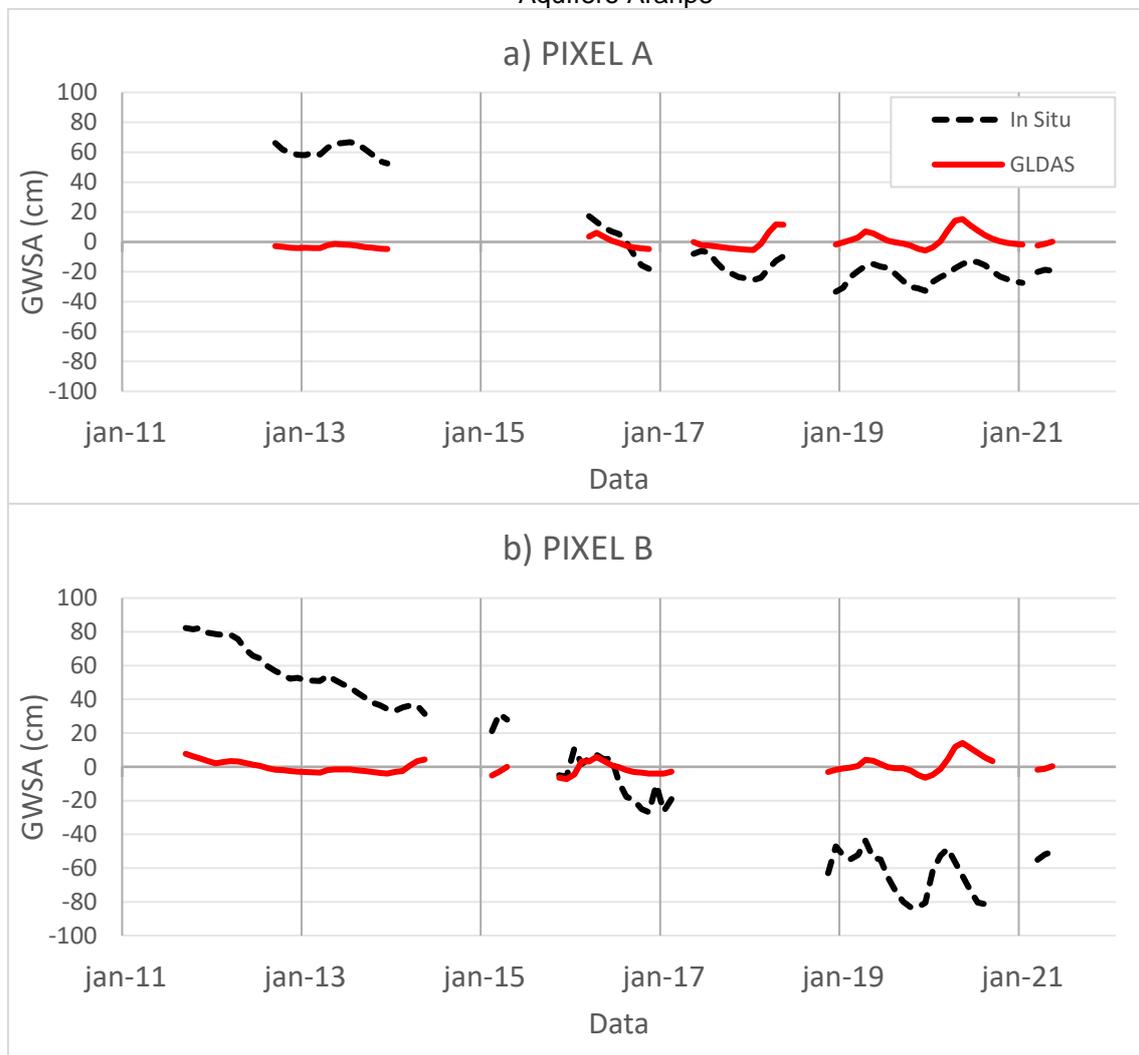
Fonte: A Autora (2023).

O coeficiente de correlação de Pearson para os pixels A e B do Araripe foram de -0,27 e -0,04, respectivamente. Na Figura 17, é possível observar que existe uma diferença na intensidade e sentido das variações de GWSA do modelo e dos poços. Os dados dos poços mostram queda expressiva do armazenamento de água no

Araripe, com uma perda de quase 1 metro de lâmina d'água entre 2013 e 2017. Enquanto isso, apesar do modelo começar a série em meio a um período de redução do GWSA, ele mostra que houve recuperação após 2017.

O índice d de Willmott indica as diferenças entre as séries de dados, apresentando valor de 0,13 para o pixel A do Araripe e 0,10 para o pixel B. O RMSE dos pixels sobrepostos ao Araripe foram os maiores para os pixels analisados, sendo de 36,3 cm para o pixel A e de 53,8 cm para o pixel B.

Figura 17 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Araripe



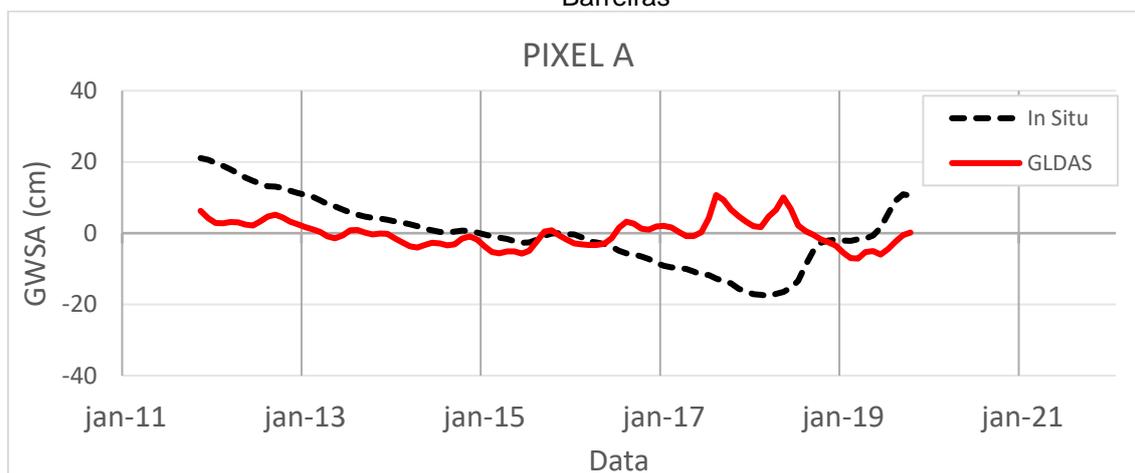
Fonte: A Autora (2023).

No Aquífero Barreiras, GLDAS e dados de poços concordam com um período de queda do armazenamento de água subterrânea a partir de 2012, que cessa entre 2015 e 2016 (Figura 18). No entanto, a partir deste momento o GLDAS e dados de

poços começam a divergir. O modelo indica um período de recuperação logo em seguida, entre 2016 e meados de 2018. Já os poços indicam um aprofundamento do cenário de queda do armazenamento de água do aquífero entre 2016 e 2017, com a recuperação acontecendo apenas a partir de 2018. O GLDAS e os poços parecem voltar a convergir a partir de 2019, mostrando uma estabilização do armazenamento no primeiro semestre desse ano e um aumento do armazenamento no segundo semestre. O pixel A do Aquífero Barreiras teve a segunda menor correlação entre GLDAS e dados de poços entre os pixels estudados, com $p = -0,09$.

A concordância entre os valores foi baixa, com o índice d de Willmott de 0,28. Já o RMSE foi de 10,6 cm.

Figura 18 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para o Pixel A do Aquífero Barreiras



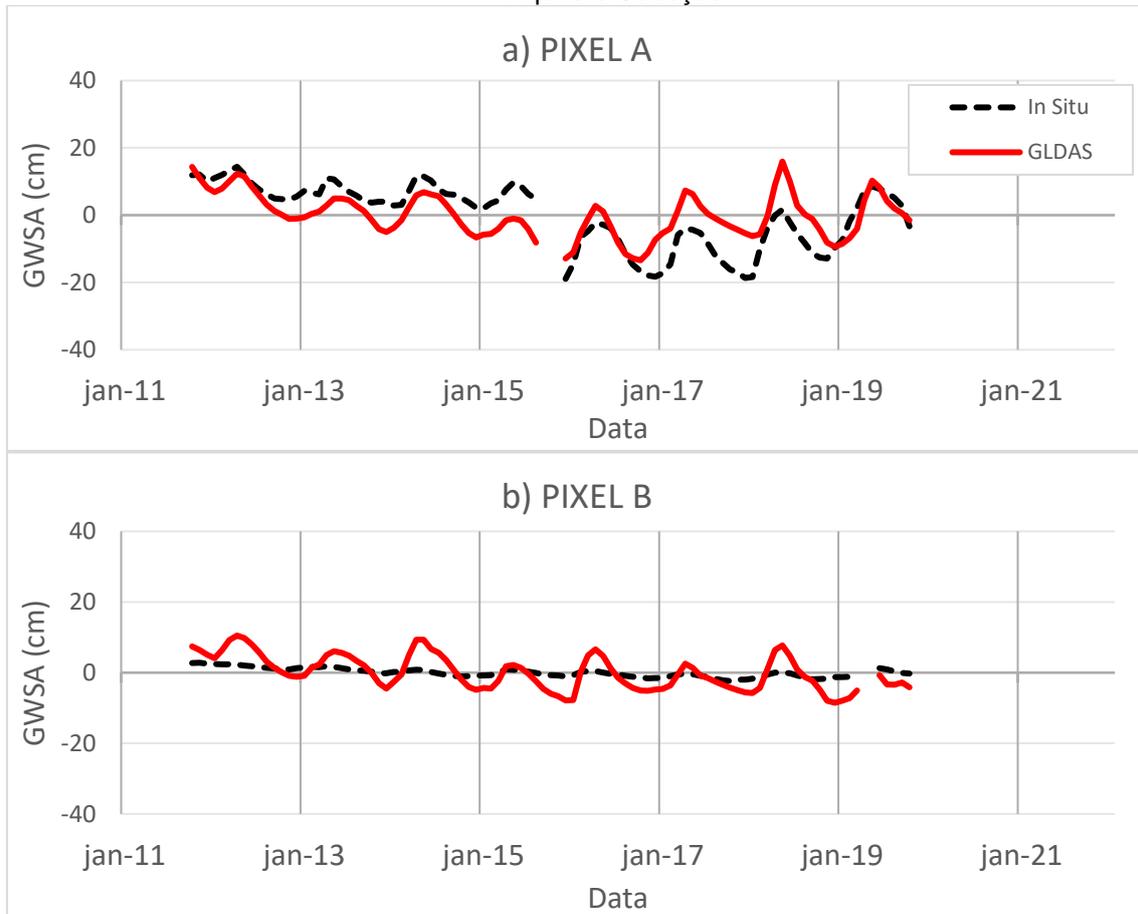
Fonte: A Autora (2023).

Para o Aquífero Cabeças, a correlação entre os dados do GLDAS e dos poços foi moderada para o pixel A e forte para o pixel B. Na Figura 19, é possível observar que o GLDAS representou os períodos de queda e recuperação do GWS no pixel A, assim como captou a leve queda do GWS no pixel B.

É possível notar que no pixel B o GLDAS superestimou o impacto da sazonalidade no armazenamento, isso tem reflexo no índice de concordância de Willmott, que é menor para o pixel B do Cabeças do que para o pixel A (0,78 para o A e 0,54 para o B), mesmo com a correlação sendo melhor no pixel B.

Já o RMSE foi de 7,0 cm no pixel A e de 4,0 cm no pixel B, mostrando que apesar da superestimação da variação sazonal no pixel B, os valores das séries ainda se mantiveram mais próximos no pixel B do que no A.

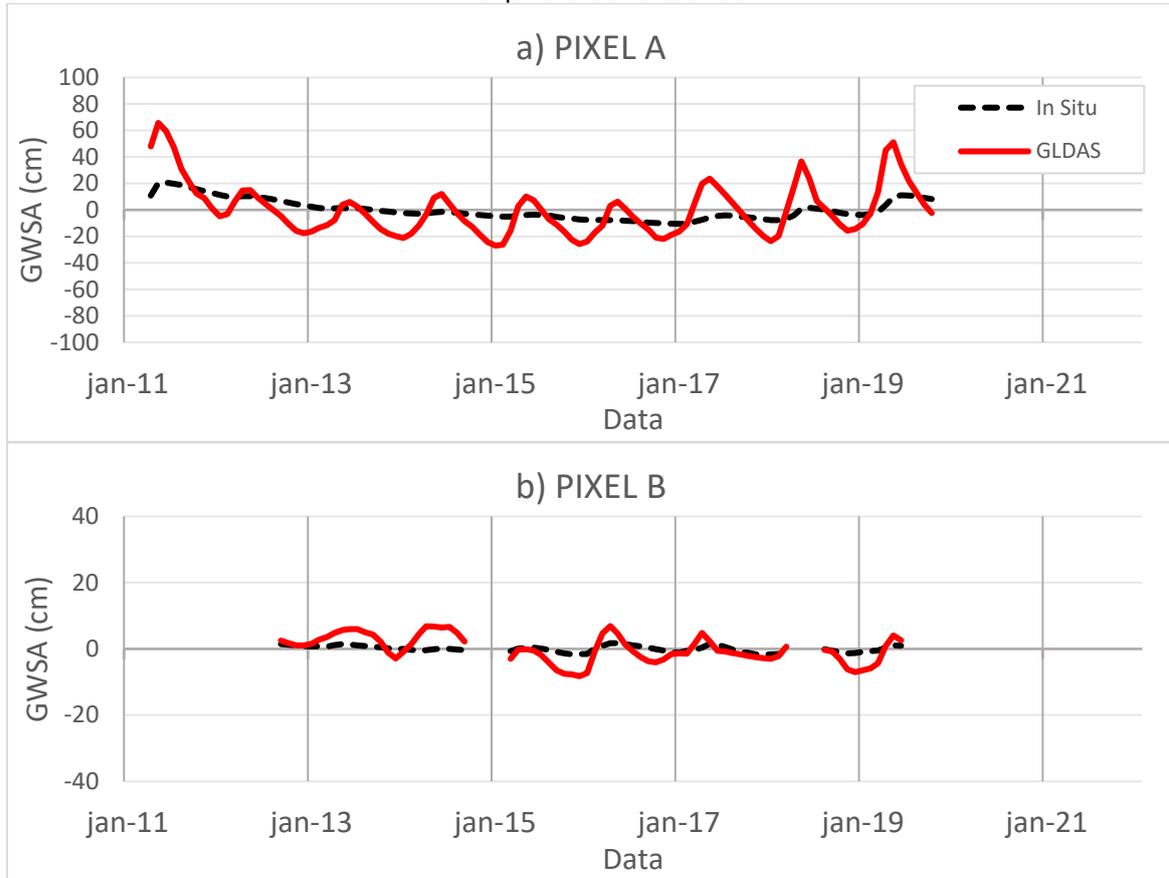
Figura 19 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do Aquífero Cabeças



Fonte: A Autora (2023).

Para o aquífero Serra Grande, a correlação entre GLDAS e dados *in situ* é moderada. Os dados do GLDAS e dos poços mostram a diminuição e recuperação do armazenamento de água subterrânea no pixel A, e uma leve queda do armazenamento no pixel B (Figura 20). Para os pixels A e B do Serra Grande, o GLDAS superestima o impacto da sazonalidade em relação aos dados dos poços. O índice d de Willmott para os pixels A e B foi de 0,64 e 0,48, respectivamente. Já o RMSE foi de 15,6 cm para o pixel A e de 3,5 cm para o pixel B.

Figura 20 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do aquífero Serra Grande

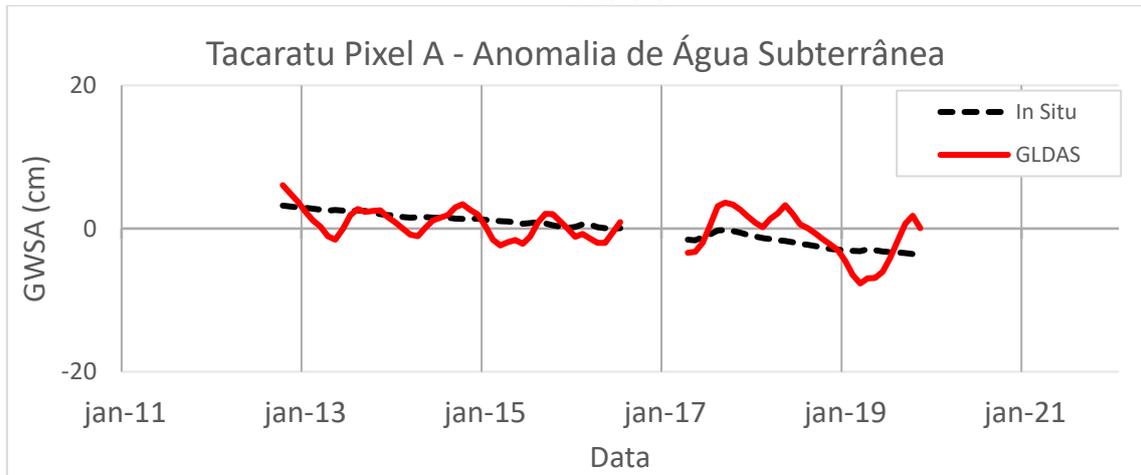


Fonte: A Autora (2023).

No Aquífero Tacaratu, a correlação de Pearson é de $p = 0,54$, considerada moderada. Dados dos poços e do GLDAS concordam ao mostrar uma tendência de queda no GWS para a área analisada, mesmo que em intensidades diferentes (Figura 21). O GLDAS superestimou a variação sazonal do armazenamento no Tacaratu, porém o índice d de Willmott foi de 0,72 e o RMSE foi o menor dos pixels analisados, sendo de 2,4 cm.

