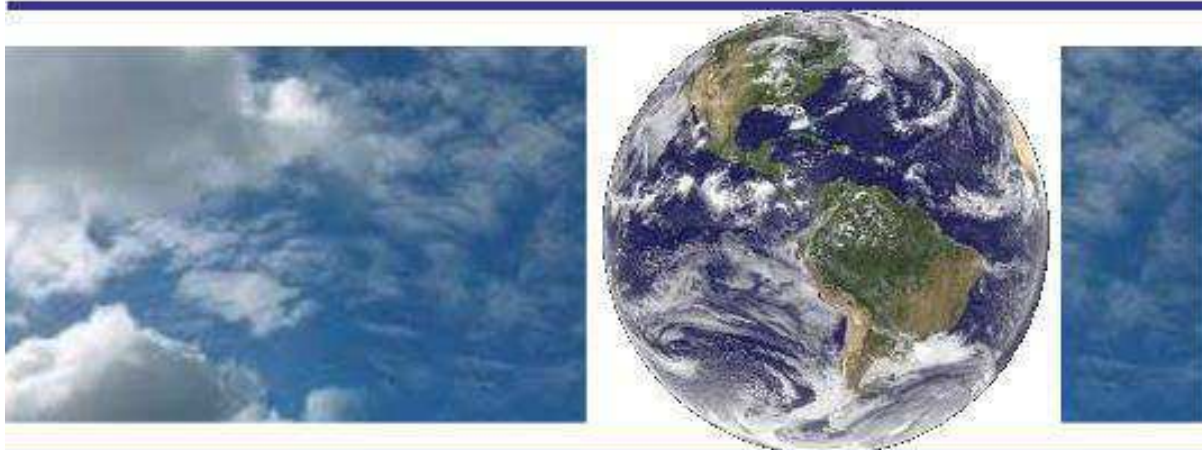


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Ingrid Paloma Carneiro de Lima

**AVALIAÇÃO DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM
UMA BACIA DO SEMIÁRIDO COM O MODELO
SWAT CALIBRADO COM EVAPOTRANSPIRAÇÃO
POR SATÉLITE**

Campina Grande, março de 2022



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**AVALIAÇÃO DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM UMA BACIA
DO SEMIÁRIDO COM O MODELO SWAT CALIBRADO COM
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SATÉLITE**

INGRID PALOMA CARNEIRO DE LIMA

ORIENTADORA: Profa. Dra. SANDRA ISAY SAAD

Campina Grande - PB

Março de 2022

INGRID PALOMA CARNEIRO DE LIMA

**AVALIAÇÃO DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM UMA BACIA DO
SEMIÁRIDO COM O MODELO SWAT CALIBRADO COM
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SATÉLITE**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: **Meteorologia de Meso e Grande escalas**
Subárea: **Hidrometeorologia**

Campina Grande – PB

Março de 2022

L732a

Lima, Ingrid Paloma Carneiro de.

Avaliação dos processos hidrológicos em uma bacia do semiárido com o modelo SWAT calibrado com evapotranspiração por satélite / Ingrid Paloma Carneiro de Lima. – Campina Grande, 2022.

93 f. : il. color.

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

"Orientação: Profa. Dra. Sandra Isay Saad, Prof. Dr. Jonathan Mota da Silva".

Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escalas. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Hidrometeorologia. 4. Evapotranspiração. 5. Modelagem Hidrológica. 6. Balanço Hídrico. 7. Semiárido. I. Saad, Sandra Isay. II. Silva, Jonathan Mota da. III. Título.

CDU 551.515.6(043)

INGRID PALOMA CARNEIRO DE LIMA

AVALIAÇÃO DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS EM UMA BACIA DO
SEMIÁRIDO COM O MODELO SWAT CALIBRADO COM
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SATÉLITE

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 30/03/2022

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. SANDRA ISAY SAAD
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JONATHAN MOTA DA SILVA
Centro de Ciências Exatas
Universidade Federal do Rio Grande do Norte



Prof. Dr. HUMBERTO ALVES BARBOSA
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas



Dr. LEONARDO MORENO DOMINGUES
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo

AGRADECIMENTOS

A Deus, princípio de tudo, por toda sabedoria, força, ânimo e coragem que me permitiu chegar até aqui, superando todas as dificuldades, momentos de desespero e tornando realidade a obtenção desse título.

À Prof.^a Dra. Sandra Isay Saad e ao Prof. Dr. Jonathan Mota da Silva pela confiança, paciência, incentivo, disponibilidade e por todos os conhecimentos compartilhados.

Aos meus pais, Ivete Carneiro de Lima e Josebi Alves de Lima por estarem sempre ao meu lado, me apoiando e me incentivando nos momentos mais difíceis dessa caminhada.

À minha irmã, Isabelle Priscila Carneiro de Lima, meu maior exemplo de pessoa e profissional, por estar sempre emanando boas energias que me fizeram permanecer e acreditar que seria possível, apesar de todas as dificuldades.

Aos amigos de turma, que apesar da distância, trouxeram leveza para esse período, proporcionando-me boas risadas, apesar dos contratempos diários.

A todos que não mencionei, mas que cruzaram a minha caminhada acadêmica e influenciaram para o término do mestrado, meu sincero agradecimento.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representação esquemática do ciclo hidrológico. Fonte: Adaptado de Neitsch et al. (2012).....	19
Figura 2. Localização da Bacia Hidrográfica do rio Piancó e da estação fluviométrica Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2021).	37
Figura 3. Processo de entrada de dados do modelo SWAT. Fonte: Silva e Christófaro (2016).	41
Figura 4. Tipos de solo da Bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Adaptado de Meira (2020).	42
Figura 5. Tipos de cobertura vegetal da Bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Adaptado de Meira (2020).	44
Figura 6. Bacia hidrográfica do rio Piancó e rede de drenagem. Fonte: Adaptado de Meira (2020).....	44
Figura 7. Diferença da evapotranspiração potencial para o método de Hargreaves (a) e para o método de Priestley-Taylor (b) em relação a evapotranspiração de base (PM), para o período de 1980 a 2016, na bacia hidrográfica do Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).	54
Figura 8. Diferença do escoamento total para o método de Hargreaves (a) e para método de Priestley-Taylor (b) em relação a evapotranspiração de base (PM), para o período de 1980 a 2016, na bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).	55
Figura 9. Diferença da água armazenada no solo para o método de Hargreaves (a) e para o método de Priestley-Taylor (b) em relação a evapotranspiração de base (PM), para o período de 1980 a 2016, na bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).	55
Figura 10. Evapotranspiração mensal observada (preto) e simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante os períodos de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e validação (01-01-2010 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).	57
Figura 11. Ciclo anual médio da ET observada (et_obs) na bacia e ET simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) os períodos de (a) calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e (b) validação (01-01-2010 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).....	60
Figura 12. Gráficos de dispersão entre a ET simulada em função da ET observada para cada estação do ano e para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) o período de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009). A reta preta representa a reta 1:1 e a azul a reta da regressão linear. Fonte: Elaborada pela autora (2022).61	61
Figura 13. Gráficos de dispersão entre a ET simulada em função da ET observada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) o período de validação (01-01-2010 a 31-12-2016). A reta preta representa a reta 1:1 e a azul a reta da regressão linear. Fonte: Elaborada pela autora (2022).	63
Figura 14. Vazões mensais observadas (preto) e simuladas para os métodos de PM (q_pm), PT (q_pt), HARG (q_harg) e para o Ensemble (q_ens) no período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016) para o posto fluviométrico Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).	65

Figura 15. Gráficos de dispersão da vazão simulada em função da vazão para os métodos de PM (q_pm), PT (q_pt), HARG (q_harg) e para o Ensemble (q_ens) no período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).	65
Figura 16. Ciclo anual das vazões observadas (preto) e simuladas para os métodos de PM (q_pm), PT (q_pt), HARG (q_harg) e o Ensemble (q_ens) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016) para o posto fluviométrico Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).....	66
Figura 17. Curva de permanência das vazões mensais observadas (preto) e simuladas para os métodos de PM (q_pm), PT (q_pt), HARG (q_harg) e o Ensemble (q_ens) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016), com detalhe para as vazões superadas em até 10%. Fonte: Elaborada pela autora (2022).	68
Figura 18. Ciclo anual médio da (a) precipitação e da evapotranspiração, (b) precipitação e escoamento total e (c) escoamentos (superficial, subsuperficial e de base) para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).	71
Figura 19. Padrão espacial anual médio da (a) precipitação, (b) evapotranspiração e (c) escoamento total na Bacia do rio Piancó, para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).....	72
Figura 20. Tendências dos totais anuais de 2003 a 2016, médios na bacia, para a Precipitação (P), evapotranspiração (E) e escoamento total (Q) para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).....	74
Figura 21. Padrão espacial da evapotranspiração potencial (ET) para bacia do rio Piancó obtido a partir de dados do GLEAM para o período de 1980 a 2016. Fonte: Elaborada pela autora (2022).....	94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Variáveis meteorológicas médias diárias utilizadas no SWAT.	40
Tabela 2. Dados físicos e suas respectivas fontes para bacia do rio Piancó.	41
Tabela 3. Tipos de solos e as respectivas áreas na bacia hidrográfica do rio Piancó.	43
Tabela 4. Parâmetros selecionados e seus respectivos limites superiores e inferiores.	49
Tabela 5. Parâmetros calibrados e o valor ajustado para cada método após a calibração.	57
Tabela 6. Coeficientes das funções ME (Mean Error), RMSE (Root-Mean-Square Error), R ² (coeficiente de determinação), KGE (Kling-Gupta efficiency) e VE (Volumetric Efficiency) aplicadas na ET mensal simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante os períodos de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e validação (01-01-2010 a 31-12-2016).	58
Tabela 7. Coeficiente br2 aplicado na ET mensal simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante o período de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009).	62
Tabela 8. Coeficiente br2 aplicado na ET mensal simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante o período de validação (01-01-2010 a 31-12-2016).	64
Tabela 9. Coeficientes das funções ME (Mean Error), RMSE (Root-Mean-Square Error), NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency) e R ² (coeficiente de determinação) aplicadas na vazão mensal simulada com os métodos de PM (q_pm), PT (q_pt), HARG (q_harg) e o Ensemble (q_ens) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016).	66
Tabela 10. Vazão média mensal mínima, média e máxima (observada e simulada) para o período seco e chuvoso.	67
Tabela 11. Tendências em ($mm\ ano^{-1}$) (relativas em % por ano) para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016).	75

RESUMO

A calibração de modelos hidrológicos é um processo moroso, e por vezes, um desafio para uma significativa parcela de bacias hidrográficas brasileiras dada a frágil densidade espacial e a descontinuidade temporal das medidas hidrometeorológicas, às incertezas na representação das características físicas e as intervenções humanas como, por exemplo, as barragens e/ou reservatórios. O objetivo deste trabalho foi analisar o uso da evapotranspiração estimada por sensoriamento remoto na calibração do modelo hidrológico distribuído, o SWAT, para uma bacia hidrográfica do Semiárido brasileiro, a fim de avaliar os seus processos hidrológicos. O modelo utilizado foi o *Soil Water Assessment Tool* (SWAT) que incorpora três métodos, que foram utilizados neste estudo, para o cálculo da evapotranspiração: Penman-Monteith, Priestley-Taylor e Hargreaves. Foram obtidos os coeficientes das funções ME (*Mean Error*), RMSE (*Root-Mean-Square Error*), KGE (*Kling-Gupta efficiency*), NSE (*Nash-Sutcliffe Efficiency*), o R^2 (coeficiente de determinação) e o coeficiente br^2 . Os resultados indicaram que o método de Priestley-Taylor foi o método que apresentou o melhor desempenho na simulação da ET, enquanto que o método de Hargreaves apresentou a pior entre os três métodos. Quanto às vazões simuladas, o modelo apresentou resultados mais favoráveis na simulação das vazões mínimas em relação às vazões máximas. A simulação realizada utilizando o método de Hargreaves apresentou uma maior destreza na vazão e o método de Priestley-Taylor a pior. Após a calibração, um estudo dos componentes do balanço hídrico foi feito através da análise de tendência estimada com o método de *Theil-Sen* e constatou-se que a seca enfrentada desde 2012 até 2018 trouxe significativas reduções para os componentes do balanço hídrico na bacia do rio Piancó. A precipitação apresentou uma redução de 2,3%, a evapotranspiração (1,4%) e a vazão apresentou uma redução de 4,7%. Este estudo mostrou o potencial de uso de modelos hidrológicos calibrados com dados de sensoriamento remoto, e em particular, a evapotranspiração, para estimativa de vazão em locais com pouca disponibilidade de dados in loco. Além disso, a avaliação dos distintos métodos de estimativa de evapotranspiração potencial mostrou que o uso da média das simulações (*ensemble*) pode ser mais vantajoso do que o uso de um único método.