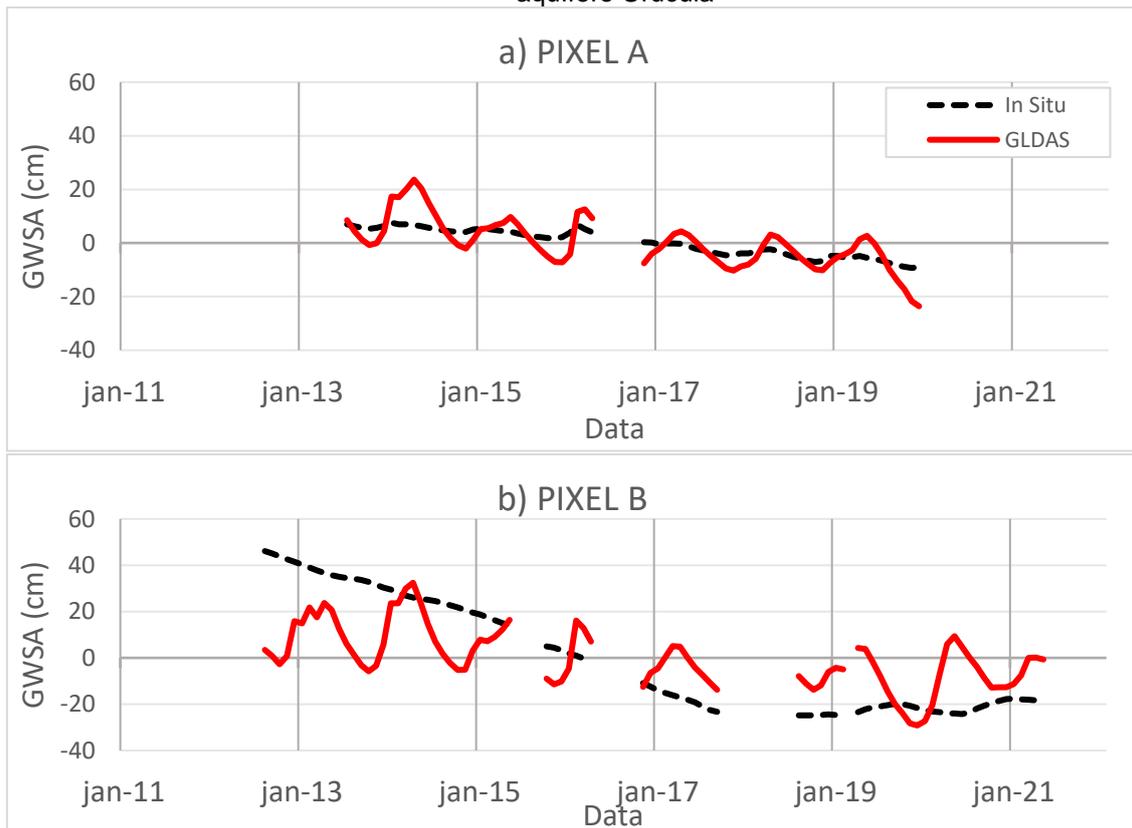
No Aquífero Urucuia, a tendência de queda mostrada pelos dados dos poços de observação para o pixel A também é captada pelo GLDAS. A correlação foi forte nesse pixel, com $p = 0,78$ (Figura 22). No pixel B os produtos do GLDAS e os dados dos poços tiveram uma correlação menor que no pixel A, com $p = 0,61$ (correlação moderada). Também é possível encontrar nesses pixels armazenamentos de água subterrânea menos impactados por variações sazonais, de acordo com os dados dos poços. O GLDAS mais uma vez superestima esse impacto. O índice d de Willmott e o RMSE para o pixel A foram de 0,81 e 6,0 cm, respectivamente; e de 0,69 e 19,9 cm para o pixel B.

Figura 21 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para o Pixel A do aquífero Tacaratu



Fonte: A Autora (2023).

Figura 22 – Anomalias mensais de água subterrânea CPRM x GLDAS 2.2 para os Pixels A e B do aquífero Urucuia



Fonte: A Autora (2023).

A comparação entre a GWSA dos poços e do modelo se dá num período em que está ocorrendo uma seca em todas as regiões hidrográficas em que os aquíferos estudados estão localizados. É possível observar tendências de queda de GWSA em vários aquíferos, que em alguns locais também é representada pelo modelo.

As maiores divergências entre o modelo e os dados *in situ* estão nos aquíferos Açu, Araripe e Barreiras. Nesses aquíferos o modelo mostra que entre 2017 e 2018 as águas subterrâneas começaram a se recuperar, mas os dados *in situ* divergem sobre se houve e sobre o momento de início dessa recuperação. Para os aquíferos Açu e Araripe os dados *in situ* mostram que a recuperação não aconteceu, ao menos até o final da série estudada, que vai até 2021. No aquífero Araripe destaca-se que a queda do GWS apresentada pelos dados *in situ* é bastante intensa, diferentemente das variações interanuais apresentadas pelo modelo. No aquífero Barreiras a recuperação ocorre, porém com uma defasagem temporal em relação ao modelo.

As explicações para esses fatos podem ser variadas. Erros nas forçantes meteorológicas do modelo podem estar indicando o momento errado do fim da seca nessa região. Li *et al.* (2019), observou que erros nas forçantes meteorológicas geraram erros de GWSA no CLSM na Austrália. As forçantes meteorológicas do GLDAS 2.2, no entanto, não são de acesso aberto, devido a um acordo entre a NASA e o Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo, fornecedor dos dados das forçantes, que proíbe sua divulgação (RUI; BEAUDOING; LOESER, 2022). Isso impossibilita a análise dos erros das forçantes no presente trabalho, e se coloca como uma limitação para a utilização dos dados do GLDAS 2.2 por instituições e pesquisadores que não possuem acesso aos dados de entrada do modelo.

A retirada antrópica de água subterrânea, especialmente como forma de abastecimento alternativa durante a seca, pode ter impactado o armazenamento dos aquíferos. Apesar da assimilação dos dados do GRACE ser um elemento de aproximação dos dados do GLDAS 2.2 com a realidade, que é impactada pela captação de águas antrópica, não existe um tratamento explícito para o bombeamento das águas dos aquíferos no CLSM. No caso do aquífero Barreiras, por exemplo, o uso de água subterrâneas pode ter retardado a recuperação do GWS. Um resultado parecido foi encontrado por Li *et al.* (2019), para o sudeste da Austrália e as planícies do norte da China, áreas que sofrem influência de retirada de água para irrigação. No presente trabalho não foram calculadas as retiradas de água em cada aquífero, o que poderia ajudar a entender essa dinâmica se calculado em trabalhos futuros. Todos os aquíferos analisados possuem poços de retirada de água cadastrados pelo Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS).

Estudos como o de Li e Rodell (2015), sugerem que o CLSM apresenta melhor correlação na simulação de aquíferos com lençol freático raso, devido a essa condição

ser mais próxima ao que a física do modelo simula (item 2.4.1). As profundidades médias do lençol freático dos aquíferos estudados são, em sua maioria, maiores que 10 m (Quadro 1), o que pode ter afetado a correlação com os dados *in situ*. No entanto, a profundidade não parece ser a causa principal das divergências mais marcantes entre modelo e dados *in situ* na área estudada (aquíferos Açú, Araripe e Barreiras), tendo em vista que resultados melhores de correlação são vistos em pixels que usam poços com lençol freático mais profundos, como no Urucuia (profundidade média do lençol de 12,9 a 76,5 m, correlação de 0,61 a 0,78), enquanto resultados ruins são encontrados em pixels com lençóis freáticos mais rasos, como o pixel A do aquífero Açú e o pixel A do Araripe (profundidade média do lençol de 12,1 m e 15,6 m; correlação de 0,17 e -0,27 respectivamente).

Os produtos de água subterrânea do GLDAS 2.2 tendem a superestimar a amplitude das variações sazonais no armazenamento subterrâneo dos aquíferos em relação aos dados *in situ*. Os únicos casos acima mostrados em que o GLDAS não superestimou a amplitude das variações sazonais foram nos dois pixels do Aquífero Araripe e no Pixel A do Aquífero Cabeças. Nos aquíferos Barreiras, Tacaratu e pixels B dos aquíferos Cabeças e Serra Grande essa superestimação foi pequena. Nos demais 5 pixels analisados a superestimação é considerável. Xia *et al.* (2017) mostraram que o CLSM apresenta uma faixa dinâmica de GWSA maior do que outros modelos, como o NOAH-MP e o CLM4.0. O que está provavelmente relacionado à profundidade do solo dos modelos. Camadas de solo mais profundas filtram o sinal da precipitação e resultam numa menor magnitude das variações da GWSA. O CLSM, no entanto, possui uma coluna de solo de 1 metro, o que para muitos locais pode ser irrealisticamente rasa. Enquanto isso, modelos como NOAH-MP e CLM4.0 possuem uma camada de solo de 2,0 e 3,8 metros de espessura, respectivamente. Os aquíferos brasileiros, por outro lado, possuem camadas espessas de solo insaturado acima deles. Nos poços utilizados no presente estudo, a profundidade média do lençol freático varia de 5,0 a 76,5 metros (Quadro 1). Em mais de 90 % dos poços estudados a camada de solo insaturado acima da profundidade média do lençol freático tem mais de 10,0 metros de espessura. Essas camadas podem ter filtrado o sinal da precipitação nos dados *in situ*, fazendo com que os mesmos não fossem tão influenciados pelas variações sazonais.

A espessura dos solos, porém, não é a única variável a impactar esse fator. Quando se olha para as variações sazonais dos dados *in situ*, se percebe que embora

a maior parte dos conjuntos de poços de um mesmo pixel tenham tendência a apresentar pequenas variações sazonais, alguns conjuntos fogem a essa lógica. Podemos observar nos dois pixels do aquífero Araripe e no pixel A do aquífero Cabeças variações sazonais mais amplas. No Cabeças, vemos que esse comportamento pode ser diferente para dois pixels de um mesmo aquífero. Observa-se no pixel A variações sazonais mais amplas e no pixel B variações sazonais menos amplas. Porém, ao observar a profundidade média do nível de água, constata-se que o pixel com maior amplitude de variação é o que tem o lençol mais profundo (15,4 m), enquanto as variações menos amplas ficam no poço mais raso (7,7 m). Isso indica que outros fatores além da profundidade afetam a amplitude das variações sazonais do nível de água dos poços. Um desses fatores é a porosidade específica. A porosidade específica em locais de poços não é mensurada pela RIMAS. Assim, apenas existem valores de S_y em trabalhos presentes na literatura, calculados em pontos específicos ou modelados, que são extrapolados para todo o aquífero (como ocorre no presente trabalho, ver item 3.3.2). Com valores imprecisos de S_y , séries de variação da lâmina d'água calculadas através de informações de nível de água dos aquíferos podem ser afetadas, resultando em valores e amplitudes imprecisas.

4.3 Validação do TWS

Para a validação do TWS foram comparadas as anomalias de TWS do GRACE e as anomalias de TWS da composição com produtos do GLDAS 2.2 para as 17 Regiões Hidrográficas. A comparação foi feita através da correlação de Pearson, do índice d de Willmott e do RMSE. Os resultados dessa comparação são mostrados na Tabela 11.

Tabela 11 – Correlação de Pearson, índice de concordância de Willmott e RMSE entre os dados do GLDAS 2.2 e do GRACE para as 17 Regiões Hidrográficas

Região Hidrográfica	Pearson	Willmott	RMSE (cm)
1	0,95	0,97	6,2
2	0,94	0,94	7,7
3	0,92	0,95	6,1
4	0,90	0,95	4,5
5	0,91	0,89	9,5
6	0,88	0,92	5,0
7	0,86	0,90	4,2
8	0,75	0,83	4,7
9	0,58	0,75	4,1
10	0,74	0,83	3,9
11	0,85	0,92	0,9
12	0,91	0,93	5,7
13	0,90	0,95	4,1
14	0,85	0,91	4,3
15	0,79	0,86	5,0
16	0,82	0,88	4,2
17	0,75	0,86	3,7

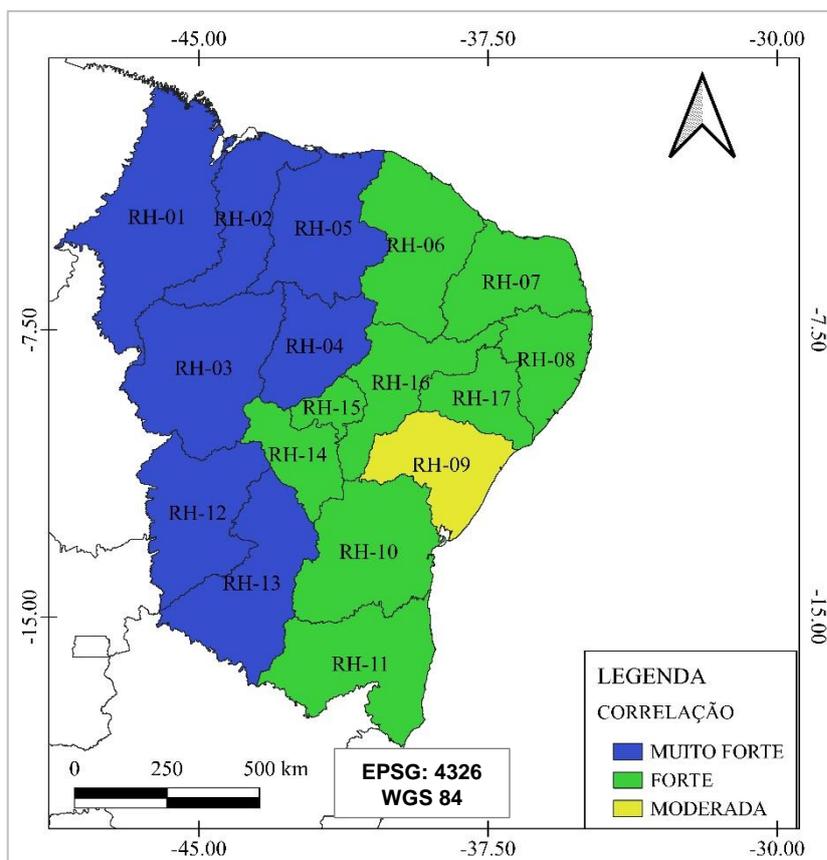
Fonte: A Autora (2023).

A correlação de Pearson foi de moderada a muito forte. Com a maior parte das regiões se encaixando na faixa de correlação forte (9 de 17 regiões) e o segundo maior grupo de regiões se encaixando na faixa de correlação muito forte (7 de 17 regiões). Apenas uma região hidrográfica (RH-09) apresentou correlação moderada, com $p = 0,58$.

O índice d de Willmott foi bastante próximo a 1 nas 17 regiões hidrográficas. Mostrando que as séries de anomalias de TWS do GRACE e da composição com produtos do GLDAS apresentam boa concordância entre si. O que já era esperado, devido ao processo de assimilação de dados do GRACE no GLDAS 2.2. O RMSE variou de 0,9 cm a 9,5 cm nas 17 RHS. As séries de TWS do GLDAS 2.2 e do GRACE podem ser conferidas na Figura 24.

O resultado da correlação parece seguir um padrão espacial, que pode ser observado na Figura 23. As correlações muito fortes se concentram na parte mais a oeste da área de estudo, enquanto as correlações fortes se concentram nas áreas mais a leste.

Figura 23 – Regiões Hidrográficas por faixa de correlação entre o TWS do GRACE e do GLDAS 2.2

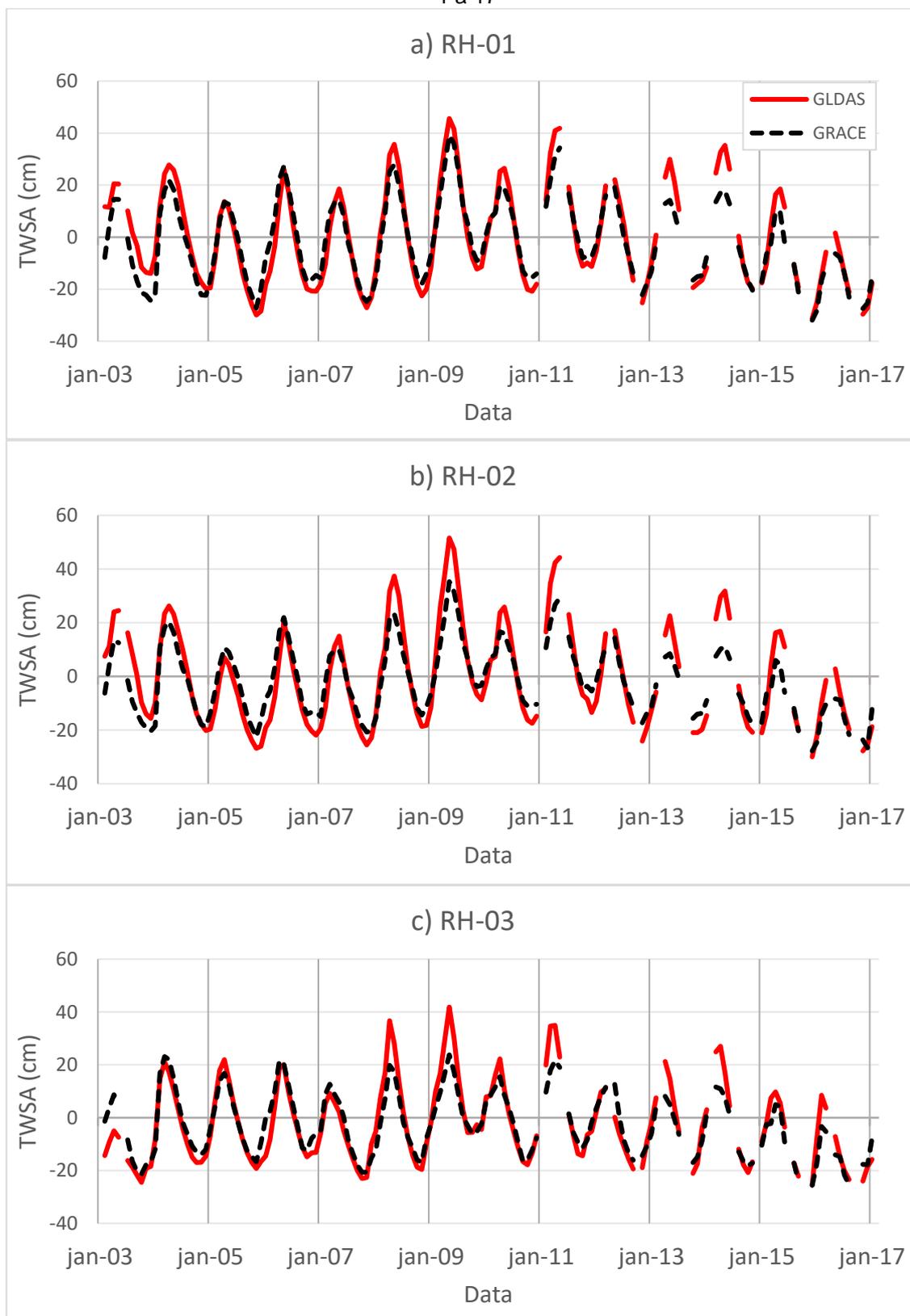


Fonte: A Autora (2023).