Palavras-Chave: Modelagem hidrológica; evapotranspiração; Semiárido; sensoriamento remoto; balanço hídrico.

ABSTRACT

The calibration of hydrological models is a lengthy process, and sometimes a challenge for a significant portion of the Brazilian watersheds, given the fragile spatial density and temporal discontinuity of hydrometeorological measurements, the uncertainties in the representation of physical characteristics, and human interventions such as, for example, dams and/or reservoirs. The objective of this study was to analyze the use of evapotranspiration estimated by remote sensing in the calibration of the distributed hydrological model, SWAT, for a watershed in the Brazilian semiarid region, in order to evaluate its hydrological processes. The model used was the Soil Water Assessment Tool (SWAT) that incorporates three methods, which were used in this study, to calculate evapotranspiration: Penman-Monteith, Priestley-Taylor, and Hargreaves. The coefficients of the functions ME (Mean Error), RMSE (Root-Mean-Square Error), KGE (Kling-Gupta efficiency), NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency), the R^2 (determination coefficient) and the br2 coefficient were obtained. The results indicated that the Priestley-Taylor method was the method that presented the best performance in the ET simulation, while the Hargreaves method presented the worst. As for the simulated discharge, the model showed more favorable results in the simulation of minimum flows in relation to maximum flows. The Hargreaves method showed the greatest performance in the discharge simulation and the Priestley-Taylor showed the worst. After calibration, a study of the water balance components was carried out through the trend analysis estimated with the Theil-Sen method and it was found that the drought faced from 2012 to 2018 brought significant reductions to the water balance components in the basin of the river Piancó. Precipitation showed a reduction of 2.3%, evapotranspiration (1.4%) and flow showed a reduction of 4.7%. This study showed the potential of using hydrological models calibrated with data from remote sensing, and in particular, evapotranspiration, to estimate discharge in places with few in loco data. Furthermore, the evaluation of different methods for estimating potential evapotranspiration showed that the use of the average of the simulations (ensemble) can be more advantageous than the use of a single method.

Keywords: Hydrological modeling; evapotranspiration; semi-arid; remote sensing; water balance.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
2. OBJETIVOS	16
2.1. OBJETIVO GERAL	16
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
3.1 <i>A água</i>	17
3.2 <i>Ciclo hidrológico</i>	18
3.2.1 <i>Evapotranspiração</i>	20
3.2.1.1 <i>Sensoriamento remoto e evapotranspiração</i>	20
3.3 <i>Bacias Hidrográficas</i>	22
3.3.1 <i>Sistemas atuantes em bacias hidrográficas do Nordeste Brasileiro</i>	24
3.4 <i>Modelos hidrológicos</i>	25
3.4.1 <i>A calibração dos modelos hidrológicos</i>	27
3.5 <i>O modelo SWAT</i>	28
3.5.1 <i>Trabalhos desenvolvidos com o modelo SWAT</i>	31
3.5.2 <i>A calibração no SWAT</i>	34
4. MATERIAL E MÉTODOS	36
4.1 <i>Área de Estudo</i>	36
4.2 <i>Dados observados</i>	38
4.2.1 <i>Evapotranspiração</i>	38
4.2.2 <i>Vazão</i>	39
4.2.3 <i>Dados meteorológicos</i>	40
4.3 <i>Configuração do modelo SWAT</i>	40
4.3.1 <i>Simulação de evapotranspiração com o modelo SWAT</i>	45
4.3.2 <i>Calibração e validação</i>	47
4.3.2.1 <i>Processo de calibração</i>	47
4.3.2.2 <i>Seleção dos parâmetros</i>	48
4.4 <i>Avaliação dos Resultados</i>	50
4.4.1 <i>Análise de Tendência</i>	51
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	53
5.1 <i>Sensibilidade do modelo no cálculo dos componentes hidrológicos</i>	53
5.1.1 <i>Evapotranspiração</i>	53

5.1.2 Escoamento Total	54
5.1.3 Água armazenada no solo	55
5.1.4 Comparação entre os métodos	56
5.2 Calibração e validação	56
5.3 Regime Hidrológico	64
5.3.1 Análise do regime de vazões	64
5.3.2 Análise dos componentes do balanço hídrico	68
5.3.2.1 Ciclo anual	68
5.3.2.2 Padrões espaciais	72
5.3.2.3 Análise da variabilidade hidroclimática dos componentes do balanço hídrico	73
6. CONCLUSÕES	76
7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	78
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79
APÊNDICE A	93

1. INTRODUÇÃO

A escassez hídrica afeta significativamente a sociedade, dado que traz inúmeras dificuldades para à manutenção da vida e ao desenvolvimento socioeconômico. Este tema é mais sensível no semiárido do Nordeste brasileiro, onde a frequência das secas hidrológicas é mais recorrente, o que torna fundamental compreender em profundidade os processos hidrológicos desta região. Neste sentido, é sabido que a hidrologia do semiárido pode ser bem representada por modelos hidrológicos distribuídos, que incorporam a variabilidade espaço-temporal do clima e das características espaciais da geomorfologia e do uso e ocupação do solo (FELIX e PAZ, 2016). Muitos destes modelos tem incorporado neles módulos capazes de simular o fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera em grandes áreas (DHI, 2008; JHA *et al.*, 1998; PANDAY e HUYAKORN, 2004; REICHLE, 2008). Isto permite diversas aplicações, como prognosticar o impacto do uso e ocupação do solo na qualidade e quantidade das águas superficiais e subterrâneas (Baldissera, 2005), avaliar os efeitos da mudança climática na resposta hidrológica (Meira, 2020), entre outras aplicações, desde que esta ferramenta esteja calibrada satisfatoriamente.

A calibração de modelos hidrológicos é um processo moroso, e por vezes, um desafio para uma significativa parcela de bacias hidrográficas brasileiras, dada a frágil densidade espacial e a descontinuidade temporal das medidas hidrometeorológicas, adicionada ainda a incerteza na representação das características físicas destas. Além desses aspectos, as medidas de vazão, tradicionalmente utilizadas para a calibração dos modelos hidrológicos, quando sofrem intervenções humanas (por exemplo, barragens e/ou reservatórios), não representam as características naturais da bacia, e assim podem não ser úteis no processo de calibração. Essa situação é recorrente no Nordeste brasileiro, dado a sua quantidade expressiva de reservatórios, que alteram as características naturais dos rios, mas por outro lado, dão sustentação direta ou indiretamente à segurança alimentar e hídrica a ~ 60 milhões de nordestinos (~ 1/3 da população brasileira).

Os dados de vazão com o sinal da regulação interferem no desenho experimental da modelagem hidrológica, pois é usual selecionar as estações fluviométricas a montante dos reservatórios para a calibração do modelo. Com esse modo se evita os efeitos da regulação da vazão, que no modelo hidrológico não são simulados, a não ser que estas sejam inseridas, o que normalmente não se deseja quando o interesse é simular os processos hidrológicos naturais. Além disso, a restrição do uso de estações fluviométricas devido estas terem o sinal de

regulação da vazão obriga muitas vezes a redução da área de estudo. A utilização de dados de sensoriamento remoto é uma alternativa ao uso tradicional dos dados de vazão (Immerzeel & Droogers, 2008), pois estes tem uma extensa escala espaço-temporal e capacidade de captar a variabilidade espacial das trocas de energia e água entre superfície e atmosfera (McCabe *et al.*, 2005). Neste contexto, o uso da evapotranspiração estimada de observações de satélite é muito conveniente para a calibração dos modelos hidrológicos distribuídos, adicionada a sua importância no ciclo hidrológico, inferior apenas a precipitação em termos de balanço de água. O uso da evapotranspiração satelital do GLEAM (*Global Land Evaporation Amsterdam Model*) na calibração da evapotranspiração real (ET) simulada por modelos hidrológicos distribuídos resultam em estimativas de ET e vazão satisfatórias (Odusanya *et al.*, 2019).

A evapotranspiração estimada por dados de satélites tem uma significativa concordância com medidas de diretas de ET, mas possuem incertezas, especialmente devido a variação entre os produtos globais de radiação líquida utilizados como dados de entrada nestas estimativas globais (Badgley *et al.*, 2015). Em modelos hidrológicos, a evapotranspiração real (ET) é estimada com base em métodos de determinação da evapotranspiração potencial (ETP). Isto traz uma incerteza na estimativa da ET destes modelos, dado os inúmeros métodos de determinação da ETP disponíveis, o que faz alguns dos modelos hidrológicos terem mais de um método para estimar a ETP. Em modelos hidrológicos com essa característica, a avaliação da ET obtida conforme o método empregado para determinar a ETP pode resultar em estimativas melhores de ET e vazão conforme o método de ETP selecionado e/ou o conjunto deles. Tal paralelo pode ser traçado com a precipitação. Quando é utilizado múltiplos dados de precipitação no forçamento de um modelo hidrológico, bem como o uso do conjunto destas simulações obtidas, a vazão simulada tem aumentado consideravelmente o seu nível de confiança (Strauch *et al.*, 2012).

O uso da ET de satélites para calibrar a evapotranspiração de modelo hidrológico distribuído, bem como a vazão, é uma vantagem ao uso tradicional da vazão, visto que o modelo pode ser beneficiado com a multiplicidade de processos ajustados, ao contrário da vazão, que geralmente, se resume apenas a sua representação.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

Analisar o uso da evapotranspiração estimada por sensoriamento remoto na calibração do modelo hidrológico distribuído, o SWAT, na bacia hidrográfica do rio Piancó, afim de avaliar os seus processos hidrológicos. Para isto, tem-se os seguintes objetivos específicos:

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Estimar a evapotranspiração real (ET) fazendo uso dos três métodos de cálculo da ETP incorporados ao SWAT: Penman-Monteith, Priestley-Taylor e Hargreaves;
2. Analisar a destreza do SWAT em simular a evapotranspiração real para cada método de cálculo da ETP e através do conjunto destes (*Ensemble*);
3. Avaliar a vazão estimada pelo SWAT para cada um dos métodos de cálculo da ETP;
4. Com o SWAT calibrado para a ET e vazão, analisar os processos hidrológicos simulados através da avaliação do balanço hídrico e mudanças no regime de precipitação e suas consequências sobre os componentes do balanço hídrico.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 A água

A água é um bem comum essencial à vida, Art. 225 da Constituição Federal (Brasil, 1988), sendo um recurso ambiental finito dotado de valor econômico (Brasil, 1997). No planeta Terra, a água está presente em todos os estados físicos e percorre todos os ambientes atmosféricos, terrestres e subterrâneos, através de ciclos contínuos que são impulsionados, principalmente, pela energia solar associada com a força gravitacional (SALGUEIRO, 2005).