Nas regiões RH-09 e RH-17, que são vizinhas, o TWS do GLDAS apresenta uma visível defasagem temporal em relação TWS do GRACE. Deslocando a série do GLDAS um mês a frente nessas duas regiões a correlação sobe, em RH-09 de $p = 0,58$ para $p = 0,64$, e em RH-17 de $p = 0,75$ para $p = 0,78$. Deslocando dois meses, temos $p = 0,66$ para RH-09 e $p = 0,78$ para RH-17, uma melhora considerável em relação a disposição temporal dos valores na série original. Outras regiões hidrográficas, por não apresentarem defasagem visível, teriam que ser investigadas com métodos mais precisos para verificar se há defasagem temporal nos dados.

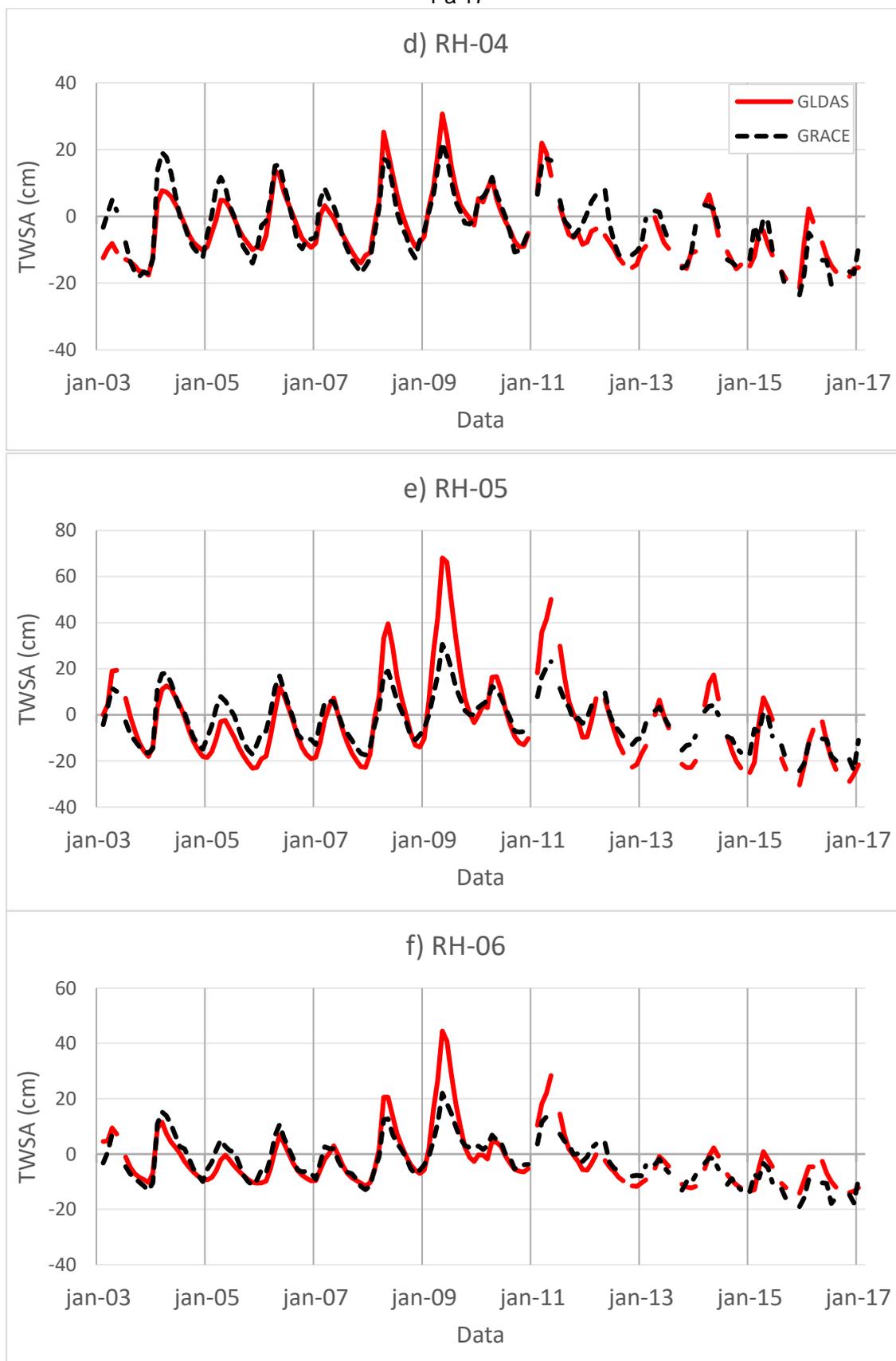
No geral, as séries de TWSA do GLDAS 2.2 tiveram bom ajuste com as séries de TWSA do GRACE. Isso mostra que a assimilação de dados resultou em valores bastante próximos entre TWSA do GLDAS 2.2 e TWSA dos dados GRACE na área de estudo.

Figura 24 – Anomalias mensais de TWS GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



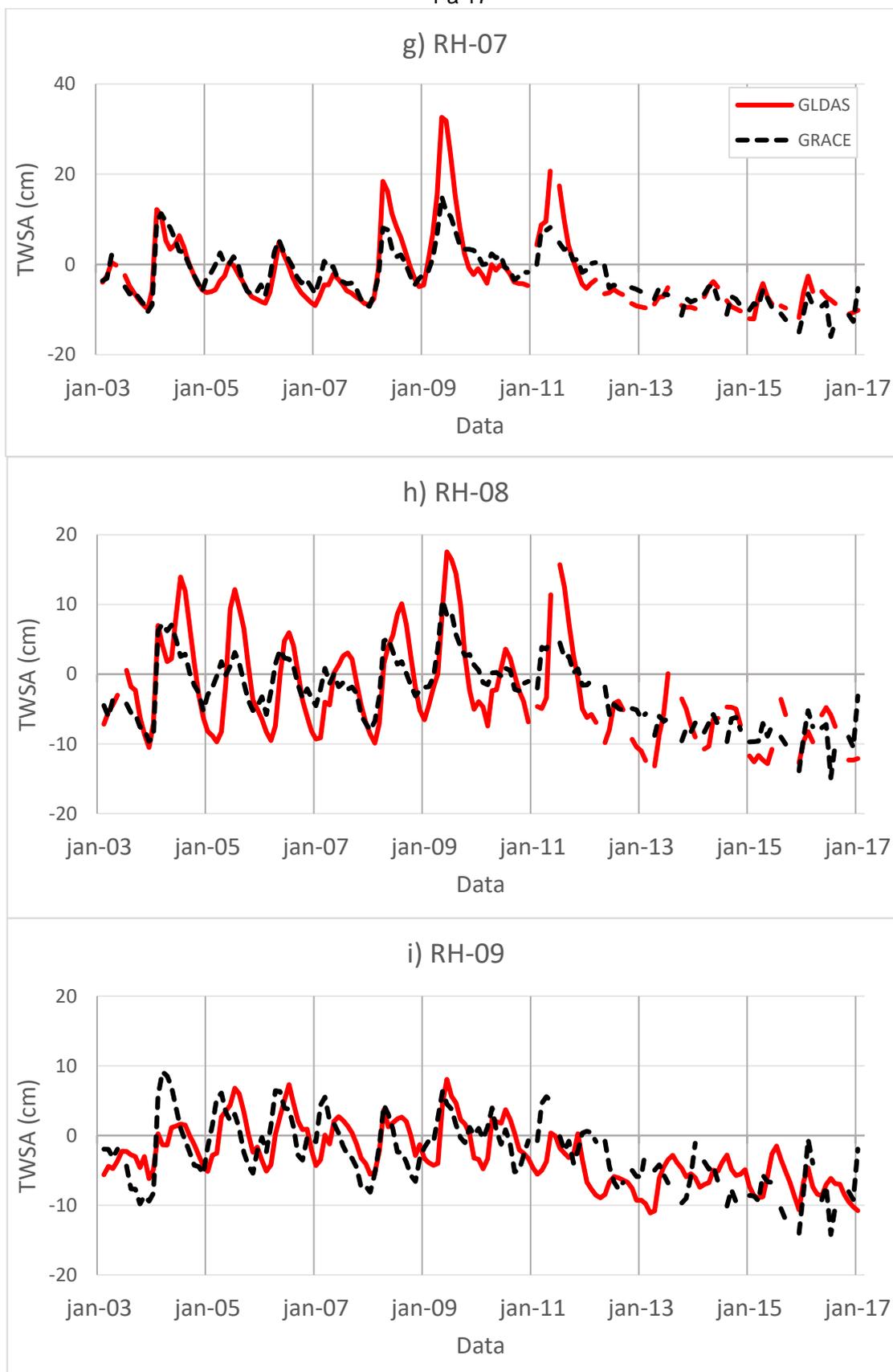
Fonte: A Autora (2023).

Figura 24 – Anomalias mensais de TWS GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



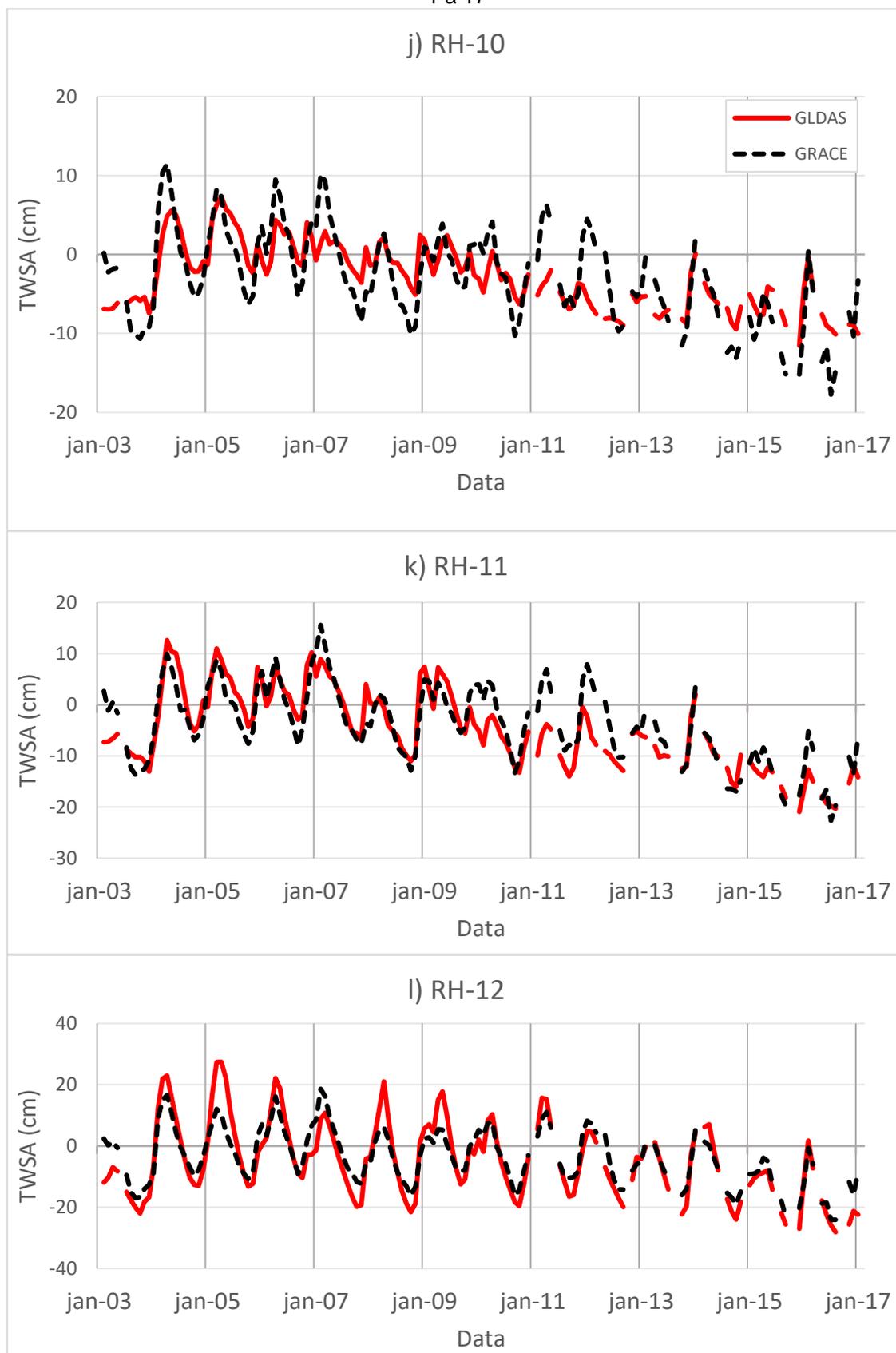
Fonte: A Autora (2023).

Figura 24 – Anomalias mensais de TWS GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



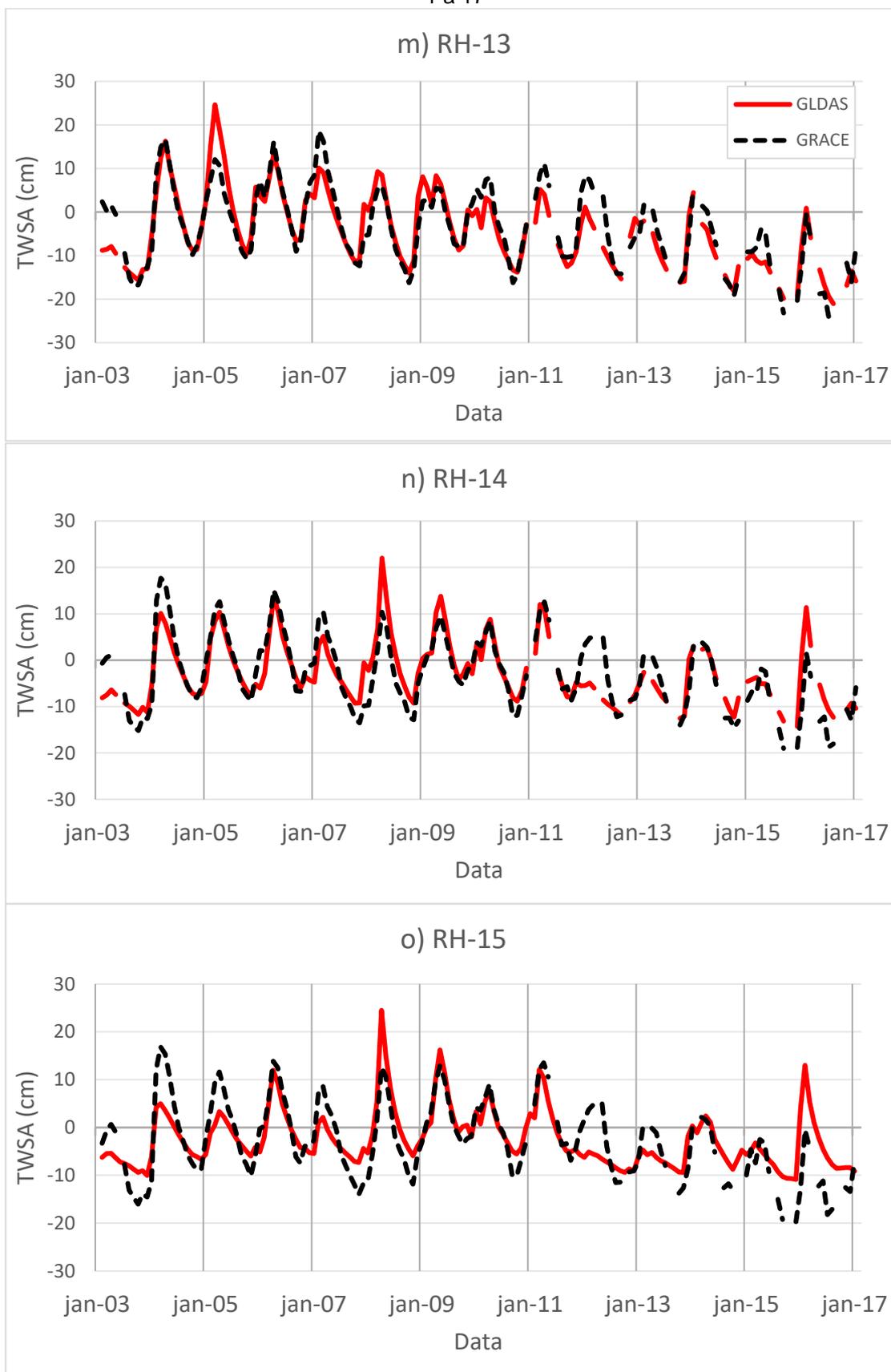
Fonte: A Autora (2023).

Figura 24 – Anomalias mensais de TWSA GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



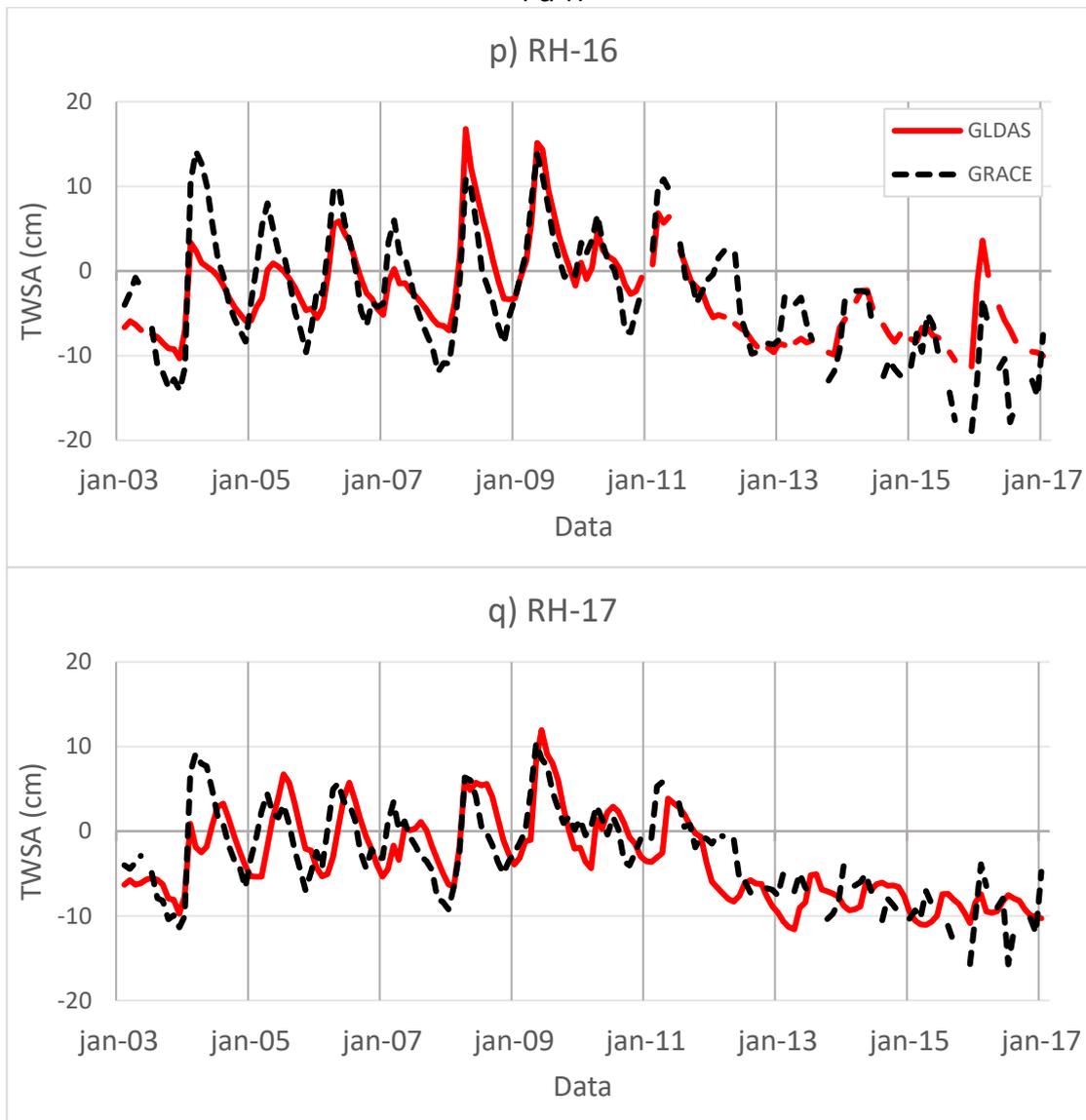
Fonte: A Autora (2023).

Figura 24 – Anomalias mensais de TWS GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



Fonte: A Autora (2023).

Figura 24 – Anomalias mensais de TWS GRACE x GLDAS 2.2 para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



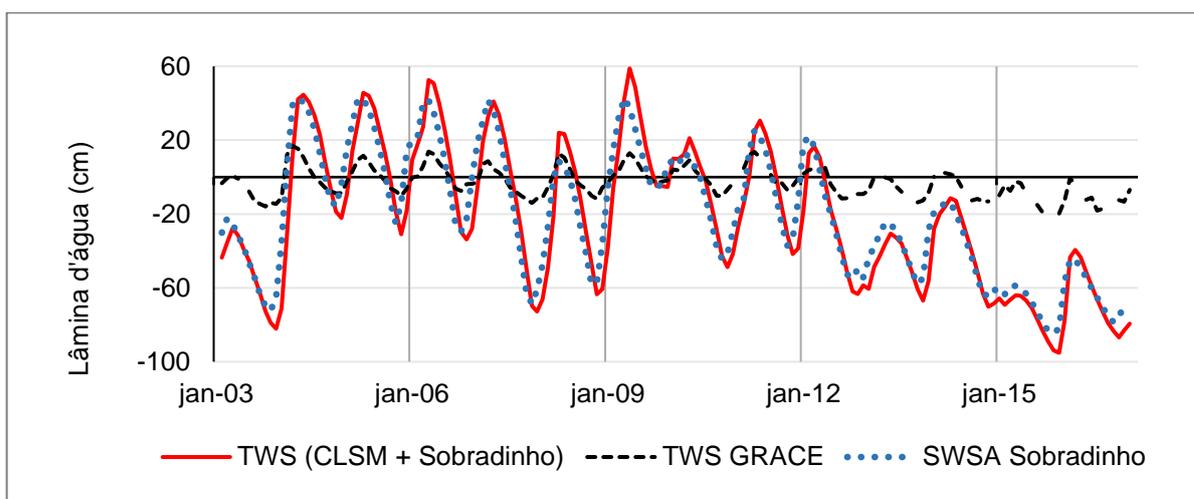
Fonte: A Autora (2023).

4.4 TWS na Região Hidrográfica 15 – Impacto do volume do Reservatório de Sobradinho

As anomalias de TWS estimadas nas etapas anteriores deste trabalho foram calculadas como sendo a soma das anomalias de umidade do solo e das anomalias de água subterrânea provenientes do GLDAS 2.2. Não sendo considerado, portanto, o efeito do armazenamento de águas de superfície (Surface Water Storage – SWS). Entretanto, graças a presença do Reservatório de Sobradinho, um dos maiores reservatórios de água superficial do Brasil, na Região Hidrográfica RH-15, será analisado, para essa região, o impacto das anomalias do SWS. Assim, as anomalias

de TWS do GLDAS calculadas para a RH-15 no tópico anterior (SM + GWS) foram somadas as anomalias de SWS obtidas através dos dados de monitoramento do volume do Reservatório de Sobradinho. As anomalias de TWS provenientes dessa combinação foram então comparadas com as anomalias de TWS do GRACE. Essas séries de TWSA podem ser vistas na Figura 25, bem como a contribuição isolada do SWSA proveniente de Sobradinho.

Figura 25 – TWSA para a RH-15 e SWSA da RH-15 proveniente de Sobradinho



Fonte: A Autora (2023).

É possível observar que, com a incorporação das anomalias do SWS ao cálculo da TWSA, a faixa de valores da TWSA estimada destoou da faixa de valores da TWSA do GRACE. O motivo para isso pode ser a resolução grosseira do GRACE ($1,0^\circ$), que não tem sensibilidade para captar o real impacto do reservatório (espelho d'água de aproximadamente 3100 km^2). Para o reservatório de Sobradinho são 4 desses pixels, cada um parcialmente sobreposto a área do reservatório. Além da resolução grosseira, as células de grade do satélite não podem ser consideradas independentes umas das outras, devido a uma operação de suavização espacial feita no processamento dos dados pelos centros responsáveis pela sua disponibilização (Landerer; Swenson, 2012).

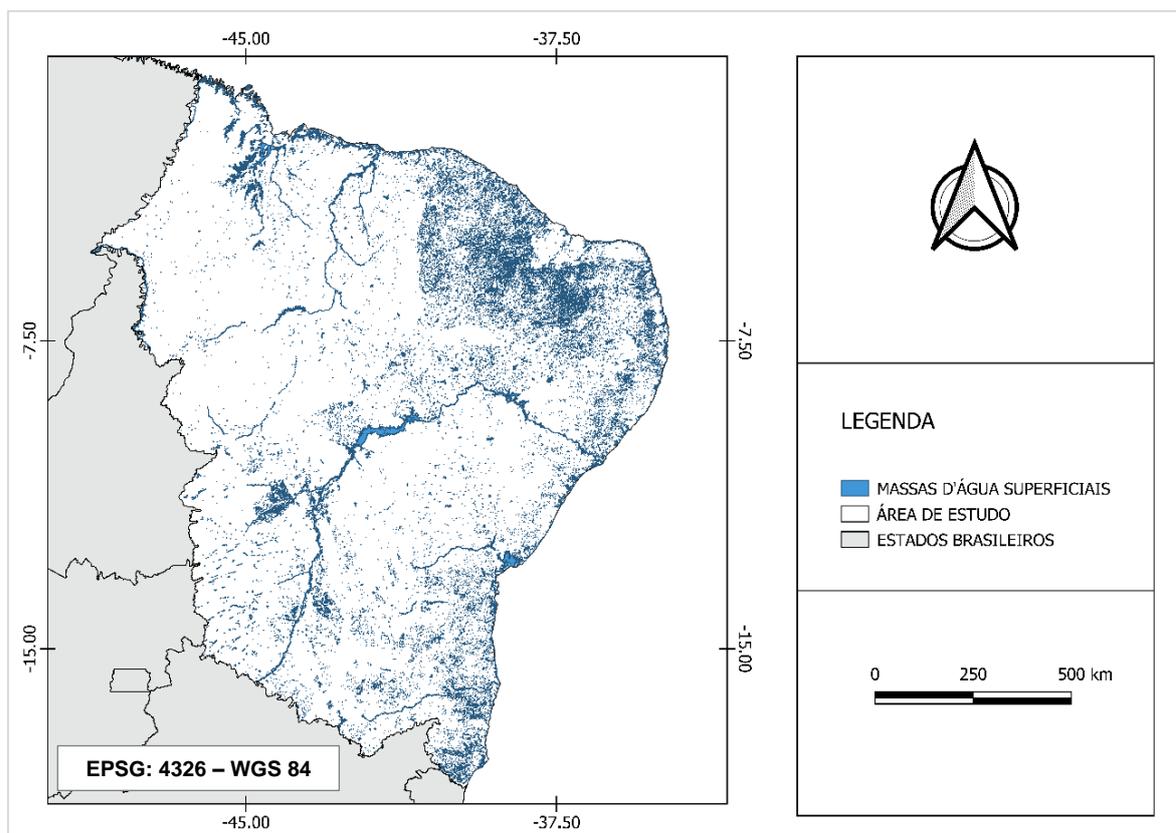
O CLSM não representa explicitamente o SWS, apenas assimila o TWS do GRACE, que não representa bem a faixa de valores referente à contribuição do SWS de Sobradinho para o TWS da RH 15.

A proximidade entre os valores da TWSA do CLSM + Sobradinho e da SWSA de Sobradinho (Figura 25) mostra que o SWS de Sobradinho se sobressai em relação

às variações do SM e do GWS do CLSM. O que leva a crer que o SWS controla a variação do TWS na RH-15. Isso pode indicar que existem sim problemas em desconsiderar o SWS no cálculo do TWS na RH-15. O coeficiente de correlação de Pearson entre a TWSA do CLSM + Sobradinho e a TWSA do GRACE foi de 0,84, maior que a correlação entre TWSA do GRACE e TWSA só com SMA e GWSA do CLSM, que foi de 0,79. O índice de concordância de Willmott, porém, caiu para 0,46, refletindo a disparidade de valores entre as duas séries. O RMSE também piorou, foi de 5,0 cm para 35,6 cm. Estas disparidades, comprovam a má representação do modelo e do satélite da variação do volume de água referente ao reservatório. Para uma análise mais realista do TWS, o mais indicado seria incluir os valores do armazenamento superficial.

Getirana et al. (2017), trabalhando a nível de pixel, notou que existe uma importante contribuição das águas superficiais para o TWS em trechos da bacia do Rio São Francisco. O trabalho desses autores, no entanto, se concentrou apenas no SWS dos rios e planícies de inundação, não considerando outras formas de armazenamento das águas superficiais. A realização de outros trabalhos que busquem entender melhor a dinâmica do armazenamento de superfície e sua contribuição para o TWS no Nordeste brasileiro pode ser importante, tendo em vista que o armazenamento de água através de reservatórios de superfície é uma prática comum no NEB, indo desde grandes reservatórios até os chamados barreiros, pequenos reservatórios artificiais na superfície equivalentes a pequenos lagos. A grande quantidade de reservatórios naturais ou artificiais pode ser observada na Figura 26, que mostra as massas d'água superficiais existentes na região (ANA, 2020).

Figura 26 – Massas d'água superficiais na área de estudo



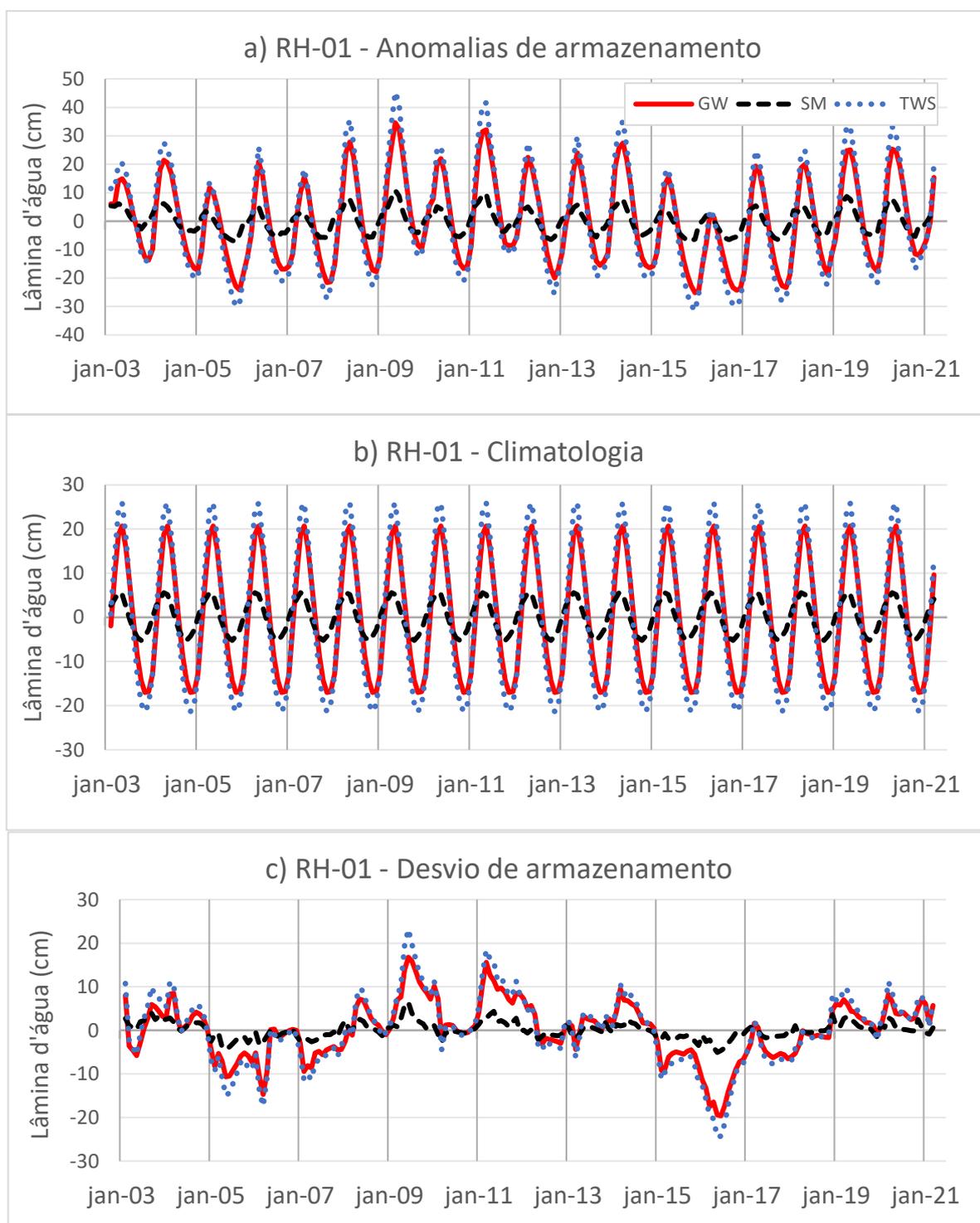
Fonte: A Autora (2023).

Nota: Dados das massas d'água superficiais retirados de ANA (2020).

4.5 Índices de seca

Foram calculados índices de seca com metodologias semelhantes para cada uma das componentes do TWS nas 17 regiões hidrográficas. As séries de TWS utilizadas no presente tópico, foram as séries de TWS calculadas apenas com SM e GWS do GLDAS 2.2. Assim, os índices de seca apresentados são o GWI, SMI e o WSDI. Na Figura 27, é possível ver graficamente o processo de cálculo dos índices para a Região Hidrográfica RH-01. No início, tem-se as anomalias de armazenamento. É possível observar já nessa fase que o reservatório de umidade do solo na zona de raiz modelado pelo GLDAS 2.2 é responsável por uma parte consideravelmente menor da variação do TWS do modelo, isso se repete para todas as 17 regiões hidrográficas estudadas. Dessa forma, as variações de água subterrânea governam a variação do TWS do GLDAS na área de estudo, o que é uma limitação dos modelos que consideram o solo superficial raso em sua parametrização. Na Figura 28, é mostrada também a climatologia mensal e os desvios de armazenamento (Equação 16), que são as anomalias dessazonalizadas.

Figura 27 – Anomalia, climatologia e desvio de armazenamento para a Região Hidrográfica RH-01

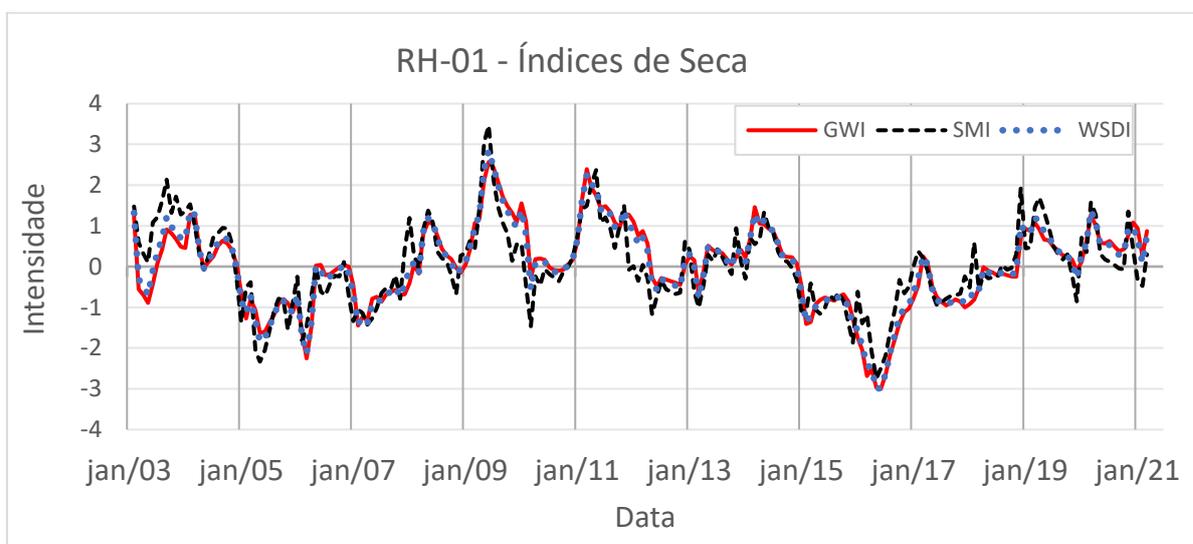


Fonte: A Autora (2023).

Com a proximidade no comportamento das águas subterrâneas e do TWS, na hora em que as séries são padronizadas, o GWI passa a ser quase idêntico ao WSDI (Figura 28). Assim, podemos afirmar que as séries de WSDI calculadas com os produtos do GLDAS 2.2 são bastante representativas da seca das águas subterrâneas

modeladas na área de estudo, assim como o GWI calculado com produtos do GLDAS é bastante representativo da seca do TWS modelado. Este efeito também foi encontrado nas demais regiões hidrográficas, por isso, como forma de não sobrecarregar as imagens dos gráficos, após a Figura 28 serão apresentadas apenas as séries do SMI e do GWI para as 17 regiões. Pois as diferenças entre o WSDI e o GWI são praticamente imperceptíveis nos gráficos.