O Brasil é considerado um país privilegiado, pois apresenta grande disponibilidade de água. No entanto, não tem uma distribuição espacial bem elaborada destes recursos hídricos. A região Norte tem 68,5% dos recursos hídricos, com 7% da população nacional, e a região Sudeste tem 6% destes recursos para suprir a demanda de 42,6% da população nacional. (EUCLYDES *et al.*, 2005). De acordo com estudos realizados por Setti *et al.* (2001), no Brasil 72% do volume de água captado são atribuídos à atividade agrícola. Para as atividades industriais são captados 10% do total, sendo o restante da captação e 18% atribuídos ao abastecimento de água da população, segundo a tendência mundial. De acordo com Foley *et al.* (2005), as demandas de água que são associadas com práticas agrícolas representam a maior quantia de captação em relação aos outros setores. Em termos globais, as práticas agrícolas representam 85% de uso dos recursos hídricos.

No Brasil, os problemas na falta d'água são causados pela combinação entre o crescimento exagerado das demandas localizadas e a degradação da qualidade das águas, tais como processos erosivos, lançamento de efluentes ou defensivos agrícolas (SETTI *et al.*, 2002).

Segundo Tundisi (2003), o aumento e a grande diversificação da atividade econômica tornam crescente a dependência da população aos recursos hídricos. Assim, a redução dos recursos hídricos disponíveis para uso tem papel fundamental no desenvolvimento econômico e social de determinada região. A demanda de recursos hídricos aumenta, especialmente em regiões com uma grande variabilidade anual no ciclo, como também em regiões áridas.

A atmosfera, em algumas vezes demanda água e em outras vezes tem excesso de água, fazendo então com que haja sua reciclagem, em condições de demanda, caracterizadas por ar relativamente seco, radiação solar e vento, onde o ar pode absorver e transportar enormes quantidades de água, e então ocorre a evaporação de água de oceanos, rios, solos e outras superfícies molhadas. O vento é responsável pelo transporte de massas de ar, levando ar úmido para outras regiões e substituindo-o por ar seco, capaz de absorver mais água. Quando acontece

condições de excesso, o ar se encontra saturado de vapor e o processo de evaporação praticamente cessa e pode haver retorno de água da atmosfera para a superfície terrestre, seja na forma de chuva, granizo, neve ou orvalho (REICHARDT, 1990).

3.2 Ciclo hidrológico

De acordo com Kobiyama (2000), o tema principal da hidrologia é o ciclo hidrológico que envolve diversos processos hidrológicos. Tucci (2009) afirma que a hidrologia é uma ciência interdisciplinar que estuda o comportamento da água e está relacionada com a representação dos estudos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica.

Segundo o Instituto Geológico e Mineiro (2001), o ciclo hidrológico acontece através de vários ciclos, onde parte ocorre através do escoamento superficial e a outra parte se refere aos processos que envolvem o ciclo da água subterrânea.

O ciclo hidrológico é um processo dinâmico que representa os diferentes caminhos que a água pode percorrer e se modificar no decorrer do tempo (LIMA, 2008).

Villela e Mattos (1975) e Lima (2008) relatam que o ciclo da água é constituído por um conjunto de fases, responsáveis pela circulação em três partes do sistema da terra, são elas: atmosfera, hidrosfera e a litosfera. A entrada e a saída de água variam de acordo com o armazenamento no sistema de determinada área.

Segundo Silveira (2009), os processos hidrológicos podem ocorrer em duas direções, direção atmosfera-superfície e superfície-atmosfera, onde o fluxo de água, ocorre fundamentalmente na forma de vapor, como resultado dos fenômenos de evaporação e transpiração. Qualquer que seja o local por onde circula a água na superfície terrestre, seja nos continentes ou nos oceanos, há evaporação para a atmosfera, no entanto, cerca de 70% da contribuição da evaporação é dos oceanos. A energia solar atinge a superfície e transforma a água presente nos oceanos em vapor, a qual sobe também para a atmosfera pela transpiração dos organismos vivos, onde esfria de forma gradativa e origina as nuvens (SETTI *et al.*, 2001). A precipitação será toda água líquida ou sólida, que cai da atmosfera para a superfície terrestre, representando uma ligação entre as fases atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, sendo representada pela entrada “*input*” do sistema hidrológico (LIMA, 2008) (Figura 1).

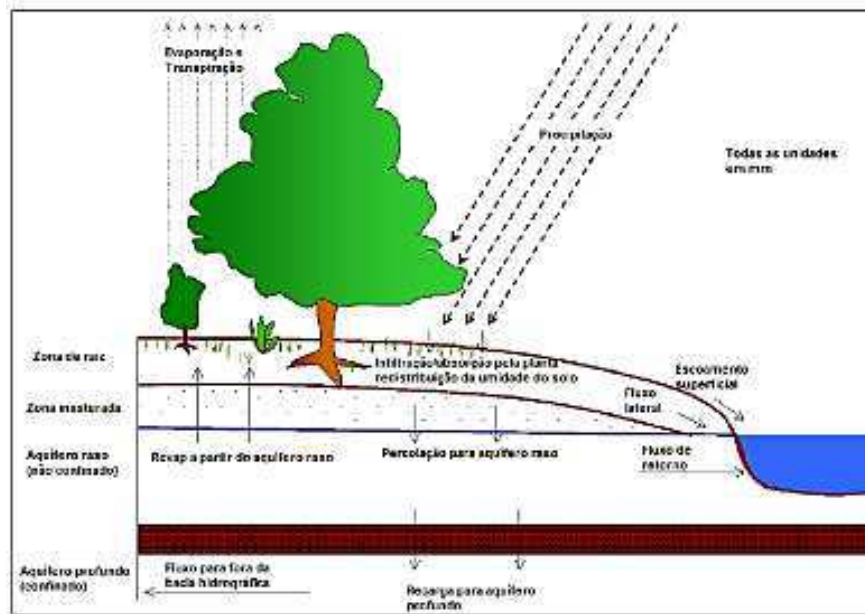


Figura 1. Representação esquemática do ciclo hidrológico. Fonte: Adaptado de Neitsch et al. (2012).

O ciclo hidrológico representado pela Figura 1, pode ser descrito da seguinte forma: a partir do momento que a água entra no sistema na forma de precipitação, esta pode seguir diferentes caminhos, podendo ser interceptada e mantida na cobertura vegetal, escoar pelos troncos ou atingir a superfície do solo. Quando a água atinge a superfície do solo, é encaminhada para os processos de infiltração, armazenamento nas depressões do solo e escoamento superficial. A infiltração é o processo pelo qual a água atravessa a superfície do solo. Conforme a água infiltra no solo, o perfil vai saturando e a umidade do solo altera gradativamente. Enquanto existe a contribuição de água, o perfil de umidade tende à saturação em toda a profundidade, no entanto, a camada superficial, naturalmente, é a primeira a saturar (Brandão *et al.*, 2006). A presença de vegetação na superfície do solo funciona como um obstáculo e favorece para que a água em percurso seja infiltrada (SILVEIRA, 2009).

O excesso não infiltrado da precipitação, gera o escoamento superficial, que é movido pela gravidade para as camadas mais baixas do solo, vencendo principalmente o atrito com a superfície (RODRIGUES, 2014). O escoamento se desloca consideravelmente rápido em direção a um canal de fluxo e contribui para a vazão em curto prazo (Neitsch *et al.*, 2011).

3.2.1 Evapotranspiração

De acordo com Neitsch *et al.* (2009), evapotranspiração é um termo coletivo que inclui todos os processos pelo qual a água na superfície da terra é convertida para vapor de água, incluindo a evaporação do dossel de planta, transpiração, sublimação e evaporação do solo. A evapotranspiração é o mecanismo primário, pelo qual a água é removida de uma bacia hidrográfica. Da precipitação que cai nos continentes, cerca de 65% é evapotranspirada. A diferença entre a precipitação e a evapotranspiração é a água disponível para o uso humano e gerenciamento.

No que diz respeito a evapotranspiração potencial (PET), o seu conceito foi introduzido por Thornthwaite (1948), onde evapotranspiração potencial foi definida como a velocidade pela qual a evapotranspiração ocorreria de uma área grande coberta uniformemente com vegetação rasteira e com acesso a um fornecimento ilimitado de água do solo e que não foi exposta a advecção ou efeitos de armazenamento de calor. Uma vez que a taxa de evapotranspiração é fortemente influenciada por um número de características da superfície vegetada, Penman, (1956) redefiniu a evapotranspiração potencial como: “quantidade de água que é transpirada... por uma grama verde, de altura uniforme, que sombreia o solo completamente, e nunca apresenta falta de água” (NEITSCH *et al.*, 2009).

Segundo Mishra *et al.* (2014), a evapotranspiração é o segundo maior componente do balanço hídrico. Sendo considerado um componente essencial para estudos de modelagem chuva-vazão.

3.2.1.1 Sensoriamento remoto e evapotranspiração

O monitoramento de variáveis hidrológicas precisa de grandes investimentos a fim de implementar uma infraestrutura capaz de cobrir todas as regiões de interesse, justificando assim, a escassez de dados observados em diversas áreas, especialmente em bacias de pequeno porte. Logo, os dados observados estão restritos aos locais onde se encontram os postos de medição, produzindo assim lacunas espaços-temporais na disponibilidade de informações hidrológicas.

De acordo com Lima *et al.* (2001), inúmeros problemas são enfrentados para a realização de estudos no que diz respeito à quantificação da ET em unidades experimentais, tais como as dificuldades de monitoramento, a variabilidade espacial e temporal das variáveis que

afetam o processo e os custos das coletas dos dados terrestres em longo prazo, além da falta de recursos humanos para a coleta e tratamento dos dados.

Dessa forma, o sensoriamento remoto se tornou uma alternativa promissora para a estimativa e modelagem da ET. Essa modelagem se baseia, principalmente, na solução do balanço de energia do solo, em função de medidas remotas da temperatura da superfície (OPOKU-DUAH *et al.* 2008). O sensoriamento remoto é uma ferramenta atrativa na estimativa da evapotranspiração, visto que contorna a falta de representatividade espacial das medidas pontuais de ET.

Porém, sabe-se que a ET não pode ser obtida de forma direta pelo sensoriamento remoto. Deve-se usar, portanto, parâmetros como radiação líquida, albedo, propriedades de vegetação, temperatura e umidade do solo, aplicados ao balanço de energia da superfície (SCHULTZ, 1988). Um grande número de modelos faz uso de informações obtidas *in situ* associadas a medidas obtidas remotamente para estimar ET.

Segundo Coenders-Gerrits *et al.* (2014), uma maior disponibilidade de conjuntos de dados de entrada é necessária para reduzir o nível de incerteza da ET. De acordo com Badgley *et al.* (2015), a variabilidade nas estimativas de ET está relacionada às diferenças entre os conjuntos de dados de entrada e as sensibilidades únicas dos modelos de ET. Os autores ressaltaram que a variação entre os produtos globais de radiação líquida como dados de entrada constitui uma fonte de incerteza na estimativa da ET global, e essa é uma limitação que deve ser superada na espera de se ter estimativas confiáveis da ET global.

Em estudos realizados por Zhang *et al.* (2010), eles forneceram um longo registro de evapotranspiração global (1983-2006) com precisão bem quantificada, baseada em observações de satélites, para avaliar o comportamento climatológico da evapotranspiração e as mudanças de longo prazo no ciclo da água. Esse estudo representa um registro global contínuo de 24 anos de evapotranspiração, além de ser útil para avaliação de mudanças climáticas e do ciclo da água e da energia.

Posteriormente, Zhang *et al.* (2015) produziram um registro de evapotranspiração real de longo prazo (1982-2013) baseado em sensoriamento remoto e alterações multidecadais investigadas de evapotranspiração global. Os resultados mostraram uma tendência ascendente da evapotranspiração global e essas mudanças podem acentuar os déficits hídricos globais, uma vez que as secas severas servem como gatilhos ambientais para outros distúrbios da vegetação, incluindo queda de produtividade, mortalidade, etc.

3.3 Bacias Hidrográficas

A realização de estudos hidrológicos em bacias hidrográficas surge diante da necessidade de se compreender o funcionamento do balanço hídrico, os processos que controlam o movimento da água e seus possíveis impactos na quantidade e qualidade da água. De acordo com Guerra (1993), bacia hidrográfica é o conjunto de terras drenadas por um rio principal e seus afluentes, cuja delimitação é dada pelas linhas divisoras de água que demarcam seu contorno. Yassuda (1993) afirma que a bacia hidrográfica é o palco unitário de interação das águas com o meio físico, biótico, social, econômico e cultural.

Segundo Coelho Netto (1998), bacia hidrográfica ou bacia de drenagem é a área da superfície terrestre que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, em um determinado ponto de um canal fluvial.

Estudos realizados por Santos *et al.* (2001) afirmam que as bacias hidrográficas possuem uma superfície limitada por um contorno, onde a água precipitada quando não é infiltrada, retida ou evaporada é escoada para o curso d'água. Para Moulton e Souza (2006), bacia hidrográfica é reconhecida como uma unidade básica do ecossistema terrestre, pois reúne partes do meio ambiente que interagem, tanto local quanto regionalmente através do fluxo de materiais e organismos mediado pela água.

Em 2008, Pinto e Aguiar Neto definiram as bacias hidrográficas como um sistema aberto, formado por elementos naturais do meio físico aliado às atividades humanas. De acordo com Silveira (2009), as bacias hidrográficas são compostas basicamente por um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar um leito único no exutório, podem também serem consideradas como um sistema físico, onde a entrada é o volume de água precipitado e a saída é o volume de água escoado pelo exutório.

No que diz respeito à hierarquização das bacias hidrográficas associada com o seu tamanho, não existe um consenso na academia que defina os limites dimensionais para o enquadramento de bacias em determinadas categorias. Tucci (2003) aponta que os processos hidrológicos podem ser avaliados em cinco níveis espaciais diferentes: micro ($< 10^{-4} km^2$), transição γ ($10^{-4} - 10 km^2$), meso ($10 - 10^3 km^2$), transição α ($10^3 - 10^4 km^2$) e macro ($>10^4 km^2$). De acordo com Porto e Porto (2008), chuvas geram os balanços de entrada e saída de água e com isso são delineadas as microbacias, sub-bacias e bacias, as quais possuem uma interconexão entre si. Segundo Rodrigues (2014), as bacias hidrográficas são compostas por sub-bacias e microbacias, onde as sub-bacias reúnem várias microbacias.

Para Tucci e Mendiondo (1997) e Merz *et al.* (2009), nas microbacias, os fluxos internos que ocorrem tendem a controlar a resposta das vazões e são mais sensíveis às oscilações climáticas locais. No que diz respeito às grandes bacias hidrográficas, a resposta em termos quantitativos está associada à interação entre sistemas aquíferos, planícies de inundação e a rede de drenagem, apresentando resposta mais lenta quando comparadas às microbacias.

A quantidade e a qualidade dos recursos hídricos, que escoam pelo canal principal de uma bacia hidrográfica em condições naturais, dependem diretamente do clima e das características físicas e biológicas dos ecossistemas que compõem esta bacia. Uma interação constante entre os subsistemas (litosfera, biosfera e atmosfera) define as características e as vazões das águas. Logo, uma análise do regime de vazão e da qualidade da água de um curso d'água fornece informações importantes sobre o estado de equilíbrio da bacia hidrográfica, visto que a água, ao passar pelos compartimentos que compõem o ecossistema, interage com vários elementos, tendo com isso as suas características e a proporção dos processos hidrológicos modificadas (FIGUEIREDO e HONDA, 2008). De acordo com Pruski *et al.* (2002), a caracterização desses processos hidrológicos geralmente fica restrita a um caráter qualitativo, o que impede o adequado gerenciamento dos recursos hídricos, que também requer informações de caráter quantitativo. E a quantificação dos processos hidrológicos depende da observação e análise das variáveis hidrológicas que os caracterizam.

Alterações climáticas refletem em modificações das variáveis meteorológicas, como precipitação, evapotranspiração, vento, umidade, temperatura e radiação, que afetam a resposta da bacia hidrográfica (TUCCI, 2005).

Tentar compreender os processos naturais que ocorrem em uma bacia hidrográfica e os impactos das mudanças no uso da terra tem sido um desafio para muitos pesquisadores. A importância de se estudar bacia hidrográfica é devido ao fato desta ser uma unidade geográfica onde os recursos naturais e também os sociais se integram (VALENTE e DIAS, 2001). Dessa forma, é importante reconhecer que o manejo de bacia hidrográfica se constitui numa forma integrada de organizar e orientar o uso da terra e de outros recursos naturais numa bacia, a fim de produzir bens e serviços, sem destruir ou afetar adversamente o solo e a água (TUCCI, 2004; LIMA, 2008).

Ações que estão associadas com o manejo do solo devem ser realizadas com critérios técnicos, tendo como objetivo o desenvolvimento sustentável. A falta de práticas de manejo adequadas, geram consequências ao meio, tais como: diminuição gradual da água disponível no solo e no sistema hidrológico, erosão do solo e a degradação do ecossistema (RODRIGUES,

2014). Os sedimentos decorrentes da erosão do solo são responsáveis pelo assoreamento de rios, canais e reservatórios e pela redução da qualidade da água destinada ao abastecimento humano devido à presença de poluentes absorvidos dos sedimentos (PEDROTTI e JUNIOR, 2009). O solo apresenta diversas propriedades físicas, e algumas delas influenciam diretamente o movimento de água no solo, tais como: a textura e a estrutura que afetam a condutividade hidráulica, estabilidade de agregados do solo e infiltração (BRANDÃO *et al.*, 2006).

Os estudos em bacias hidrográficas norteiam a gestão dos recursos hídricos, que deve ser realizada visando os aspectos hidrológicos, sociais e econômicos (ANTUNES, 2015). No Brasil, a modelagem computacional de bacias hidrográficas vem crescendo e gradativamente aperfeiçoamentos vêm sendo incorporados para uma melhor representação dos processos físicos. De acordo com Pessoa *et al.* (1997), o aumento no uso e validação de modelos matemáticos e simuladores cada vez mais próximos da realidade está associado com as vantagens obtidas com o emprego dessas técnicas, tais como a velocidade no processamento dos cenários, criação de cenários diversificados, baixo custo, informação completa e proposição de cenários ideais.

3.3.1 Sistemas atuantes em bacias hidrográficas do Nordeste Brasileiro

De acordo com Oliveira *et al.* (2017) e Rodrigues *et al.* (2020), a região do Nordeste do Brasil é dividida em cinco sub-regiões de precipitação homogênea e as sub-regiões localizadas dentro do semiárido apresentaram como característica climática alta variabilidade pluviométrica e intensidades distintas. A variabilidade da precipitação sobre estas sub-regiões, em especial, as que se localizam no semiárido está acoplada às variações térmicas anuais do oceano Atlântico Tropical, responsável pela migração norte-sul da ZCIT (NOBRE e SHUKLA, 1996; UVO *et al.*, 1998; DRUMOND *et al.*, 2010). Há uma variabilidade sazonal da precipitação em cada sub-região, e em pelo menos quatro das cinco sub-regiões, os maiores picos da estação chuvosa ocorrem durante o primeiro semestre.

De acordo com Rao *et al.* (1993); Amorim *et al.* (2014), a quadra chuvosa das sub-regiões Litoral e Agreste abrange os meses de abril, maio, junho e julho (AMJJ), sendo maio (Litoral) e janeiro (Agreste), os meses com maior variabilidade, esse período chuvoso dessas sub-regiões representam cerca de 60% da precipitação anual. Nesse período, as chuvas estão associadas com os padrões de ventos de sudeste e com o padrão de TSM do oceano Atlântico Tropical (principal fonte de umidade para a região NEB) que se estabelece durante os meses de

janeiro e fevereiro. Outro mecanismo responsável pelos acumulados de precipitação durante a estação chuvosa nestas sub-regiões são os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOI) (GOMES *et al.*, 2015; GOMES *et al.*, 2019).

A quadra chuvosa das sub-regiões Norte do semiárido e Noroeste do semiárido é composta pelos meses de fevereiro, março, abril e maio, a maior variabilidade ocorre durante os meses de abril (Norte do semiárido) e maio (Noroeste do semiárido). Por último, tem-se a sub-região Sul do semiárido com a quadra chuvosa formada pelos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro. Os diferentes comportamentos da climatologia da precipitação em cada sub-região evidenciam a atividade de diferentes sistemas atmosféricos atuantes sobre o NEB. De forma geral, o NEB apresenta um período chuvoso durante a estação do outono e um período seco durante a estação da primavera (OLIVEIRA *et al.*, 2017).

A estação chuvosa das sub-regiões Norte do semiárido e Noroeste do semiárido e uma parte do norte do Litoral e Agreste é influenciada pela modulação sazonal da ZCIT. Nas escalas interanual e intrasazonal, a influência é devido à ocorrência de episódios de El Niño e da Oscilação de *Madden Julian*, respectivamente (VASCONCELOS JUNIOR *et al.*, 2018). Na escala de tempo intrasazonal, a região em que está inserido o Sul do semiárido é influenciada pela interrelação entre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Alta da Bolívia (AB) e o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). Chaves e Cavalcanti (2001) observaram que o período chuvoso está associado a um deslocamento para o norte da ZCAS, com VCAN situado sobre o Oceano Atlântico, intensa convecção sobre o leste da Amazônia e uma mudança para leste na posição da AB.

3.4 Modelos hidrológicos

Com o aumento da capacidade dos computadores, a modelagem de bacias ganhou um grande impulso, através da introdução de algumas técnicas que favorecem para uma melhor representação do comportamento dos processos que ocorrem ao longo da bacia (ARAÚJO FILHO *et al.*, 2005). O modelo hidrológico é uma ferramenta desenvolvida para avaliação dos processos hidrológicos em diferentes escalas espaciais e temporais (Spruill *et al.*, 2000).

Segundo Machado (2002), o modelo de simulação pode ser definido como a representação do que acontece na natureza através de equações matemáticas, tendo como objetivo compreender melhor o sistema e prever situações futuras, como também, reproduzir o passado, para as tomadas de decisões. De acordo com Collischonn e Tucci (2003), diante da

grande complexidade dos processos hidrológicos no solo, associada com a cobertura vegetal, precipitação e evapotranspiração, a utilização de modelos matemáticos é indispensável para que se tenha uma interpretação acertada dos fenômenos envolvidos.