Figura 28 – SMI, GWI e WSDI para a Região Hidrográfica RH-01



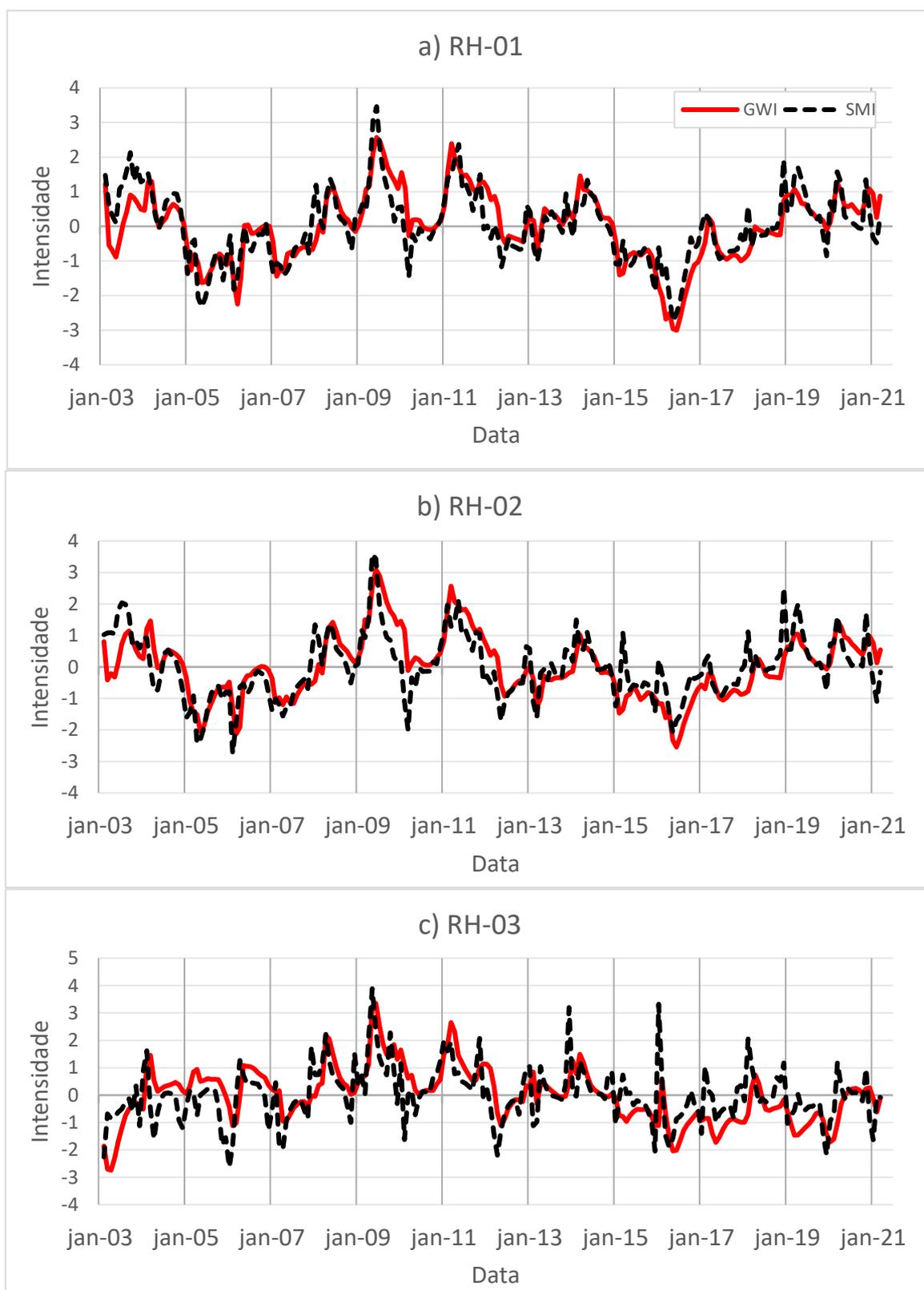
Fonte: A Autora (2023).

Foi observado através da tabela de dados (não mostrada aqui) que, no geral, a seca da umidade do solo é mais frequente, pois costuma ser mais propensa a apresentar períodos isolados e curtos de seca do que a seca das águas subterrâneas.

Na Figura 29, é possível observar os resultados dos índices de seca SMI e GWI para cada uma das 17 regiões Hidrográficas Estudadas.

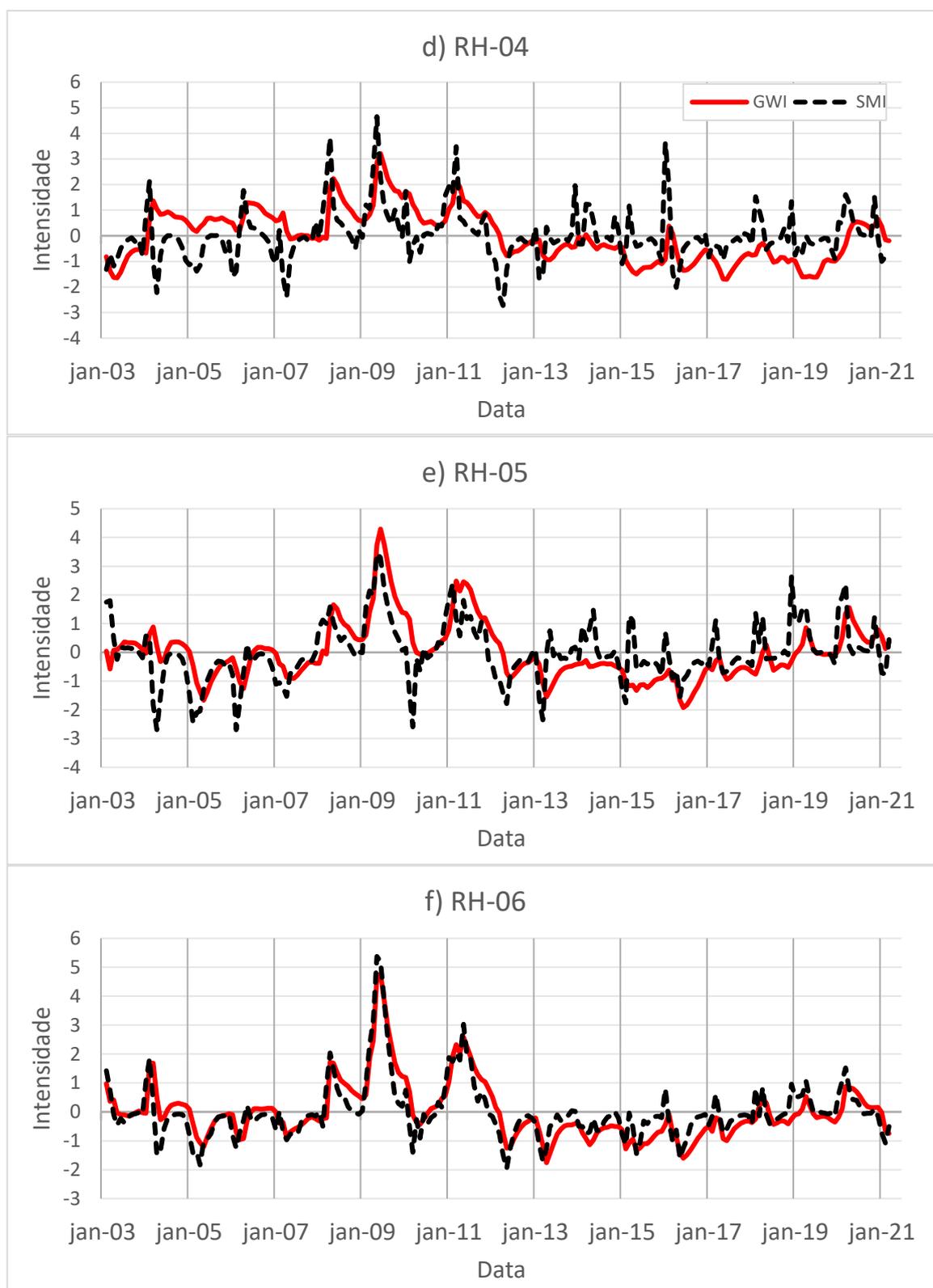
Grupos de regiões hidrográficas apresentam padrões de SMI, GWI e WSDI parecidos. Um deles é formado por RH-01, RH-02, RH-05, RH-06 e RH-07, que se localizam na faixa norte da área de estudo. Com RH-01 e RH-02, no noroeste, formando um subgrupo de padrões mais parecidos entre si, e RH-05, RH-06 e RH-07 formando outro subgrupo.

Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



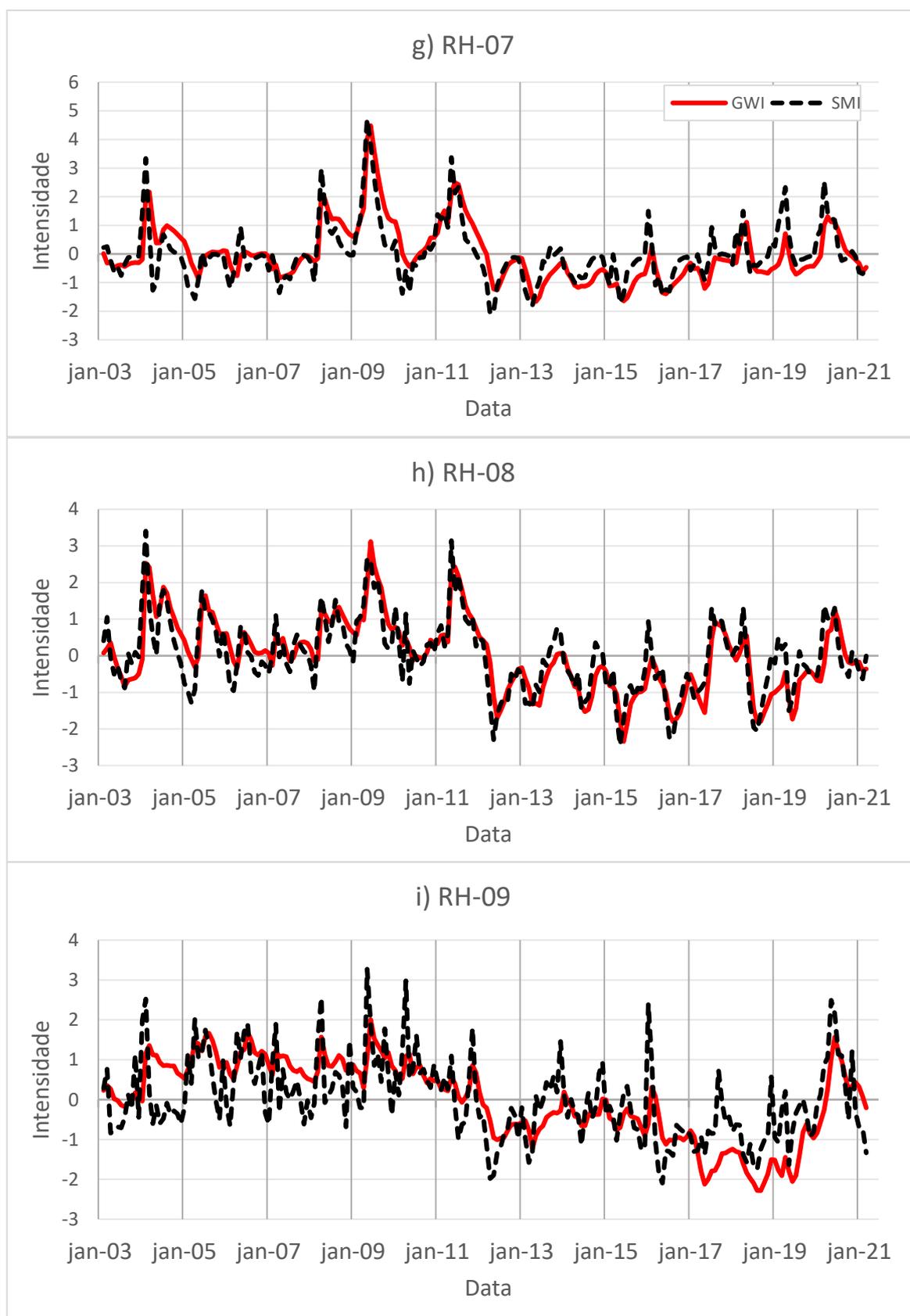
Fonte: A Autora (2023).

Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



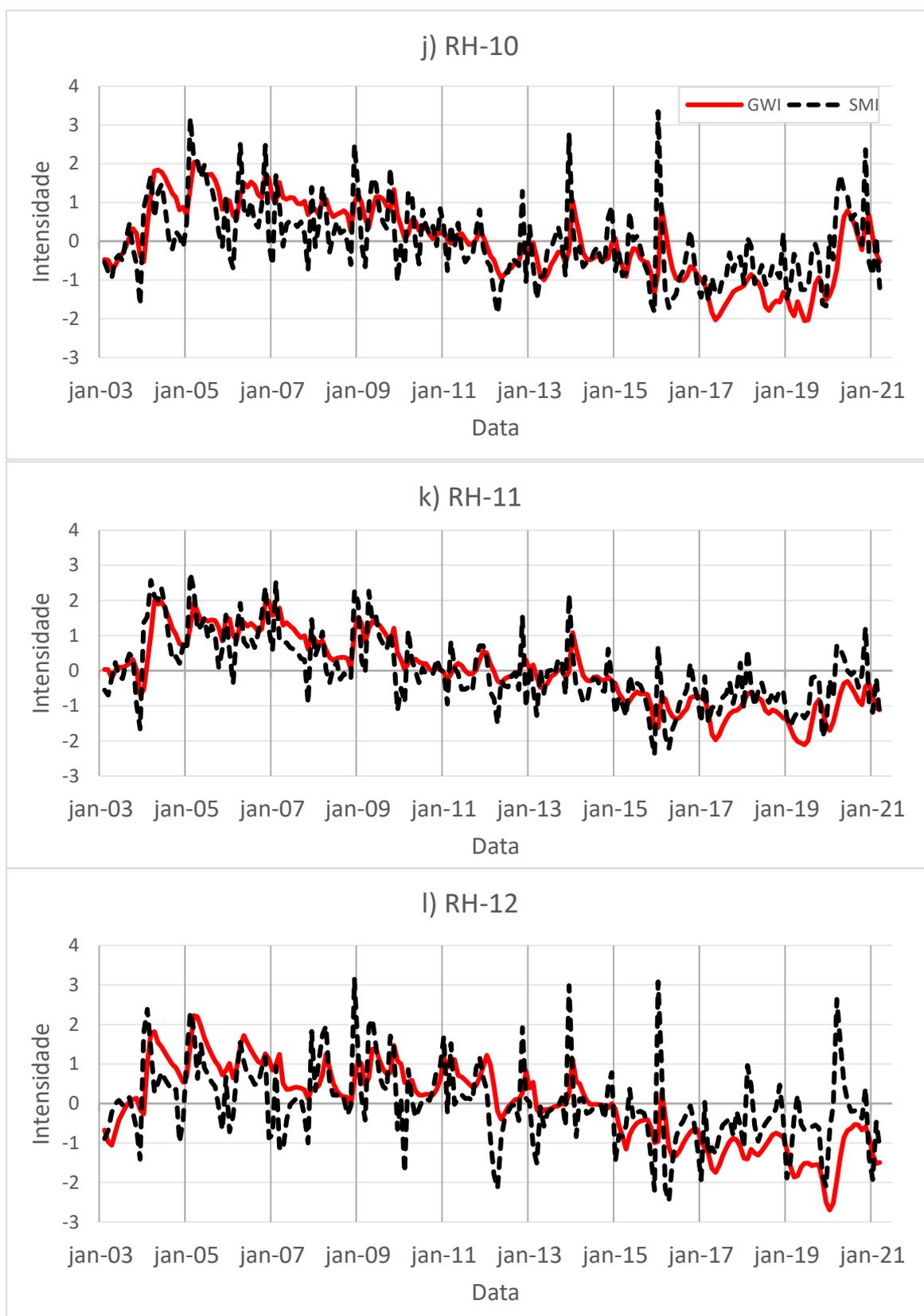
Fonte: A Autora (2023).

Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



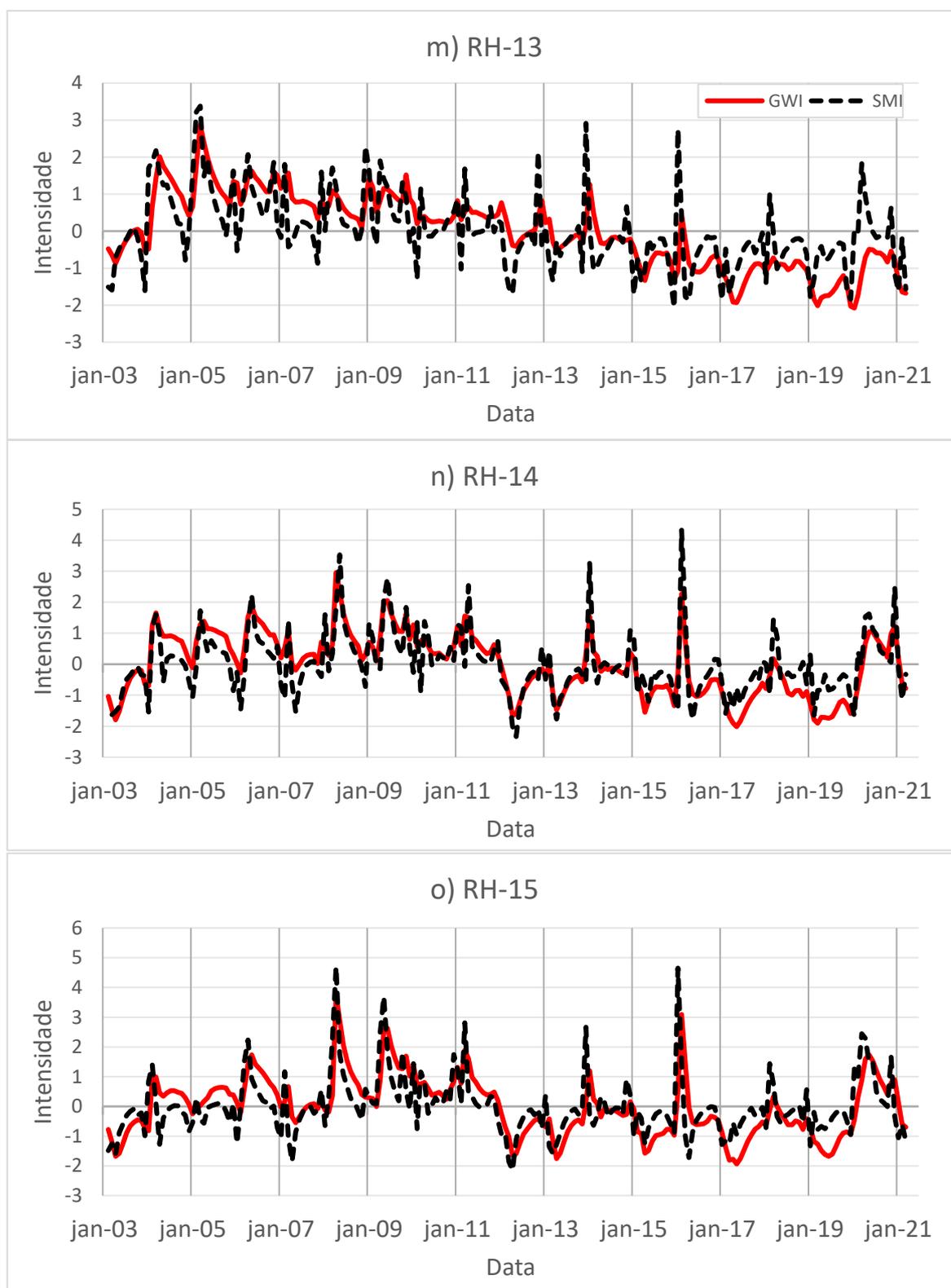
Fonte: A Autora (2023).

Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



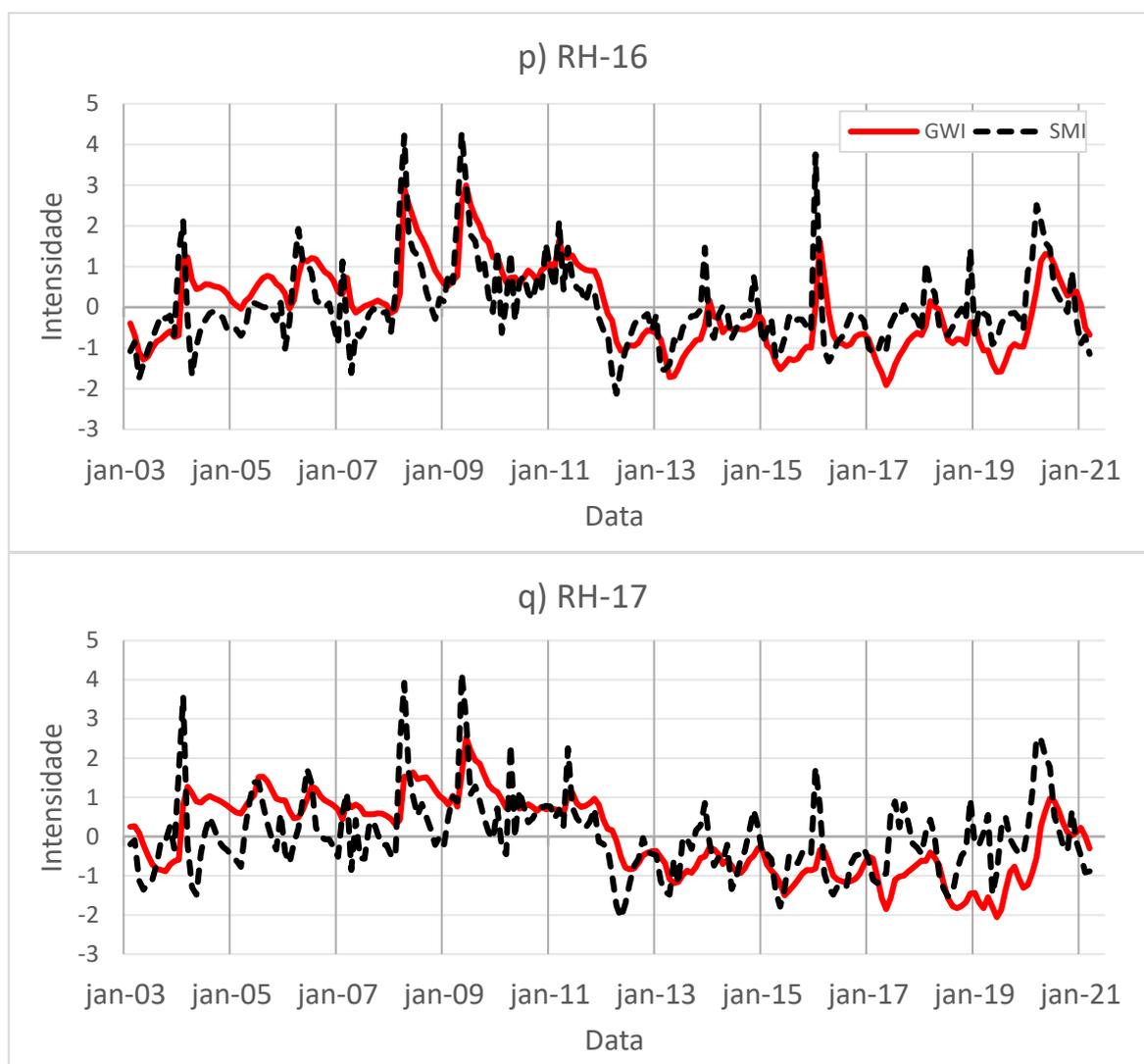
Fonte: A Autora (2023).

Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



Fonte: A Autora (2023).

Figura 29 – SMI e GWI para as Regiões Hidrográficas 1 a 17



Fonte: A Autora (2023).

Em RH-01 e RH-02, observa-se a ocorrência de duas secas prolongadas. A primeira começa entre final de 2004 e início de 2005, terminando entre final de 2007 e início de 2008. Durante essa seca, os índices chegam a atingir níveis de seca severa em alguns momentos de 2005 e 2006. Ocorreram secas mais curta, intercaladas com períodos de maior umidade, entre 2010 e 2014. A segunda seca prolongada se iniciou no segundo semestre de 2014, terminando apenas no final de 2018. Nesta seca, os índices de RH-01 e RH-02 atingiram condições de seca severa em alguns meses de 2016. Após esse período, as condições de umidade se recuperaram nas duas regiões, com períodos úmidos interrompidos apenas por meses secos isolados.

As regiões RH-05, RH-06 e RH-07 (no norte) diferem de RH-01 e RH-02 por começarem a série histórica com períodos menos úmidos entre 2004 e 2005. A

segunda diferença importante ocorre na segunda seca prolongada. Em RH-05, RH-06 e RH-07 o segundo período de seca prolongada tem início já entre final de 2011 (para SMI) e início de 2012. O fim ocorre entre início de 2018 e início de 2019. Essa maior duração, de 2012 a 2018/2019, se deve à ausência do período úmido que ocorre em 2014 em RH-01 e RH-02. O SMI de RH-05 difere do comportamento dos demais índices de RH-05, RH-06 e RH-07, por apresentar o período mais úmido entre 2013 e 2014, sendo mais parecido com o que ocorre em RH-01 e RH-02. De 2019 em diante, essas três regiões apresentam uma recuperação tímida, intercalando períodos úmidos com períodos secos com condições próximas a normalidade.

Outro grupo com padrões parecidos de SMI, GWI e WSDI é formado pelas regiões hidrográficas RH-09, RH-10, RH-11, RH-12 e RH-13, concentradas ao sul da área de estudo. Essas regiões hidrográficas se caracterizam principalmente por apresentarem uma queda sustentada de umidade a longo prazo, que dura mais de uma década. Começando a partir de 2005, para RH-10, RH-11 e RH-13, e de 2009, para RH-09 e RH-12. Durante essa queda, em algum momento os índices de seca cruzam o eixo horizontal e passam de valores predominantemente positivos para predominantemente negativos. Essa virada ocorre entre final de 2011 e início de 2012. Graças a essa tendência, os períodos úmidos predominam do lado esquerdo do gráfico e os períodos secos predominam do lado direito do gráfico nessas regiões. Somente do final de 2019 para o início de 2020 parece haver indícios de recuperação. O que acontece de forma mais forte em RH-09, RH-10 e RH-12. Este comportamento de queda de umidade entre aproximadamente 2005 e 2020 está de acordo com o estudo realizado por Cheng *et al.* (2016), que constatou que houve queda aparente do TWS e com significância estatística para a parte mais ao sul do NEB entre 2002 e 2017, especialmente na parte ao sul do Recôncavo Baiano. Também está de acordo com a tendência de secagem do WSDI na bacia do Rio São Francisco encontrada por Paredes-Trejo *et al.* (2021).

Nas regiões hidrográficas RH-03, RH-04, RH-08, RH-14, RH-15, RH-16 e RH-17, concentradas na faixa central, o período que vai de 2003 a 2011 é mais úmido que 2012 a 2021, porém de forma diferente das regiões da faixa norte e da faixa sul. A série histórica se inicia com o ano de 2003 apresentando características mais secas do que o período que vai se desenvolver posteriormente, o que também ocorre na faixa sul. Os anos de 2004 a 2008 apresentam períodos secos intercalados com períodos úmidos, especialmente para o SMI, ou períodos de umidade entre condições normais

e condições moderadas de umidade, principalmente GWI e WSDI. Em seguida, nota-se nessas regiões hidrográficas o impacto dos mesmos picos de umidade entre 2008 e 2011 que ocorrem na faixa norte, porém com intensidades variadas. A partir de 2012 as regiões entram em um período de seca prolongada que vai até entre o final de 2019 e o início de 2020. Essa seca é mais intensa em RH-08, que chega a momentos de seca severa, e atinge até a categoria de seca moderada nas demais regiões. É preciso explicar exceções quanto ao período de duração. Em RH-03 vemos um aumento de umidade entre 2013 e 2014, que parece acontecer a noroeste, pois se repete em RH-01 e RH-02. Esse período livra RH-03 da seca durante a maior parte do tempo nesses dois anos, mas a condição de seca volta a se desenvolver novamente em 2015, e vai até o início de 2020. Em RH-08 ocorre um período de maior umidade entre junho de 2017 e maio de 2018. Após esse período valores negativos nos índices de seca voltam a ocorrer até o início de 2020.

Esses resultados mostram que, com exceção de um período entre 2013 e 2014 em RH-01, RH-02 e RH-03, um período entre maio de 2017 e junho de 2018 em RH-08, e as condições de maior umidade que se desenvolveram em RH-01 e RH-02 a partir de 2019; entre 2012 e 2019 as secas da umidade do solo, das águas subterrâneas e do TWS atingiram todas as regiões hidrográficas estudadas. No geral, os anos da segunda década do século XXI foram mais secos que os da primeira, especialmente ao sul, onde as condições de maior umidade claramente se concentraram na primeira década. A maior umidade nos anos da primeira década não ocorre, no entanto, na RH-01 e RH-02, devido à presença e a intensidade da seca prolongada ocorrida entre 2005 e 2008 nessas regiões.

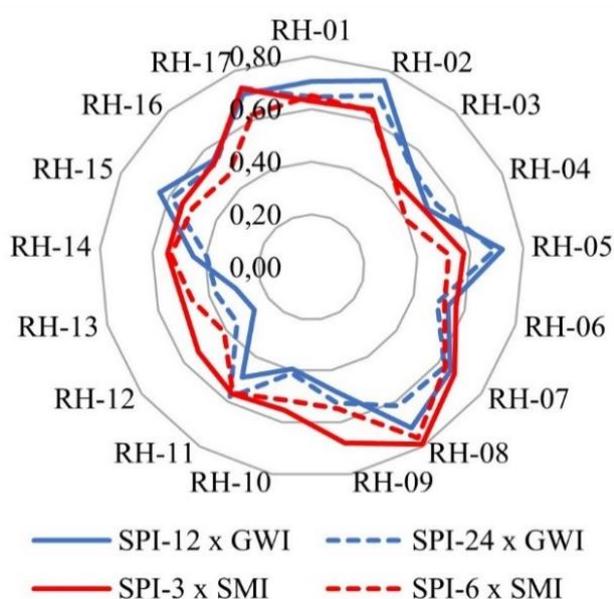
Vale destacar que períodos prolongados de SMI negativo costumam começar e terminar de um a três meses antes do que os períodos prolongados de GWI negativos. Períodos prolongados de WSDI negativo costumam seguir os padrões de início e fim entre os do GWI e os do SMI, porém mais próximos dos padrões do GWI. No entanto, essa escala de tempo de atraso é difícil de ser observada nos gráficos aqui apresentados, devido ao tamanho das figuras para o tamanho da série histórica apresentada. Estudos com metodologias mais concentradas em mostrar o atraso entre as séries dos índices de seca seriam mais exitosos em caracterizar detalhadamente esses períodos de atraso entre GWI, SMI e WSDI para os dados modelados pelo CLSM.

4.6 Comparação com o Índice de Precipitação Padronizada (SPI)

O SMI e GWI foram comparados com o tradicional índice de seca, SPI, para diferentes escalas de tempo. A correlação com SPI é apresentada na Figura 30, onde é possível observar que as melhores correlações de SMI e GWI ocorreram, respectivamente, com SPI-3 e SPI-12. Em 10 de 17 RHs, a correlação dos índices de umidade do solo (intervalo de 0,46-0,79) foi maior do que a água subterrânea (intervalo de 0,27-0,76). Os maiores valores ($> 0,70$) dos índices de água subterrânea foram verificados nas RHs localizadas na porção Norte do NEB (RH-01, 02, 05, 08, 17), e os menores valores ($< 0,40$) na porção Sul (RH -10, 12, 13). O mesmo padrão não foi observado para a umidade do solo, onde os maiores valores ($> 0,70$) foram para RH-08 e RH-17, e os menores ($< 0,5$) para RH-03 e RH-04.

. Escalas de tempo adequadas de SPI para monitoramento de seca agrícola costumam ser entre 2 e 3 meses, enquanto para a seca de águas subterrâneas de 12 a 48 meses (Brito et al., 2018). Aqui as melhores correlações se mantiveram nessa faixa, com SMI e GWI melhor se correlacionando com SPI-3 e SPI-12, respectivamente. Usando dados do CLSM, Li e Rodell (2015) tiveram melhores correlações de GWI com SPI-12 e SPI-24 do que com SPI-6 nos Estados Unidos. Além de encontrarem melhor correlação de SMI com SPI-6, do que com SPI-12 e SPI-24.

Figura 30 – Correlação entre os índices SPI, SMI e GWI



Fonte: A Autora (2023).

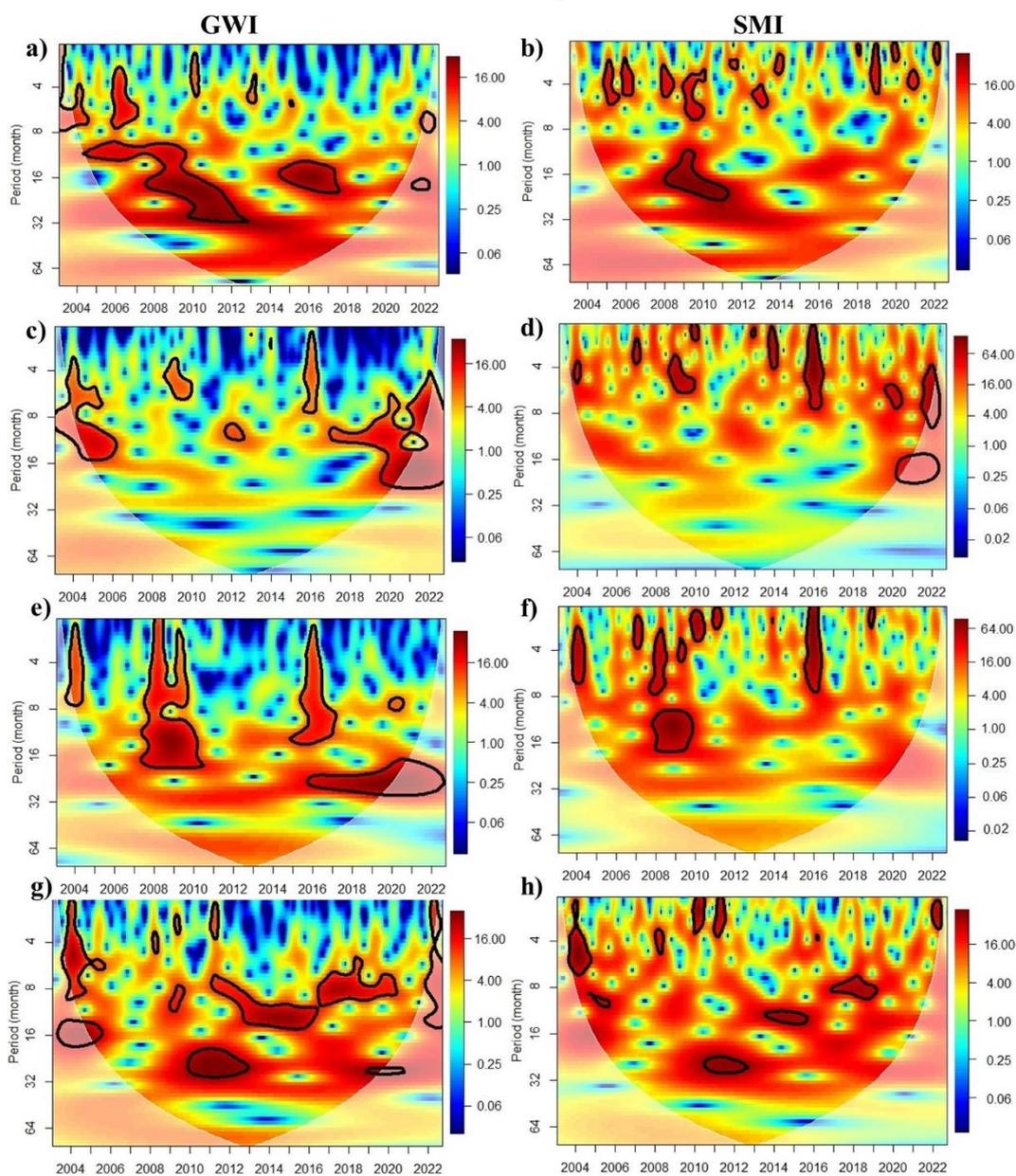
4.7 Transformada de Wavelet Contínua

Para identificar a variação periódica do GWI e SMI, foram selecionadas RHs contendo cada um dos biomas do NEB: RH-01 (Amazônia/Cerrado), RH-12 (Cerrado), RH-16 (Caatinga) e RH-08 (Caatinga/ Mata Atlântica). Os espectros de potência wavelet são representados na Figura 31 (a cor vermelha representa o sinal de alta potência). Observando a Figura 31, pode-se identificar as principais semelhanças e diferenças em termos de feições periódicas. Houve uma tendência do GWI apresentar ciclos e períodos mais longos em comparação ao SMI. O GWI na RH-01 apresentou um ciclo de 8 a 32 meses entre 2005 e 2013, e um ciclo de 16 meses no período 2015-2017 (Figura 31a). No Cerrado (RH-12), o GWI teve ciclos de 4 a 25 meses no início e no final da série temporal (Figura 31c). As RHs influenciadas pelo clima semiárido (16 e 08) apresentaram características periódicas na década de 2010 com ciclos chegando a 30 meses. Enquanto as características do RH-16 prevalecem na segunda metade da década (Figura 31e), o RH-08 teve ciclos diferentes durante toda a década. O SMI teve prevalência de ciclos de até 8 meses e períodos menores que três anos. Períodos mais longos foram observados no RH-01 (3 anos) e RH-16 (2 anos) com ciclos de 16 meses. Na região de transição Caatinga/Mata Atlântica (RH-08), a década de 2010 teve períodos com ciclos distintos: 2010–2012 (~ 30 meses), 2014–2015 (~ 15 meses) e 2017–2019 (~ 8 meses).