Para Wagener *et al.* (2004), o modelo hidrológico pode ser aplicado para avaliar estratégias de gerenciamento de recursos hídricos, através das repostas de bacias hidrográficas a variações climáticas. De acordo com Tucci (2005), a simulação é o processo de aplicação do modelo baseado na estimativa de parâmetros, verificação de ajustes e previsão, através de diferentes dados de entrada.

Segundo Carvalho Neto *et al.* (2011), os modelos matemáticos simulam e simplificam complexos processos e são ferramentas úteis para analisar e compreender os problemas e encontrar soluções através de mudanças no uso do solo e melhores práticas de manejo. Abbaspour *et al.* (2015) afirmam que os modelos hidrológicos são ferramentas eficazes para o planejamento e a gestão do uso sustentável dos recursos hídricos, a fim de atender diversas demandas.

Atualmente existem diferentes modelos hidrológicos para atender as diferentes necessidades dos usuários, porém, a escolha do modelo mais eficaz está associada com o objetivo do estudo e da modelagem em si. Devia e Ganasri (2015) afirmam que o modelo mais adequado é aquele que fornece resultados mais próximos da realidade, simplificando parâmetros e reduzindo a complexidade.

De acordo com Rennó e Soares (2003), os modelos hidrológicos podem ser classificados sob diferentes aspectos. Podem ser classificados quanto à representação espacial (concentrados ou distribuídos), quanto à representação dos dados (discretos ou contínuos), quanto às variáveis utilizadas (estocásticos ou determinísticos), tipo de relação entre as variáveis (empíricos ou baseados em processos) e a existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos).

Nos modelos concentrados assume-se que os parâmetros e variáveis variam apenas com o tempo. Nos modelos distribuídos, os parâmetros e variáveis variam tanto no tempo quanto no espaço (SANTOS, 2002). Os modelos distribuídos exigem o manuseio de uma grande quantidade de dados para prepará-los em arquivos de saída (NETO, 2000).

Os modelos discretos são aqueles cujas mudanças de estados são avaliadas em intervalos de tempo discretos, enquanto que os modelos contínuos consideram que a análise dos fenômenos é contínua em relação ao tempo. A escolha do intervalo de tempo está associada ao fenômeno que se pretende representar e a precisão dos resultados esperados (TUCCI, 2005).

O modelo é denominado estocástico quando pelo menos uma das variáveis envolvidas apresenta comportamento aleatório, quando não, o modelo é denominado determinístico (RENNÓ e SOARES, 2003).

Modelos empíricos são fundamentados no ajuste dos dados calculados através dos dados observados, e os modelos baseados em processos utilizam de funções que levam em consideração processos físicos (TUCCI, 2005).

Modelos estáticos são aqueles que com apenas um conjunto de dados de entrada, produz um resultado derivado da simulação realizada em um único passo, e modelos dinâmicos utilizam o resultado de determinada interação como entrada para a próxima interação (RENNÓ e SOARES, 2003).

Segundo Tucci (2005), a simulação hidrológica, também apresenta incertezas que podem ser causadas por erros nas variáveis de entrada, limitação da estrutura do modelo, e, principalmente, por incertezas nas estimativas dos parâmetros. Para Krauskopf Neto *et al.* (2007), a diminuição das diferenças entre os valores simulados e observados não é uma tarefa simples de ser realizada, visto que existe uma forte não linearidade nos processos hidrológicos e diferentes fontes de erro que podem influenciar o processo. No entanto, estas incertezas podem ser solucionadas, de acordo com Viola (2011), através da realização da análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo, visto que este procedimento possibilita o conhecimento da influência do parâmetro sobre a resposta do modelo, favorecendo para uma racionalização de etapas de calibração, bem como a fixação de parâmetros, para os quais o modelo é mais ou menos sensível.

3.4.1 A calibração dos modelos hidrológicos

Em um modelo hidrológico diversas técnicas são desenvolvidas para o seu melhoramento e aperfeiçoamento, incluindo os procedimentos de análise de sensibilidade, calibração e validação (OLIVEIRA, 2014). Uma simulação descalibrada indica falhas na potencialidade do modelo (BONUMÁ *et al.*, 2013). Os estudos envolvendo modelos hidrológicos englobam a análise de sensibilidade, calibração e validação, que são as partes necessárias no estudo de modelagem, sendo fatores importantes para a aplicação das práticas ambientais (WHITE e CHAUBEY, 2005; GASSMAN *et al.*, 2007).

O primeiro passo no processo de calibração e validação do modelo é a análise de sensibilidade, sendo um instrumento para previsão dos parâmetros do modelo sobre os

resultados de sua saída, o que possibilita uma racionalização da etapa de calibração, e também, a fixação dos parâmetros para os quais o modelo é pouco sensível (DURÃES *et al.*, 2011). Dessa forma, a análise de sensibilidade determina quais são os parâmetros mais importantes para uma determinada bacia hidrográfica ou sub-bacia, o que orienta o conjunto de parâmetros a serem utilizados no processo de calibração posteriormente.

A segunda etapa é o processo de calibração. Segundo Arnold *et al.* (2012b), a calibração é uma tentativa para melhor parametrizar um modelo para um determinado conjunto de condições locais, reduzindo assim a incerteza da previsão. A calibração pode ser manual ou automática. A calibração manual é feita alterando parâmetros até que seja alcançado um ajuste aceitável entre os valores simulados e os observados (MULETA e NICKLOW, 2005). E a calibração automática envolve o uso de algoritmos de otimização que determina o melhor ajuste dos parâmetros, podendo ser considerado um processo mais rápido e menos subjetivo (ROCHA, 2013). De acordo com Abbaspour *et al.* (2015, 2018), o sucesso da calibração depende de dois fatores principais: dos dados de entrada (tipo de solo, uso da terra, etc) e da análise de sensibilidade do modelo.

A etapa final é a validação para o componente de interesse. Faz-se a validação para verificar a correlação e eficiência do modelo estudado para situações semelhantes às que se quer aplicá-lo, utilizando o mesmo conjunto de parâmetros que estão calibrados. Para tanto, a validação envolve a execução de um modelo usando os parâmetros que foram determinados durante o processo de calibração, e comparando as previsões com os dados observados que não foram utilizados na calibração (ARNOLD *et al.*, 2012b). Os procedimentos de validação são semelhantes aos procedimentos de calibração, em que as simulações previstas e os valores observados medidos são comparados para determinar se a função objetivo foi alcançada (WHITE e CHAUBEY, 2005).

3.5 O modelo SWAT

De acordo com Beckers *et al.* (2009), diversos modelos hidrológicos foram desenvolvidos no mundo inteiro nas últimas décadas, alguns deles representam processos hidrológicos de maneira mais completa e detalhada, dentre eles estão: *Topography Based Hydrological Model* (TOPMODEL), *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT), *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* (DHVSM), entre outros.

Dentre os modelos fisicamente baseados, desenvolvidos e aplicados para simulação hidrológica em diversas bacias hidrográficas, o modelo SWAT (Arnold *et al.*, 1998), tem sido amplamente utilizado para avaliar a previsão de vazões, prevenção e controle da erosão do solo, fonte de poluição e manejo regional em bacias hidrográficas, obtendo bons resultados em diferentes escalas de aplicação (GASSMAN *et al.*, 2007).

O *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT), que significa Ferramenta de Avaliação de Solo e Água, é um modelo desenvolvido pela *Agricultural Research Service* (USDA-ARS) e a *Texas A&M AgriLife Research*, como parte do *The Texas A&M University System*. Foi desenvolvido na década de 1990 e baseado no modelo *Simulator for Water Resources in Rural Basins* (SWRRB), que foi originalmente designado para auxiliar a gestão das águas e movimentação dos sedimentos nas bacias rurais dos Estados Unidos (GASSMAN *et al.*, 2007).

O SWAT é um modelo de escala de bacia hidrográfica que é executado em uma resolução temporal diária ou mensal. Foi criado para prever os impactos de práticas de manejo de solos e água, produção de sedimentos e agroquímicos nas bacias hidrográficas (ARNOLD *et al.*, 2012a). O modelo utiliza dados específicos sobre o clima, propriedades do solo, topografia e vegetação. Os processos físicos associados à movimentação hídrica, movimentação sedimentar, crescimento da colheita e ciclo de nutrientes são diretamente moldados pelo SWAT, usando os dados de entrada. Esse modelo hidrológico possui a capacidade de realizar simulações de escoamento superficial, percolação, fluxo lateral, e subterrâneo, evapotranspiração, neve e fluxo de rede de drenagem, análises em reservatórios, ciclo hidrossedimentológico, aspectos climáticos, temperatura do solo, crescimento vegetal, nutrientes, pesticidas e bactérias, práticas agrícolas e aspectos de qualidade da água (NEITSCH *et al.*, 2011).

De acordo com Neitsch *et al.* (2011), o SWAT simula com maior precisão o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica aplicando o conceito de Unidades de Respostas Hidrológicas (URH), pois o modelo calcula os fluxos para cada URH, logo após, esses resultados são acumulados para gerar o balanço na sub-bacia, e finalmente, estes são direcionados para a rede de drenagem até atingirem a seção de controle. O SWAT considera a bacia dividida em sub-bacias com base nas características do relevo, solos e uso da terra e, desse modo, preserva parâmetros espacialmente distribuídos da bacia inteira e características homogêneas dentro dela (LUZIO *et al.*, 2002).

O SWAT vem sofrendo adaptações, desde o seu surgimento, para algumas áreas específicas e foi integrado ao SIG (Sistema de Informações Geográficas) possibilitando a

entrada do banco de dados, a elaboração e edição de cenários ambientais e sua representação em forma de gráficos e mapas, controle e simulações, além de extrair e organizar as saídas do modelo (MARCHIORO, 2008). Neste contexto, foi desenvolvida a interface ArcSWAT que funciona como uma extensão do SIG ArcGIS, que permite a utilização de suas ferramentas de geoprocessamento como suporte às etapas de modelagem, como também torna mais intuitiva a alimentação com os dados de entrada do modelo (JUNIOR, 2014).

O SWAT é executado através de etapas. Uma das primeiras etapas da modelagem no SWAT é a delimitação da bacia e das sub-bacias. Estas são geradas a partir do MDE (Modelo Digital de Elevação) da área de estudo, ou por meio de uma bacia anteriormente vetorizada com as sub-bacias. A partir daí o modelo executa novas delimitações espaciais dentro das sub-bacias, URH, as quais são geradas através da sobreposição dos mapas de tipo de solo, uso e manejo do solo e do MDE. Em cada URH gerada é atribuída apenas uma classe de solo e um uso e manejo, representando discretizações do espaço interno das sub-bacias. Então, as URH's são utilizadas como unidades para os cálculos realizados pelo modelo. A subdivisão é feita devido ao ganho de tempo no processamento do SWAT nas áreas com características físicas iguais, onde a resposta hidrológica é a mesma (NEITSCH *et al.*, 2005). Segundo Gassman *et al.* (2007) e Neitsch *et al.* (2011), cada URH é composta por uma combinação de uso da terra, tipo de solo e declividade. De acordo com Arnold *et al.* (2012a), um benefício das URH's é o aumento na precisão que estas acrescentam na previsão de processos, a partir de sub-bacias.

Os dados climáticos de entrada do modelo são: temperaturas máxima e mínima, velocidade do vento, umidade relativa, precipitação e radiação solar. Na falta de algum deles, o gerador climático do modelo realiza sua simulação (NEITSCH *et al.*, 2011). Benaman *et al.* (2005) afirmam que o desempenho do modelo está associado com a disponibilidade de dados climáticos.