A seca das águas subterrâneas ainda é pouco estudada no Brasil. Os resultados do GWI foram analisados com base em estudos que utilizaram outras variáveis para avaliar o período de estiagem recente no NEB. Vários estudos foram desenvolvidos sobre o período recente de seca no NEB usando dados *in situ* (precipitação e umidade do solo) e sensoriamento remoto (NDVI, umidade do solo e temperatura da superfície do solo). Todos os estudos identificaram ocorrência de seca severa em diferentes partes da região. No período de 2012 a 2017, centenas de municípios foram afetados pela seca no NEB (mais de 1000 em 2012) (Cunha et al., 2019). Os resultados obtidos com os índices de seca aqui estudados seguem comportamento semelhante ao observado com os demais índices baseados em precipitação (SPI), NDVI (VHI) e umidade do solo (SMI- aqui referente a um outro índice de umidade do solo estudado por Cunha et al. em 2019). Os dados aqui estudados mostraram que o ano de 2012 foi decisivo para a entrada da maior parte das RHs na seca prolongada que se seguiu. Mostram ainda que a seca durou até o

final da década e foi mais prolongada que secas ocorridas na década anterior para a maioria das RHs.

Figura 31 – Transformada Wavelet Contínua para GWI e SMI na RH-01 (a, b), RH-12 (c, d), RH-16 (e, f) e RH-08 (g, h)



A frequência é exibida no eixo vertical, o contorno branco denota um nível de confiança de 95%, a cor vermelha representa o sinal de alta potência e a cor sombreada é o cone de influência.

Fonte: A Autora (2023).

5 CONCLUSÃO

Os resultados mostraram que anomalias de umidade do solo do ESA CCI SM e de dados *in situ* possuem bom ajuste na área de estudo. Os resultados encontrados no presente trabalho mostram que uma escala de tempo mensal, em vez de diária, aumenta a correlação dos produtos de umidade do solo da ESA CCI SM com os dados *in situ* no NEB, com a maioria das estações saindo da faixa de correlação moderada para uma correlação forte. Os resultados do presente estudo também mostram que uma abordagem que utiliza anomalias apresenta melhor ajuste entre a ESA CCI SM e os dados *in situ* do CEMADEN, do que uma comparação com valores absolutos de umidade. Isso se deve a remoção do erro de superestimação sistemática apresentado pelo ESA CCI SM na área de estudo e captado pelo índice BIAS em estudo em trabalhos anteriores.

Para os dados do GLDAS 2.2, observou-se que o balanço de águas superficial do modelo é melhor que o subterrâneo. Os produtos de anomalias de umidade do solo nas primeiras camadas do GLDAS 2.2 apresentaram bom ajuste com as anomalias de umidade do solo dos satélites da ESA. Já nas anomalias de águas subterrâneas os resultados mostraram-se variados. Nos aquíferos Cabeças, Serra Grande, Tacaratu e Urucuia o modelo teve desempenho moderado, com correlações de moderada a forte, enquanto nos aquíferos Açú, Araripe e Barreiras as correlações foram de muito fraca a fraca.

As principais divergências entre GWSA do GLDAS 2.2 e dos dados *in situ* estão ligadas ao atraso ou a não existência de recuperação do nível de água dos aquíferos Açú, Araripe e Barreiras em relação a recuperação mostrada pelo modelo. O que pode estar relacionado a um erro nas forçantes do GLDAS 2.2, que não pôde ser verificado devido ao fato dos dados das forçantes do CLSM não serem dados de acesso aberto. Ou ao fato de o modelo não simular a retirada de água antrópica, que impactaria negativamente na recuperação. Como em trabalhos de outros autores, foi observado que o GLDAS 2.2 superestimou os impactos da sazonalidade no comportamento do GWS de alguns aquíferos brasileiros, provavelmente devido à pequena espessura da camada do solo do CLSM, 1 metro, que não amortece as variações provenientes da precipitação. No entanto, também é notada a dificuldade em obter valores precisos de porosidade específica para as áreas dos poços, tornando as variações calculadas nos dados *in situ* sujeitas a imprecisões.

As séries de TWSA do GLDAS 2.2 para as 17 regiões hidrográficas, aqui calculadas como sendo a soma da GWSA e da SMA, tiveram bom ajuste com as séries de TWSA do GRACE. Isso mostra que a assimilação de dados resultou em valores bastante próximos de TWSA do GLDAS 2.2 com o TWSA dos dados GRACE na área de estudo. No entanto, investigar a contribuição do volume de água do reservatório de Sobradinho para o TWS da região hidrográfica RH-15, mostrou que o modelo tem deficiências ao não representar explicitamente o armazenamento de águas superficiais e que o GRACE, por causa de sua resolução grosseira, não consegue representar bem a contribuição do reservatório para a RH-15. Os valores do armazenamento superficial provenientes de Sobradinho mostraram que a componente superficial deveria dominar o TWS na RH, o que não pode ser representado nem pelo GRACE, nem pelo GLDAS 2.2. Esses resultados mostraram que para uma análise mais realista do TWS, o mais indicado seria incluir os valores do armazenamento superficial.

Os índices de seca GWI e WSDI apresentaram valores bastante próximos, embora seus meses de pico, início e fim de períodos secos e úmidos nem sempre coincidam. Isso se deve ao fato das águas subterrâneas modeladas pelo CLSM dominarem o TWS estimado pelo mesmo na área de estudo, o que torna os índices GWI e WSDI bastante semelhantes. Geralmente a seca da umidade do solo começa antes da seca das águas subterrâneas e do TWS, e também termina meses antes das demais. O SMI também se mostra mais propenso a apresentar períodos de seca, principalmente por causa da maior quantidade de períodos curtos de seca e meses secos isolados encontrados no SMI.

Os índices de seca GWI, SMI e WSDI mostraram que, na maior parte das regiões estudadas, a segunda década do século XXI foi mais seca que a primeira (primeira década aqui como sendo o período de 2003 a 2010, que é o que consta na série estudada). Durante a maior parte do período que vai de 2012 a 2019 todas as 17 Regiões Hidrográficas estudadas estiveram sob efeito da seca da umidade do solo, da água subterrânea e do TWS. Resultado que corrobora estudos anteriores sobre os períodos recentes de seca no NEB.

O SMI e o GWI, quando comparados com o tradicional índice de seca, SPI, para diferentes escalas de tempo, mostraram maior correlação com o SPI-3 e o SPI-12 respectivamente. O que demonstra a resposta mais atrasada das águas subterrâneas às variações na precipitação. Esse resultado, bem como as estruturas

periódicas identificadas nos espectros de potência wavelet do GWI e SMI, indicam confiabilidade das representações do comportamento das águas subterrâneas e da umidade do solo do GLDAS 2.2.

5.1 Recomendações para trabalhos futuros

A capacidade de se obter com facilidade dados de anomalias de água subterrânea com o GLDAS 2.2, abre várias oportunidades de estudo dessa componente do TWS, ajudando a entender as dinâmicas desta parte das águas continentais, que ainda recebe pouca visibilidade. No entanto, é preciso investigar mais a fundo as divergências ocorridas entre as series de GWSA do GLDAS 2.2 e os dados *in situ* das redes de monitoramento brasileiras. Outros modelos que simulam as águas subterrâneas podem ser estudados no NEB, visando comparar o desempenho de diversas fontes de dados de água subterrânea na área de estudo. A investigação da contribuição do armazenamento de água superficial para o TWS no NEB pode se mostrar importante, devido a quantidade de reservatórios superficiais existentes nessa região. Linhas de pesquisa que visem uma compreensão holística dos estoques de água continental podem se beneficiar com trabalhos futuros voltados para estudos de propagação de secas entre as diferentes componentes do estoque de água terrestre.

REFERÊNCIAS

- ADLOFF, M. *et al.* Sustained water storage in Horn of Africa drylands dominated by seasonal rainfall extremes. **Geophysical Research Letters**, v. 49, n. 21, p. e2022GL099299, 2022.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO – ANA. **Sistemas Aquíferos**. Mapa digital. 2013. Disponível em: <<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/metadata/3ec60e4f-85ea-4ba7-a90c-734b57594f90>>. Acesso em: 06 mar. 2022.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO -ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: Regiões Hidrográficas Brasileiras** – Edição Especial. Brasília: 2015. Disponível em: <<https://www.snirh.gov.br/portal/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos-hidricos/regioeshidrograficas2014.pdf>>. Acesso em: 07 dez. 2022.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO – ANA. **Massas d'Água**. Mapa digital. 2020. Disponível em: <<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/7d054e5a-8cc9-403c-9f1a-085fd933610c>>. Acesso em: 12 set. 2022.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO -ANA. **Conjuntura recursos hídricos Brasil 2021**. 2021. Disponível em: <<https://relatorio-conjuntura-ana-2021.webflow.io/>>. Acesso em: 07 dez. 2022.
- AHLSTRÖM, A. *et al.* The dominant role of semi-arid ecosystems in the trend and variability of the land CO₂ sink. **Science**, v. 348, n. 6237, p. 895-899, 2015.
- ALVARES, C. A. *et al.* Mapa de classificação climática de Köppen para o Brasil. **Meteorologische zeitschrift**, v. 22, n. 6, pág. 711-728, 2013.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological sciences journal**, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.
- BEVEN, K. *et al.* TOPMODEL and GRIDATB, a users guide to the distribution versions (94.01). **Lancastre University**, Lancastre, 1994.
- BIDAK, L. M. *et al.* Goods and services provided by native plants in desert ecosystems: Examples from the northwestern coastal desert of Egypt. **Global Ecology and Conservation**, v. 3, p. 433-447, 2015.
- BLOOMFIELD, J. P.; MARCHANT, B. P. Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 12, p. 4769-4787, 2013.
- BRASIL. Portaria Interministerial N° 89, de 16 de março de 2005. Institui a delimitação do semiárido brasileiro. **Diário Oficial [da República Federativa do Brasil]**, Brasília, DF, 17 mar. 2005.

BRITO, S.S.B. et al. Frequency, duration and severity of drought in the Semiarid Northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 2, p. 517-529, 2018.

CAMACHO, C. R. *et al.* Análise da evolução do armazenamento de água em aquíferos porosos no nordeste brasileiro utilizando dados de múltiplos satélites e medições in situ. In: 17º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental. Belo Horizonte. **Anais** [...] Belo Horizonte: 2022.

CARLSON, G.; WERTH, S.; SHIRZAEI, M. Joint Inversion of GNSS and GRACE for Terrestrial Water Storage Change in California. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 127, n. 3, p. e2021JB023135, 2022.

CHANG, L. *et al.* Why is the terrestrial water storage in dryland regions declining? A perspective based on gravity recovery and climate experiment satellite observations and Noah land surface model with multiparameterization schemes model simulations. **Water Resources Research**, v. 56, n. 11, p. e2020WR027102, 2020.

CHENG, S.; HUANG, J. Enhanced soil moisture drying in transitional regions under a warming climate. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 6, p. 2542-2555, 2016.

CHERLET, M. *et al.* **World Atlas of Desertification (3ª ed.)**, Publication Office of the European Union, Luxemburgo (2018). ISBN 978-92-79-75350-3. doi:10.2760/9205, JRC111155.

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water resources research**, v. 14, n. 4, p. 601-604, 1978.

COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS – COGERH (CEARÁ). **Plano de Monitoramento e Gestão dos Aquíferos da Bacia do Araripe**. 2009. 137 p.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS E UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE. **Hidrogeologia do Aquífero Açú na Borda Leste da Bacia Potiguar**: Trecho Upanema Afonso Bezerra. Recife: CPRM/FINEP 2007a.93p. il. Meta C. Caracterização Hidrogeológica dos Aquíferos. 1 CD-ROM.

COMPANHIA HIDROELÉTRICA DO SÃO FRANCISCO – CHESF. **Nível de Água – Reservatório de Sobradinho**. Documento interno. 2023.

CORREIA FILHO, F. L. *et al.* Aquífero Serra Grande: hidrogeologia e modelo tectônico-borda sudeste da bacia sedimentar do Parnaíba, PI. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS e ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 16 e 17, 2010. São Luís. **Anais** [...] São Luís: 2010.

COSTA FILHO, W. D. *et al.* Estudo Quantitativo do Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá na Bacia Sedimentar do Jatobá-PE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 15, 2008. Natal. **Anais** [...] Natal, 2008.

CUNHA, A. P. M. A. *et al.* Extreme drought events over Brazil from 2011 to 2019. **Atmosphere**, v. 10, n. 11, p. 642, 2019.

DELGADO-BAQUERIZO, M. *et al.* Decoupling of soil nutrient cycles as a function of aridity in global drylands. **Nature**, v. 502, n. 7473, p. 672-676, 2013.

DENG, S.; LIU, S.; MO, X. Assessment and attribution of China's droughts using an integrated drought index derived from GRACE and GRACE-FO data. **Journal of Hydrology**, v. 603, p. 127170, 2021.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL - DNPM. **Projeto avaliação hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Araripe**. Programa nacional de estudos dos distritos mineiros. Recife: DNPM- distritos regionais Pernambuco e Ceará, 1996. 101 p.

DORIGO, W.A. *et al.* ESA CCI Soil Moisture for improved Earth system understanding: State-of-the art and future directions. **Remote Sensing of Environment**, 2017, ISSN 0034-4257, doi: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.001>.

DUCHARNE, A. *et al.* A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 2. Parameter estimation and model demonstration. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D20, p. 24823-24838, 2000.

EDWARDS, D. C.; MCKEE, T. B. **Characteristics of twentieth century drought in the United States at multiple time scales**. Fort Collins: Colorado State University, 1997. (Climatology Report, n. 97-2).

FAMIGLIETTI, J. S.; WOOD, E. F. Evapotranspiration and runoff from large land areas: Land surface hydrology for atmospheric general circulation models. **Surveys in Geophysics**, v. 12, n. 1, p. 179-204, 1991.

FAMIGLIETTI, J. S.; WOOD, E. F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. **Water Resources Research**, v. 30, n. 11, p. 3061-3078, 1994.

FAMIGLIETTI, J. S. Remote sensing of terrestrial water storage, soil moisture and surface waters. **Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series**, v. 150, p. 197-207, 2004.

FARAJZADEH, M. *et al.* Meteorological Drought Monitoring based on an efficient index, using Geostatistical analyst in Ghare Aghaj watershed_Iran. In: **International Conference of water crisis**. 2009.

FERNANDES, D.S. *et al.* **Índices para a quantificação das secas**. Santo Antônio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 2009.

FERREIRA, L. K. R. *et al.* Aplicação de índices de quantificação de secas no Brasil: Revisão exploratória. In: **XII Congresso Nacional De Meio Ambiente de Poços de Caldas, Poços de Caldas**. 2015.

FOROOTAN, E. *et al.* Large-scale total water storage and water flux changes over the arid and semiarid parts of the Middle East from GRACE and reanalysis products. **Surveys in Geophysics**, v. 38, n. 3, p. 591-615, 2017.

GASPAR, M. T. P. **Sistema Aquífero Urucuia: Caracterização Regional e Propostas de Gestão**. 2006. 158 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 2006.

GETIRANA, A. *et al.* Rivers and floodplains as key components of global terrestrial water storage variability. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 20, p. 10359-10368, 2017.

GIROTTI, M.; RODELL, M. Terrestrial water storage. In: MAGGIONI, V.; MASSARI, C. (Ed.). **Extreme Hydroclimatic Events and Multivariate Hazards in a Changing Environment: A Remote Sensing Approach**. Elsevier, 2019. p. 41-64.

GOODARZI, M. *et al.* Development of a new drought index for groundwater and its application in sustainable groundwater extraction. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 142, n. 9, p. 04016032, 2016.

GONÇALVES, S. T. N. *et al.* Índices e Metodologias de Monitoramento de Secas: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 36, p. 495-511, 2021.

GRUBER, A. *et al.* Evolution of the CCI Soil Moisture Climate Data Records and their underlying merging methodology. **Earth System Science Data** 11, 717-739, 2019, doi: <https://doi.org/10.5194/essd-11-717-2019>

HAUSFATHER, Z. Explainer: What climate models tell us about future rainfall. Climate Modelling, January 2018. **Seção do site da Carbon Brief**. Disponível em: <<https://www.carbonbrief.org/explainer-what-climate-models-tell-us-about-future-rainfall>>. Acesso em: 20 dez. 2022.

HU, Z. *et al.* Groundwater depletion estimated from GRACE: A challenge of sustainable development in an arid region of Central Asia. **Remote Sensing**, v. 11, n. 16, p. 1908, 2019.

HUANG, J. *et al.* Dryland climate change: Recent progress and challenges. **Reviews of Geophysics**, v. 55, n. 3, p. 719-778, 2017.

HURLBERT, M. *et al.* Risk Management and Decision making in Relation to Sustainable Development. In: SHUKLA, P. R. *et al.* **Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems**, **Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Mapa Hidrogeológico - Região Nordeste**. 2013a. Disponível em: <https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/geologia/levantamento_hidrogeologico_e_hidroquimico/mapas/regionais/nordeste_hidrogeologico.pdf>. Acesso em: 07 dez. 2022.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Mapa Hidrogeológico - Região Sudeste**. 2013b. Disponível em: https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/geologia/levantamento_hidrogeologico_e_hidroquimico/mapas/regionais/sudeste_hidrogeologico.pdf>. Acesso em: 07 dez. 2022.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Biomass e sistema costeiro-marinho do Brasil: compatível com a escala 1:250 000. Relatórios metodológicos**, ISSN 0101-2843; v. 45, 168 p. - Rio de Janeiro: IBGE, 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Censo Demográfico 2022: População e Domicílios – Primeiros Resultados**. Rio de Janeiro, IBGE, 2023. Disponível em: <<https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv102011.pdf>>. Acesso em: 14 set. 2023.