Para a simulação dos processos hidrológicos, o modelo faz a divisão em duas partes: fase terrestre do ciclo hidrológico, que quantifica a evapotranspiração real e potencial, escoamento superficial, deslocamento da água pelas camadas do solo, fluxo de base, níveis de erosão, etc. E a segunda parte é relacionada ao movimento da água, sedimentos, pesticidas, nutrientes, entre outros, pelas redes de drenagem, até o exultório da bacia (NEITSCH *et al.*, 2005). A simulação no modelo SWAT da produção de água tem como base a equação do balanço hídrico (Eq. 1), que considera quatro volumes de controle: superficial, subsuperficial, aquífero raso ou livre e aquífero profundo:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{t=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (1)$$

Onde SW_t é o armazenamento de água no solo no tempo t (mm); SW_0 é o armazenamento de água no solo no tempo $t-1$ (mm); t é o tempo (dias); R_{day} é a precipitação no dia i (mm); Q_{surf} é o escoamento superficial no dia i (mm); E_a é a evapotranspiração no dia i (mm); W_{seep} é a quantidade de água que percola da camada simulada para a camada inferior, no dia i (mm) e Q_{gw} é a quantidade de retorno do fluxo no dia i (ascensão capilar) (mm).

3.5.1 Trabalhos desenvolvidos com o modelo SWAT

Diversos estudos foram realizados para avaliar a aplicação do modelo SWAT no Brasil. Oliveira (1999) utilizou o modelo SWAT com o objetivo de avaliar as alterações nas características hidrossedimentológicas da bacia hidrográfica do Rio Jones/BA, devido aos diferentes tipos de uso e ocupação do solo na bacia. Nesse estudo, observou-se que a redução da vegetação nativa e o aumento da urbanização incrementaram as perdas de solo em, aproximadamente, 17% durante os 13 anos de simulações. Os seus resultados permitiram avaliar de forma quantitativa os efeitos da alteração no uso do solo devido à substituição da vegetação nativa por outras de coberturas diversas, como também, os efeitos da urbanização e construção de barramentos na bacia.

Vettorazzi *et al.* (2003) aplicaram o modelo SWAT para simular a carga de sedimentos produzida pela microbacia hidrográfica do Ribeirão dos Marins, em Piracicaba/SP, para os anos de 1999 e 2000, os resultados obtidos na simulação de sedimentos foram comparados aos dados observados em um posto hidrossedimentológico localizado no terço superior da microbacia, e indicaram um bom ajuste dos dados simulados comparados com os dados observados. Para o mesmo período e na mesma microbacia, Machado (2002) e Vettorazzi *et al.* (2003) aplicaram o SWAT na simulação de dois cenários alternativos de uso de terra, e também encontraram resultados que validaram o modelo. No primeiro cenário, o uso atual foi mantido numa faixa de mata ciliar de 30 m em toda a extensão dos cursos d'água e de 50 m ao redor das nascentes, de acordo com o Código Florestal, e no segundo cenário, as áreas de pastagens, que ocupavam 30,9% da área da microbacia, nas encostas mais íngremes, foram substituídas por vegetação florestal. As simulações dos dois cenários foram comparadas com as condições do cenário atual em termos de produção de sedimentos. Esses cenários geraram diferentes padrões espaciais da

produção de sedimentos, com uma redução de 94% na produção de sedimentos obtida com a substituição da pastagem por vegetação nativa, no cenário 2, e uma redução de 10,8%, no cenário 1.

Em estudos realizados por Paim e Menezes (2009), eles aplicaram o SWAT na bacia hidrográfica do Rio Tijucas/SC para quantificar a produção de água e sedimentos. As séries temporais de vazão e sedimentos observados foram importantes para calibrar e validar os parâmetros de saída do modelo. Após a calibração, encontrou-se para o Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (CNS) o valor de 0,6. Também foi elaborado um mapa de produção de sedimentos da bacia, onde a média para os 10 anos de modelagem variou entre 0,5 ton/ha e 9,0 ton/ha em algumas microbacias. Ou seja, os resultados indicaram um bom ajuste do modelo na representação desses processos na bacia.

Lelis *et al.* (2012) usaram o SWAT na bacia do Ribeirão São Bartolomeu/MG para avaliar os parâmetros do SWAT, a fim de definir os mais sensíveis, levando-se em consideração a influência do uso e ocupação do solo, topografia e outros fatores físicos e climáticos, variáveis em cada sub-bacia, e, com isso, fazer a calibração e validação do modelo, utilizando como método estatístico o CNS para avaliação dos resultados. Nos seus resultados, os parâmetros mais sensíveis do modelo foram aqueles relacionados às propriedades físicas do solo e ao manejo, como a capacidade de água disponível, a condutividade hidráulica, entre outros. Obteve-se valores compatíveis com os dados de campo, com valores de CNS de 0,808 para a produção de sedimentos e de 0,997 para a vazão.

Carvalho Neto *et al.* (2011) utilizaram o modelo SWAT para analisar os aspectos hidrológicos e a resposta hidrossedimentológica da bacia para quatro diferentes cenários de cobertura do solo: área com a cobertura de caatinga, algaroba, milho e solo exposto. No estudo realizado, procurou-se determinar, primeiro a evapotranspiração potencial, em seguida buscou-se a evapotranspiração real através da demanda evaporativa da precipitação interceptada pela cobertura vegetal, da transpiração dos vegetais e da evaporação do solo. De acordo com os resultados obtidos, a cobertura de algaroba proporcionou um maior grau de conservação do solo, superando até os índices da vegetação de caatinga, que é a vegetação nativa da área de estudo. Os maiores índices de produção de sedimentos foram encontrados no cenário de solo exposto, seguido pela cobertura de milho. Ainda de acordo com Carvalho Neto *et al.* (2011), a simulação com o modelo SWAT ofereceu resultados coerentes nos processos de escoamento superficial e aporte de sedimentos, assegurando a sua eficiência e enaltecendo a importância do estudo de cenários nos processos decisivos.

Em estudo realizado por Serrão *et. al* (2022), eles avaliaram as mudanças históricas no uso da terra sobre processos hidrológicos, usando o modelo SWAT, em uma bacia amazônica. Eles destacaram os impactos que 40 anos de mudanças no uso e cobertura da terra trouxeram para bacia amazônica. Grandes mudanças nas variáveis hidrossedimentológicas, que, por sua vez, podem desempenhar um papel importante na mudança do ciclo hidrológico e, conseqüentemente, podem impactar diversas atividades humanas na região, como agronegócio, pecuária, produção de energia, abastecimento de água, etc. Concluiu-se, também que o modelo SWAT é um bom estimador de processos em bacias amazônicas e pode ser usado por tomadores de decisão na gestão da água e recursos ambientais.

Muitos outros trabalhos foram desenvolvidos, podendo citar, também, os trabalhos de Baldissera (2005) para a Bacia hidrográfica do Rio Cuiabá/MT; de Pacheco (2011) para a Bacia hidrográfica do Rio Itajaí-açu/SC; de Junior (2014) para a bacia do Rio Jundiá/SP; de Ribeiro *et al.* (2015) para a bacia Amazônica, entre outros.

No mundo todo, muitos trabalhos consideram a simulação do processo de evapotranspiração real, através do modelo SWAT. Immerzeel e Droogers (2008) apresentaram uma abordagem inovadora que incorpora a evapotranspiração derivada do sensoriamento remoto na calibração do modelo SWAT em uma bacia hidrográfica no sul da Índia, que pode ser aplicada em outras regiões com escassez de dados.

Abiodun *et al.* (2017) compararam a estimativa da evapotranspiração real obtida de sensoriamento remoto com a evapotranspiração real estimada pelo SWAT. Os resultados mostraram que algumas diferenças espaciais entre as duas estimativas são encontradas, as quais podem ser derivadas de erros nos dados de entrada do SWAT. No entanto, as duas estimativas são bem correlacionadas.

No Brasil, dentre os estudos que levam em consideração a simulação da evapotranspiração real através do SWAT estão os trabalhos de Salles (2012), para a bacia hidrográfica do Ribeirão Piri-piripau, região hidrográfica do Paraná; de Castro (2013) na bacia do Alto Rio Jardim, porção sudeste do Distrito Federal (Bacia experimental); de Carvalho Neto *et al.* (2011) em toda área da bacia do Riacho dos Namorados no Cariri Paraibano, dentre outros trabalhos.

No trabalho desenvolvido por Salles (2012) procurou-se simular os componentes do balanço hídrico, dentre os quais a evapotranspiração, tendo como objetivo estimar a vazão média mensal na bacia do Ribeirão Piri-piripau. Os resultados indicaram que o modelo SWAT

simulou, de forma satisfatória, as vazões médias mensais, de acordo com os índices que avaliam a qualidade das simulações, conforme proposto por Moriasi *et al.* (2007).

O estudo realizado por Castro (2013) teve como objetivo simular a vazão na bacia agrícola do cerrado (bacia experimental do Alto Rio Jardim). Os componentes do balanço hídrico foram simulados, a evapotranspiração foi simulada utilizando a equação de Penman-Monteith. De acordo com os resultados, a simulação hidrológica por meio do modelo SWAT não conseguiu representar a realidade de forma satisfatória sem a calibração dos parâmetros mais sensíveis no modelo. O modelo foi capaz de representar de forma satisfatória o fluxo de base médio anual para a bacia, no entanto, se verificou uma tendência de subestimativa da evapotranspiração e superestimativa do escoamento superficial, tanto no período de calibração quanto na validação, e essas diferenças encontradas para o balanço hídrico podem estar relacionadas com a deficiência nos dados de entrada para a caracterização de uso e cobertura do solo, impactando de forma direta nos cálculos de evapotranspiração. No entanto, pode-se considerar que o modelo possui aplicabilidade para a área, se forem consideradas as limitações dos dados e processos.

Em estudo realizado por Franco (2017) procurou-se investigar as hipóteses de que as calibrações *multi-site* e multi-variável são capazes de melhorar o desempenho e diminuir as incertezas da simulação de vazão pelo modelo SWAT. Nesse estudo, a calibração do modelo SWAT foi feita com a evapotranspiração proveniente de sensoriamento remoto e vazão observada. Os resultados indicaram que a adição de múltiplas estações fluviométricas e/ou da evapotranspiração nas estratégias de calibração leva à diminuição das incertezas na simulação da vazão. No entanto, as calibrações *multi-site* e multi-variável não levaram a melhorias significativas na performance do modelo na simulação da vazão.

3.5.2 A calibração no SWAT

De acordo com estudos realizados por Oliveira *et al.* (2018), eles calibraram o SWAT para a bacia do Alto Rio Paranaíba, na região do Cerrado do Brasil, e observaram que os parâmetros mais sensíveis na região foram: *CN2*, *GW_DELAY* e *ESCO*, relacionados ao escoamento subterrâneo e superficial. Na Índia, Anand *et al.* (2018) obtiveram sucesso na calibração do SWAT, alterando os parâmetros *CN2*, *SOL_AWC*, *ESCO*, *GW_DELAY* e *GW_REVAP*. O parâmetro *ESCO* está associado com a aproximação do fluxo simulado do fluxo medido, qualquer variação nessa aproximação reflete diretamente nesse parâmetro. A redução

na produção de água é consequência da redução do *ESCO* (Kannan *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2018b).