INSTITUTO NACIONAL DO SEMIÁRIDO - INSA. **Semiárido brasileiro. Seção do site do INSA**, 2022. Disponível em: <<https://www.gov.br/insa/pt-br/semi-arido-brasileiro>>. Acesso em: 07 dez. 2022.

JIN, S.; ZHANG, T. Terrestrial water storage anomalies associated with drought in southwestern USA from GPS observations. **Surveys in Geophysics**, v. 37, n. 6, p. 1139-1156, 2016.

JUCÁ, M.V.Q.; SOUZA, A.G.S.S.; NETO, A.R. Avaliação de produtos de sensoriamento remoto de umidade do solo em relação a dados in situ em diferentes regiões climáticas de Pernambuco. In **XXIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Foz do Iguaçu, Nov. 2019.

KAUSHIK, P. R. *et al.* Assessing Changes in Terrestrial Water Storage Components over the Great Artesian Basin Using Satellite Observations. **Remote Sensing**, v. 13, n. 21, p. 4458, 2021.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Energy and Water Balance Calculations in the Mosaic LSM. **NASA Technical Memorandum 104606**, 9, 76 pp., 1996.

KOSTER, R. D.; MILLY, P. C. D. The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. **Journal of Climate**, v. 10, n. 7, p. 1578-1591, 1997.

KOSTER, R. D. *et al.* A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D20, p. 24809-24822, 2000.

KOUTROULIS, A. G. Dryland changes under different levels of global warming. **Science of the Total Environment**, v. 655, p. 482-511, 2019.

KUMAR, S. *et al.* A Climate Zone Perspective on Spatiotemporal Variations in GRACE Derived Groundwater Storage (GWS) in India. **Journal of the Indian Society of Remote Sensing**, v. 50, n. 11, p. 2073-2105, 2022.

LANDERER, F.W.; SWENSON, S. C. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. **Water Resources Research**, Vol 48, W04531, 11 PP, doi:10.1029/2011WR011453, 2012.

LANDERER, F. W. *et al.* Extending the global mass change data record: GRACE Follow-On instrument and science data performance. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 12, p. e2020GL088306, 2020.

LI, B.; RODELL, M. Evaluation of a model-based groundwater drought indicator in the conterminous US. **Journal of Hydrology**, v. 526, 78–88, 2015.

LI, B. *et al.* Global GRACE data assimilation for groundwater and drought monitoring: Advances and challenges. **Water Resources Research**, v. 55, n. 9, p. 7564-7586, 2019. doi: <https://doi.org/10.1029/2018WR024618>

LI, B.; BEAUDOING, H.; RODELL, M. NASA/GSFC/HSL (2020), GLDAS Catchment Land Surface Model L4 daily 0.25 x 0.25 degree GRACE-DA1 V2.2, Greenbelt, Maryland, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Acesso em: 20 de jun. de 2021, doi: 10.5067/TXBMLX370XX8

LI, Q. *et al.* Investigation to the relation between meteorological drought and hydrological drought in the upper Shaying River Basin using wavelet analysis. **Atmospheric Research**, v. 234, p. 104743, 2020.

LIANG, X. *et al.* A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 99, n. D7, p. 14415-14428, 1994.

LU, J. *et al.* Quantification and Assessment of Global Terrestrial Water Storage Deficit Caused by Drought Using GRACE Satellite Data. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, 2022.

LU, N. *et al.* Research advances in ecosystem services in drylands under global environmental changes. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 33, p. 92-98, 2018.

LIU, Y. Y. *et al.* Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 425-436, 2011.

LIU, Y. Y. *et al.* Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals. **Remote sensing of environment**, v. 123, p. 280-297, 2012.

- LIU, Z. *et al.* Estimation of the Qinghai-Tibetan Plateau runoff and its contribution to large Asian rivers. **Science of the Total Environment**, v. 749, p. 141570, 2020.
- MAESTRE, F. T. *et al.* Increasing aridity reduces soil microbial diversity and abundance in global drylands. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 112, n. 51, p. 15684-15689, 2015.
- MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, J. *et al.* A soil water based index as a suitable agricultural drought indicator. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 265-273, 2015.
- MCCOLL, K. A. *et al.* The global distribution and dynamics of surface soil moisture. **Nature Geoscience**, v. 10, n. 2, p. 100-104, 2017.
- McKEE, T. B. *et al.* The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: **Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology**. 1993. p. 179-183.
- MELATI, M.D. *et al.* Estimates of groundwater depletion under extreme drought in the Brazilian semi-arid region using GRACE satellite data: application for a small-scale aquifer. **Hidrogeology Journal**, v.27, ed. 8, p. 2789-2802, 2019.
- MELO, J. G. **Avaliação de riscos de contaminação e proteção das águas subterrâneas – Zona Norte de Natal, RN**. Relatório Interno. Companhia de Águas e Esgotos do Rio Grande do Norte (CAERN)/Divisão de Hidrogeologia, Natal. 1998.
- MENDICINO, G.; SENATORE, A.; VERSACE, P. A Groundwater Resource Index (GRI) for drought monitoring and forecasting in a Mediterranean climate. **Journal of Hydrology**, v. 357, n. 3-4, p. 282-302, 2008.
- MEU povo. Intérpretes: Lirinha; Clayton Barros. Compositores: Lirinha; Clayton Barros *In*: LIRA, J. P. de; BARROS, C. **Chover (ou Invocação Para Um dia Líquido)**. Intérprete: Lirinha e Clayton Barros. Recife: Rec-Beat Produções Artísticas, 2001. 1 CD, faixa 6.
- MIRO, M. E.; FAMIGLIETTI, J. S. Downscaling GRACE remote sensing datasets to high-resolution groundwater storage change maps of California's Central Valley. **Remote Sensing**, v. 10, n. 1, p. 143, 2018.
- MIRZABAEV, A. *et al.* Desertification. In: SHUKLA, P.R. *et al.* Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems, **Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, 2019.
- MIRZABAEV, A. *et al.*: Cross-Chapter Paper 3: Deserts, Semiarid Areas and Desertification. In: PÖRTNER, H. O. *et al.* (eds.). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, **Cambridge University Press**, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2022, pp. 2195–2231, doi:10.1017/9781009325844.020.

MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. A review of drought concepts. **Journal of hydrology**, v. 391, n. 1-2, p. 202-216, 2010.

MOREIRA, A. A. *et al.* Assessment of terrestrial water balance using remote sensing data in South America. **Journal of Hydrology**, v. 575, p. 131-147, 2019.

MOURA, M. S. B. de *et al.* Aspectos Meteorológicos do semiárido brasileiro. In: BRITO, L. T. de L.; XIMENES, L. F.; SILVA, M. S. L. da. **Tecnologias de convivência com o Semiárido brasileiro**. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil, 2019. p. 85-104.

National Aeronautics and Space Administration – NASA. **Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-on (GRACE-FO): Level-3 Data Product User Handbook**. California, NASA, 2021. Disponível em: <<https://podaac.jpl.nasa.gov/gravity/gracefo-documentation>>. Acesso em: 14 set. 2023.

NALBANTIS, I.; TSAKIRIS, G. Assessment of hydrological drought revisited. **Water resources management**, v. 23, n. 5, p. 881-897, 2009.

NDEHEDEHE, C. E.; AGUTU, N O.; OKWUASHI, O. Is terrestrial water storage a useful indicator in assessing the impacts of climate variability on crop yield in semi-arid ecosystems? **Ecological Indicators**, v. 88, p. 51-62, 2018.

OLIVEIRA, M. S. de; RIBEIRO NETO, A. Avaliação de produtos de umidade do solo para aplicação na grande escala. In **XXIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Belo Horizonte, Nov. 2021

OUSSOU, F. E. *et al.* Characterization of the hydro-geological regime of fractured aquifers in Benin (West-Africa) using multi-satellites and models. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 39, p. 100987, 2022.

PAPA, F. *et al.* Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993–2007. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 21, p. 11,951-11,965, 2013.

PAREDES-TREJO, F. *et al.* Drought assessment in the São Francisco River Basin using satellite-based and ground-based indices. **Remote Sensing**, v. 13, n. 19, p. 3921, 2021.

PASCAL, C. *et al.* Evaluating downscaling methods of GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) data: a case study over a fractured crystalline aquifer in southern India. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 26, n. 15, p. 4169-4186, 2022.

PESSINI, P.B. **Estudo dos Eventos de Seca Meteorológica na Região Sul do Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental, Florianópolis, 87 p. 2017.

POKHREL, Y. *et al.* Global terrestrial water storage and drought severity under climate change. **Nature Climate Change**, v. 11, n. 3, p. 226-233, 2021.

PONTES FILHO, J. D. *et al.* A continuous drought probability monitoring system, CDPMS, based on copulas. **Water**, v. 11, n. 9, p. 1925, 2019.

PRÁVĚLIE, R. Drylands extent and environmental issues. A global approach. **Earth-Science Reviews**, v. 161, p. 259-278, 2016.

RODELL, M. *et al.* The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 85(3): 381-394, 2004. doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>

RODELL, M. *et al.* Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. **Hydrogeology Journal**, v. 15, p. 159-166, 2007.

ROESCH, A. e SCHMIDBAUER, H. (2018). WaveletComp: Computational Wavelet Analysis. R package version 1.1. <https://CRAN.R-project.org/package=WaveletComp>

ROTENBERG, E.; YAKIR, D. Contribution of semi-arid forests to the climate system. **Science**, v. 327, n. 5964, p. 451-454, 2010.

RUI, H.; BEAUDOING, H.; LOESER, C. README document for NASA GLDAS version 2 data products. 2020. Disponível em: <https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/GLDAS/GLDAS_CLSM025_DA1_D.2.2/doc/README_GLDAS2.pdf>. Acesso em: out. 2023.

SALAMEH, E. *et al.* Fifteen years (1993–2007) of surface freshwater storage variability in the Ganges-Brahmaputra river basin using multi-satellite observations. **Water**, v. 9, n. 4, p. 245, 2017.

SAVE, H.; BETTADPUR, S.; TAPLEY, B. D. Reducing errors in the GRACE gravity solutions using regularization. **Journal of Geodesy**, 86(9), 695–711, 2012. doi: <https://doi.org/10.1007/s00190-012-0548-5>

SAVE, H.; BETTADPUR, S.; TAPLEY, B. D. High resolution CSR GRACE RL05 mascons. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 121, 7547–7569, 2016. doi: <https://doi.org/10.1002/2016JB013007>

SCANLON, T. *et al.* ESA Climate Change Initiative Plus–Soil Moisture, Algorithm Theoretical Baseline Document (ATBD), Supporting Product Version 06.1, D2. 1 Version 2. **EODC, Vienna Austria**, 2021.

SENEVIRATNE, S. I. *et al.* Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 125-161, 2010.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Proposta Técnica - Projeto “Implementação de Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas”**. 2009. 90p.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Relatório de atividades: 2021**. Departamento de Hidrologia. Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas – RIMAS. Rio de Janeiro, 2021a. 45p.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas – RIMAS. Banco de dados online. 2021b. Disponível em: <<https://rimasweb.sgb.gov.br/layout/index.php>>. Acesso em: jun. 2021.

SHIMAKURA, S.E. **Interpretação do coeficiente de correlação**. Departamento de Estatística UFPR. CE003 - Estatística II, 2006. Disponível em: <<http://leg.ufpr.br/~silvia/CE003/node74.html>>. Acesso em: jun. 2021.

SILVA, P. C. G. da *et al.* Caracterização do Semiárido brasileiro: fatores naturais e humanos. In: SÁ, I. B.; SILVA, P. C. G. da. *Semiárido Brasileiro: Pesquisa, Desenvolvimento e Inovação*. 1ª ed. Petrolina: Editora Embrapa, 2010. p. 17-48.

SINHA, D. *et al.* Characterizing drought in India using GRACE observations of terrestrial water storage deficit. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 2, p. 381-396, 2017.

SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; WOOD, E. F. On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. **Water Resources Research**, v. 23, n. 12, p. 2266-2278, 1987.

SHUKLA, S.; WOOD, A. W. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. **Geophysical research letters**, v. 35, n. 2, 2008.

SOUZA, A. G. S. S. **Índice de seca no Estado de Pernambuco utilizando dados de umidade do solo do Satélite SMOS**. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019.

STIEGLITZ, M. *et al.* An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. **Journal of Climate**, v. 10, n. 1, p. 118-137, 1997.

STIEGLITZ, M. *et al.* The impact of detailed snow physics on the simulation of snow cover and subsurface thermodynamics at continental scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, n. 3, p. 228-242, 2001.

STRINGER, L. C. *et al.* Climate change impacts on water security in global drylands. **One Earth**, v. 4, n. 6, p. 851-864, 2021.

SUDENE. Resolução N° 115, de 23 de novembro de 2017. Aprova o acréscimo do quantitativo de municípios aptos a integrar o semiárido da área de atuação da SUDENE. **Diário Oficial [da República Federativa do Brasil]**, Brasília, DF, 5 dez. 2017. Disponível em

<<http://antigo.sudene.gov.br/images/arquivos/semiarido/arquivos/resolucao115-23112017-delimitacaodosemiario-DOU.pdf>>. Acesso em: 07 dez. de 2022.

SUDENE. Resolução N° 150, de 13 de dezembro de 2021. Aprova a Proposição n. 151/2021, que trata do Relatório Técnico que apresenta os resultados da revisão da delimitação do Semiárido 2021, inclusive os critérios técnicos e científicos, a relação de municípios habilitados, e da regra de transição para municípios excluídos. **Diário Oficial [da República Federativa do Brasil]**, Brasília, DF, 30 dez. 2021. Disponível em <<https://www.gov.br/sudene/pt-br/centrais-de-conteudo/resolucaocondel1502021.pdf>>. Acesso em: 29 set. de 2023.

SUN, W. *et al.* Integrating satellite observations and human water use data to estimate changes in key components of terrestrial water storage in a semi-arid region of North China. **Science of the Total Environment**, v. 698, p. 134171, 2020.

SUN, Z. *et al.* Drought evaluation using the GRACE terrestrial water storage deficit over the Yangtze River Basin, China. **Science of the Total Environment**, v. 634, p. 727-738, 2018.

SWANN, A. L. S. *et al.* Plant responses to increasing CO₂ reduce estimates of climate impacts on drought severity. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 113, n. 36, p. 10019-10024, 2016.

SWENSON, S. C.; WAHR, J. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. **Geophysical Research Letters**, 33, L08402, 2006. doi:10.1029/2005GL025285

SWENSON, S.C. **GRACE monthly land water mass grids NETCDF RELEASE 5.0**. Ver. 5.0. PO.DAAC, CA, USA, 2012. Disponível em <<https://doi.org/10.5067/TELND-NC005>>. Acesso em: 20 nov. de 2022.

SYED, T. H. *et al.* Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. **Water Resources Research**, v. 44, n. 2, 2008.

THOMAS, A. C. *et al.* A GRACE-based water storage deficit approach for hydrological drought characterization. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 5, p. 1537-1545, 2014.

THOMAS, B. F. *et al.* GRACE groundwater drought index: Evaluation of California Central Valley groundwater drought. **Remote Sensing of Environment**, v. 198, p. 384-392, 2017.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, p. 55-94, 1948.

ULABY, F.T. *et al.* Microwave Remote Sensing - Active and Passive, Vol. II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory. Norwood: Artech House, 1982.

UNITED NATIONS EDUCATION SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANISATION (UNESCO). **The United Nations World Water Development Report 2022 - Groundwater: making the invisible visible**. 2022. Disponível em: <<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000382894>> Acesso em: 13 dez. 2022.

VAN DER ESCH, S. *et al.* **Exploring future changes in land use and land condition and the impacts on food, water, climate change and biodiversity: scenarios for the UNCCD Global Land Outlook**. PBL Netherlands Environmental Assessment Agency, The Hague, 2017. Disponível em: <<https://www.pbl.nl/en/publications/exploring-future-changes-in-land-use>>. Acesso em: 20 dez. 2022.

VAN LOON, A. F. Hydrological drought explained. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 2, n. 4, p. 359-392, 2015.

VAN-ROOY, M. P. A rainfall anomaly index independent of time and space. **Notos**, Pretoria, v. 14, p. 43-48, 1965.

VICENTE-SERRANO, S. M.; BEGUERÍA, S.; LÓPEZ-MORENO, Juan I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. **Journal of climate**, v. 23, n. 7, p. 1696-1718, 2010.

XAVIER, A. C. *et al.* New improved Brazilian daily weather gridded data (1961–2020). **International Journal of Climatology**, 42 (16), 8390–8404, 2022. <https://doi.org/10.1002/joc.7731>

WANG, F. *et al.* 2020a. Utilizing GRACE-based groundwater drought index for drought characterization and teleconnection factors analysis in the North China Plain. **Journal of Hydrology**, v. 585, p. 124849, 2020.

WANG, L. *et al.* Dryland ecohydrology and climate change: critical issues and technical advances. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 8, p. 2585-2603, 2012.

WANG, S. *et al.* 2020b. Evaluation of groundwater sustainability in the arid Hexi Corridor of Northwestern China, using GRACE, GLDAS and measured groundwater data products. **Science of The Total Environment**, v. 705, p. 135829, 2020.

XIA, Y. *et al.* Comparison and assessment of three advanced land surface models in simulating terrestrial water storage components over the United States. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 3, p. 625-649, 2017.

YIN, W. *et al.* Statistical downscaling of GRACE-derived groundwater storage using ET data in the North China plain. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 123, n. 11, p. 5973-5987, 2018.

YIRDAW, S. Z.; SNELGROVE, K. R.; AGBOMA, C. O. GRACE satellite observations of terrestrial moisture changes for drought characterization in the Canadian Prairie. **Journal of Hydrology**, v. 356, n. 1-2, p. 84-92, 2008.

ZEHE, E. *et al.* Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation. **Journal of hydrology**, v. 315, n. 1-4, p. 183-202, 2005.

ZENG, N. *et al.* Variability of basin-scale terrestrial water storage from a PER water budget method: The Amazon and the Mississippi. **Journal of climate**, v. 21, n. 2, p. 248-265, 2008.

ZERI, M. *et al.* A soil moisture dataset over the Brazilian semiarid region. **Mendeley Data**, V2, 2020, doi: 10.17632/xrk5rfcpvg.2.

ZHAO, M. *et al.* A global gridded dataset of GRACE drought severity index for 2002–14: comparison with PDSI and SPEI and a case study of the Australia millennium drought. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 8, p. 2117-2129, 2017.

ZHOU, T. *et al.* The contribution of reservoirs to global land surface water storage variations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 1, p. 309-325, 2016.