O *ESCO* é um parâmetro crítico para simular a evapotranspiração (Arnold *et al.*, 2012), o escoamento superficial e para ajuste do número da curva (*CN2*), que influencia diretamente na calibração mensal do escoamento superficial e nas características sazonais da bacia (ABBASPOUR *et al.*, 2004, 2015; ANAND *et al.*, 2018; ARNOLD *et al.*, 2012; DE OLIVEIRA SERRÃO *et al.*, 2021; SERRÃO *et al.*, 2019). Esses autores também, deram ênfase a importância do ajuste de parâmetros de escoamento subterrâneo (*GW_REVAP* e *GW_DELAY*), percolação (*RCHRG_DP*), curva de recessão do fluxo de base (*ALPHA_BF*) e *SURLAG*, quando se tem uma bacia em grande tamanho.

Nas regiões áridas e semiáridas, a regionalização dos parâmetros também é usada para calibrar o SWAT com eficiência. Nesse contexto, Silva *et al.* (2018b), calibraram o SWAT para o baixo-médio rio São Francisco, sub-bacia do semiárido do nordeste brasileiro. Os autores conseguiram calibrar o modelo após aumentar os valores dos parâmetros relacionados ao escoamento superficial (*CN2*, *SURLAG*, *SOL_AWC*).

No Nordeste do Brasil, De Andrade *et al.* (2019) calibraram o SWAT para uma bacia rural, onde o parâmetro *CN2* foi o principal parâmetro de calibração. Na África do Sul, Mengistu *et al.* (2019) calibraram o SWAT usando a mesma metodologia e obtiveram ótimos resultados. No Paquistão, Ghoraba (2015) também teve uma boa calibração quando os parâmetros dos fluxos superficiais (*CN2*; *SOL_AWC*; *ESCO*) foram regionalizados.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

A bacia hidrográfica do rio Piancó-Piranhas-Açu, situada na região semiárida do Nordeste brasileiro, possui área de drenagem de 43.683 km², está parcialmente inserida nos Estados da Paraíba (60%) e do Rio Grande do Norte (40%) e ocupa cerca de 15% do território da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental. A bacia possui 147 municípios, destes 100 pertencem ao Estado da Paraíba e 47 ao Estado do Rio Grande do Norte. De acordo com o censo demográfico (IBGE, 2010), a população da bacia é de 1.406,808 habitantes, dos quais 69% estão nos centros urbanos e 31% em áreas rurais.

O principal curso d'água da bacia é formado pelo rio Piancó, desde a sua nascente, no município de Santa Inês/PB, até a confluência com o rio Piranhas; pelo rio Piranhas, até o reservatório Armando Ribeiro Gonçalves, entre os municípios de São Rafael/RN e Assú/RN; e pelo rio Açu, até a foz, na cidade de Macau/RN.

A bacia é subdividida em Unidades de Planejamento Hidrológico (UPHs), tendo o rio Piancó como uma das UPHs. A UPH do rio Piancó está situada no extremo sudoeste do Estado da Paraíba, e tem como fronteiras o Estado do Ceará, a oeste, o Estado de Pernambuco, ao sul, com seus principais afluentes, os rios Jenipapo e Gravatá e os riachos de Santana, Minador, Canoas, Vermelho, Maria e Verde (IBI ENGENHARIA CONSULTIVA S/S, 2013) (Figura 2). A bacia hidrográfica do Rio Piancó é delimitada até a estação fluviométrica Piancó, que possui uma área de 4.603,39 km², enquanto que essa sub-bacia da bacia hidrográfica do Rio Piancó-Piranhas-Açu, abrange uma área de 9.205 km².

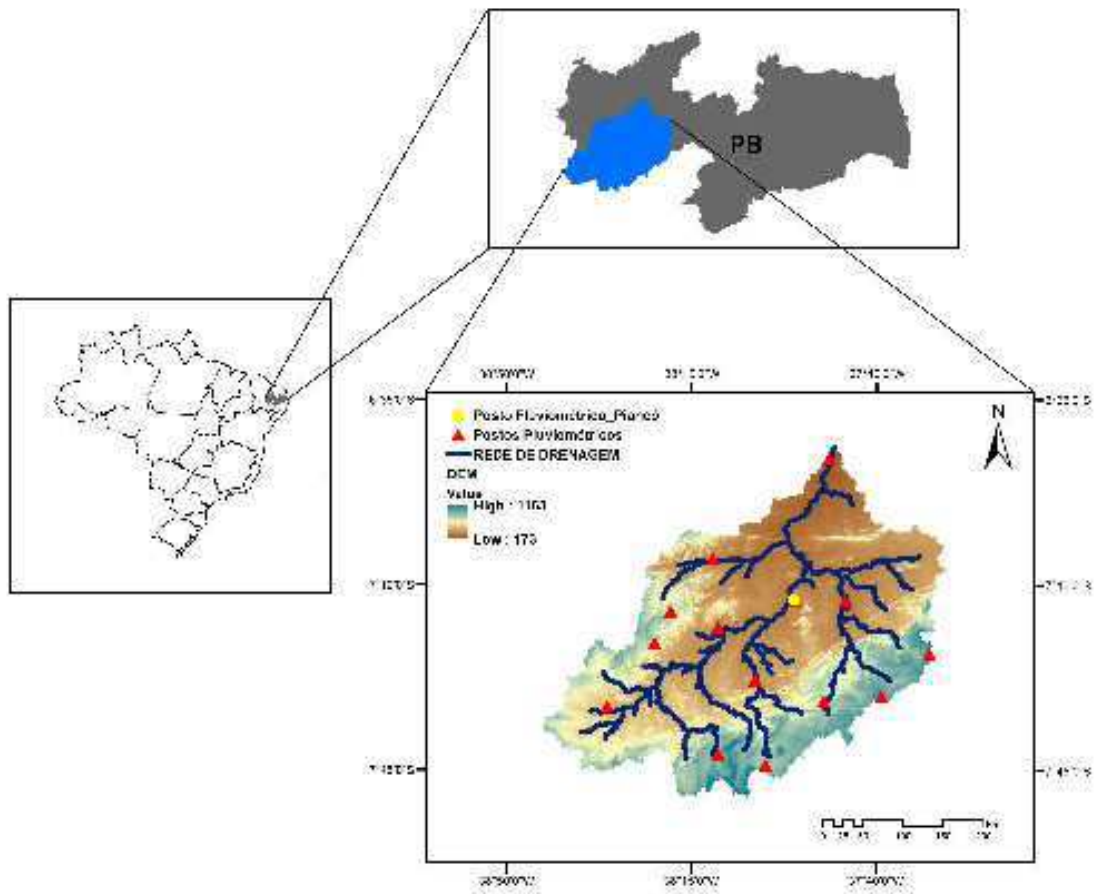


Figura 2. Localização da Bacia Hidrográfica do rio Piancó e da estação fluviométrica Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2021).

Segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, a bacia hidrográfica do rio Piancó-Piranhas-Açu apresenta os tipos climáticos A (clima tropical) em porções das UPHs Piancó, Alto Piranhas e Peixe e B (clima árido) no restante, e uma temperatura média entre 24,2°C a 28,2°C, segundo as Normais Climatológicas do INMET. A estação chuvosa é concentrada nos meses de fevereiro a maio, com alta variabilidade interanual e os valores médios mais baixos de precipitação são da ordem de 440 mm/ano, na UPH Seridó, e os mais altos, são cerca de 1.050 mm/ano, na UPH Piancó (ANA, 2016). A bacia apresenta altas taxas de evaporação, que acarretam perdas significativas das reservas de água, contribuindo assim para o déficit hídrico na bacia. Com base nas normais climatológicas das cinco estações de referência (Cruzeta, Florânia, Macau, Monteiro e São Gonçalo), a evaporação média é de 2.338 mm/ano e a evapotranspiração, segundo os métodos de Hargreaves e Penman-Monteith, da ordem, respectivamente, de 1.620 mm/ano e 1.786 mm/ano. As maiores taxas são observadas, de modo geral, no período de agosto a janeiro (ANA, 2016).

A bacia hidrográfica do rio Piancó, de acordo com a classificação climática de Köppen-Geiger, encontra-se inserida na maior parte na zona climática Awig, denominada tropical úmido com estação chuvosa concentrada no verão e no outono. A região da bacia apresenta-se como típica do clima semiárido, possuindo todas as características físicas e hidroclimatológicas representativas do semiárido do Nordeste brasileiro. Como, também, possui grande importância em termos de abastecimento de água para o sertão paraibano (ESCARIÃO *et al.*, 2013), banhando 15 municípios. O período chuvoso ocorre entre os meses de janeiro a maio, com uma variação de 110 mm a 230 mm mensais. A chuva anual média é em torno de 860 mm.

Em estudos realizados por Gomes (2020), a respeito do regime de precipitação no nordeste brasileiro, observou-se a partir da precipitação média anual, diferentes áreas climatológicas de precipitação no nordeste brasileiro, confirmando a necessidade de obter cinco sub-regiões de precipitação homogênea. Segundo a climatologia de 238 postos pluviométricos distribuídos pelo Nordeste, pelo menos em quatro das cinco sub-regiões, o período chuvoso esteve concentrado no primeiro semestre do ano. As sub-regiões do Litoral e Norte do semiárido foram as que apresentaram maior variabilidade interanual, as demais sub-regiões mostraram menor variabilidade e menor amplitude. A variabilidade da precipitação das sub-regiões do nordeste foi sensível aos oceanos adjacentes, tendo por exemplo, a estação seca sendo influenciada pelas condições do Atlântico Tropical. Como também, o volume de água dos reservatórios apresentou sensibilidade a esta variabilidade. Dessa forma, os modos de variabilidade que influenciam de forma direta ou remota a precipitação sobre as sub-regiões do nordeste brasileiro são importantes para previsões sazonais durante a estação chuvosa. Além do mais, são importantes por se tratar de indicador de possíveis secas, como o caso de eventos de El Niño, que podem intensificar e prolongar os efeitos da seca. No que diz respeito à recomposição do volume dos reservatórios, esta é lenta e precisa de sequências de boas estações chuvosas dentro da normalidade ou acima da normalidade para se recompor.

A vegetação predominante é a caatinga e o tipo de uso do solo principal é a atividade agrícola. A bacia hidrográfica apresenta quatro tipos de solo: argissolos, cambissolos, luvisolos e neossolo.

4.2 Dados observados

4.2.1 Evapotranspiração

. Os dados de evapotranspiração são estimativas a partir de dados de satélite do *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM), da versão GLEAM v3.3b, que abrange o

período de 2003 a 2018 (16 anos) e são fornecidos em uma grade regular de $0,25^\circ$ por $0,25^\circ$ (Odusanya *et al.*, 2019).

O GLEAM combina uma grande quantidade de observações de sensoriamento remoto de diferentes satélites para estimar separadamente os diferentes componentes da evaporação terrestre e da superfície do solo através de uma metodologia baseada em processos (Martens *et al.*, 2017). O conjunto de dados do GLEAM foi desenvolvido no ano de 2011 e tem sido continuamente revisado e atualizado. A equação de Priestley-Taylor (1972) usada no GLEAM calcula a evaporação potencial ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$) com base em observações remotas de radiação líquida da superfície e temperatura do ar próximo à superfície. Com o GLEAM, os diferentes componentes da evaporação terrestre são obtidos separadamente, logo as estimativas de evaporação potencial para o solo descoberto, solo coberto por água e para os diferentes tipos de vegetação são convertidos em evaporação real usando um fator de estresse evaporativo multiplicativo, obtido a partir de observações de micro-ondas da *Vegetation Optical Depth* (VOD) ou profundidade óptica da vegetação, uma vez que é mais sensível ao conteúdo de água na superfície da vegetação (Odusanya *et al.*, 2019). Estes dados foram utilizados para calibrar o modelo SWAT.

4.2.2 Vazão

Os dados de vazão utilizados para avaliar o modelo SWAT foram coletados do *HidroWeb* da Agência Nacional de Águas (ANA). O Portal *HidroWeb* é uma ferramenta integrante do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH) e oferece o acesso ao banco de dados que contém todas as informações coletadas pela Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN), reunindo dados de níveis fluviais, vazões, chuvas, climatologia, qualidade da água e sedimentos. Os dados disponíveis no Portal *HidroWeb* se referem à coleta convencional de dados hidrometeorológicos e medições feitas em campo e abriga 4.641 pontos de monitoramento no país, divididos em estações que monitoram parâmetros relacionados aos rios (1.874), como níveis, vazões, qualidade da água e transporte de sedimentos, e outros que monitoram principalmente as chuvas (2.767) (HIDROWEB, 2022).

O posto fluviométrico utilizado é o de Piencó (Figura 2), que está inserido no município de Piencó/PB (Lon.: -37.92 ; Lat.: -7.21) e engloba a maior parte da bacia.

4.2.3 Dados meteorológicos

Foram utilizados dados de precipitação, temperatura mínima e máxima, umidade relativa, velocidade do vento e radiação solar provenientes da base de dados diárias de Xavier *et al.* (2016) para forçar o modelo hidrológico (Tabela 1). Esses dados possuem resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (o que equivale a aproximadamente 25 km próximo ao Equador). Os dados possuem resolução temporal diária e mensal, e foi desenvolvido com base nos dados de estações terrestres disponíveis para o Brasil. Para cada ponto de grade foram estimados valores por meio de diferentes métodos de interpolação, sendo que estes métodos foram avaliados por validação cruzada, que compara dados observados em pontos com estimativas pontuais interpoladas. A base de dados utiliza 125 postos pluviométricos, para o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2016, equivalente a 37 anos de dados. As principais fontes de dados utilizadas para construir essa base foram do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional das Águas (ANA) e o Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo (DAEE).

Tabela 1. Variáveis meteorológicas médias diárias utilizadas no SWAT.

Variáveis Meteorológicas	Unidades
Precipitação	mm
Temperatura máxima	°C
Temperatura mínima	°C
Umidade relativa	%
Velocidade do vento	$m \cdot s^{-1}$
Radiação	MJm^2

4.3 Configuração do modelo SWAT

O *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) é um modelo hidrológico distribuído que representa os processos físicos hidrobiogeoquímicos em bacias de pequena a grande escala combinando concepções físicas da natureza e semiempíricas na escala temporal diária ou horária para vazão (Krysanova e Arnold, 2008; Gassman *et al.*, 2007).

O SWAT apresenta uma interface acoplada a Softwares de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), tais como ArcGis (utilizada nesse estudo) ou MapWindow, que permitem inserir dados das condições de contorno da bacia (forçantes meteorológicas, topografia, tipos de solo e tipos de vegetação). De maneira automática, a partir de um MDE (Modelo Digital de

Elevação), a interface constrói a rede de drenagem delimitando a bacia e subdividindo-a em sub-bacias (Luzio *et al.*, 2004). O seu código fonte é bem documentado, sendo boa parte dele escrito em Fortran 90, permitindo modificações pelos usuários.

Para delimitação da bacia hidrográfica do rio Piancó são necessários dados das características topográficas e físicas da bacia, tais como: modelo digital de elevação, mapa de vegetação e tipos de solo (Figura 3).

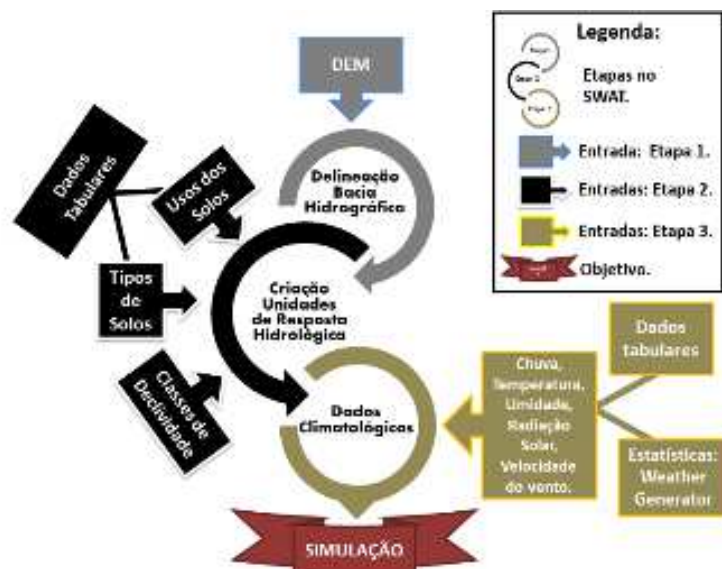


Figura 3. Processo de entrada de dados do modelo SWAT. Fonte: Silva e Christófaro (2016).

Os dados foram obtidos de determinadas fontes, as quais estão descritas na Tabela 2. Foi processado o arquivo do MDE, e criada a rede de drenagem, e assim a bacia foi delimitada. É durante essa etapa que também são definidas as características associadas com a topografia da bacia, essas características são utilizadas para o cálculo de parâmetros hidráulicos dos canais, e das classes de declividade da bacia.

Tabela 2. Dados físicos e suas respectivas fontes para bacia do rio Piancó.

Dados Físicos	Fonte
Modelo Digital de Elevação	SRTM com resolução espacial de 30 m – adaptada da base de dados da ANA (2016)
Mapa de solo	Embrapa solos 1:5.000.000 - adaptada da base de dados da ANA (2016)
Mapa de vegetação	Landsat 30 m - adaptada da base de dados da ANA (2016)

A discretização da bacia hidrográfica no SWAT é dada através de uma divisão da bacia principal em sub-bacias, com o tamanho definido pelo usuário, as quais estão conectadas entre si pelos canais da rede de drenagem obedecendo à divisão segundo as confluências da rede de drenagem. Cada sub-bacia é subdivida em várias Unidades de Resposta Hidrológica (URH), que constitui em um agrupamento de todas as áreas que contém uma única combinação de vegetação, tipo de solo e classes de declividade. Tendo como objetivo principal diminuir o custo computacional das simulações e a quantidade de parâmetros que precisam ser calibrados e validados (MOTA DA SILVA, 2013).

Para criação das Unidades de Resposta Hidrológica (URH) foram inseridos dados dos solos da bacia hidrográfica do rio Piancó, visto que no banco de dados do SWAT, os vários tipos de solos existentes, são em sua maioria solos típicos dos Estados Unidos, sendo necessário inserir os solos que formam a bacia: argissolo, cambissolo, luvissolo e neossolo. Para criação dos solos foi preciso fazer um aprofundamento na literatura dos parâmetros que caracterizam esses solos, tais como: porcentagem de areia, argila e silte, densidade e porcentagem de matéria orgânica. Além disso, também foi calculado a condutividade hidráulica e o teor de água no solo.

Todas as informações referentes a esses parâmetros foram obtidas conforme Meira (2020) e calculadas para as quatro camadas do solo com profundidades, definidas como sendo 50, 100, 150 e 200 cm (Figura 4).

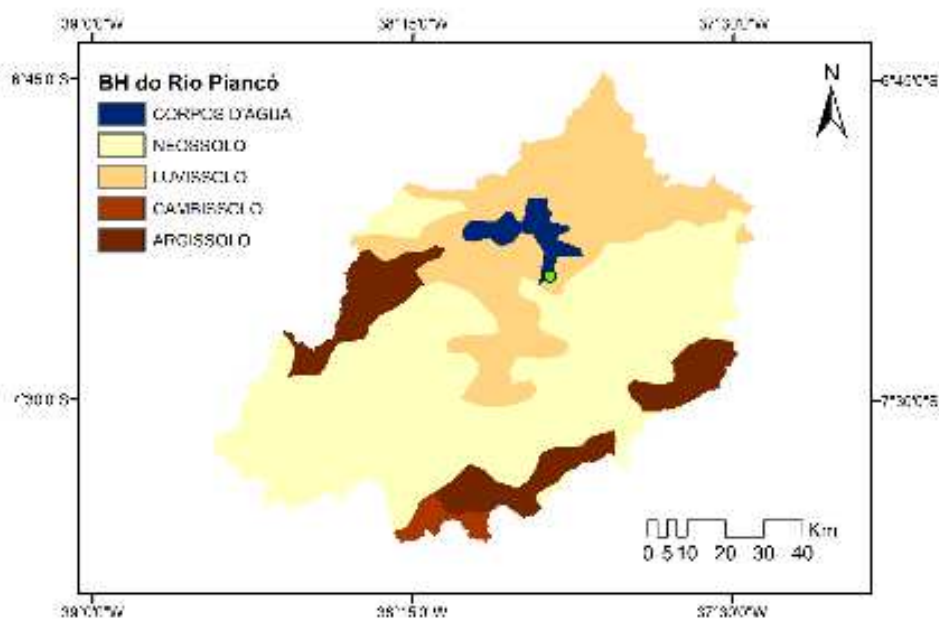


Figura 4. Tipos de solo da Bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Adaptado de Meira (2020).

De acordo com a Tabela 3, o neossolo ocupa a maior parte da área da bacia (56,90%), ou seja, mais da metade da bacia hidrográfica, seguido pelo luvisso (27,46%), argissolo (11,68%) e o cambissolo ocupa a menor área (1,49%). Corpos d'água ocupam 2,46% da área da bacia.

Tabela 3. Tipos de solos e as respectivas áreas na bacia hidrográfica do rio Piancó.

Tipos de Solo	Área (%)
Argissolo	11,68
Cambissolo	1,49
Luvisso	27,46
Neossolo	56,90

O Embrapa Solos (2018) descreve os quatro tipos de solos da seguinte forma:

- 1) Argissolos: são solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte B textural imediatamente abaixo do A ou E, com argila de atividade baixa. Desenvolvem-se em áreas de relevo plano a montanhoso. Quando localizados em áreas de relevo plano e suave ondulado, estes solos podem ser usados para diversas culturas;
- 2) Cambissolos: são solos constituídos por material mineral com horizonte B inicialmente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial. Apresentam uma baixa permeabilidade e estão associados a áreas de relevos muito movimentados (ondulados e montanhosos);
- 3) Luvisolos: são solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte B textural com argila de atividade alta e saturação por bases alta na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B. Podem ser identificados em áreas de clima seco e de temperaturas elevadas, apresentam um bom potencial de uso agrícola;
- 4) Neossolos: são solos pouco evoluídos, constituídos por material mineral ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, não apresentando nenhum tipo de horizonte B. Apresentam pequeno desenvolvimento e baixa retenção de água.

Para cobertura vegetal, procurou-se prescrever os parâmetros dos tipos de cobertura vegetal (Figura 5), de acordo com Miranda (2017). Para a declividade, foram inseridas as classes 0-50%, 50-100% e 100-9999%, onde 99,58% da área da bacia apresenta declividade entre 0-50%. Os mapas de vegetação e dos tipos de solos são os mesmos mapas contidos no Plano de Recursos Hídricos da bacia hidrográfica do rio Piancó-Piranhas-Açu (ANA, 2016).



Figura 5. Tipos de cobertura vegetal da Bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Adaptado de Meira (2020).

Com a inserção dos dados de solo, da cobertura vegetal e da declividade, as URH foram criadas. Neste estudo foram criadas 10 sub-bacias (Figura 6) e 610 Unidades de Resposta Hidrológica (URH).

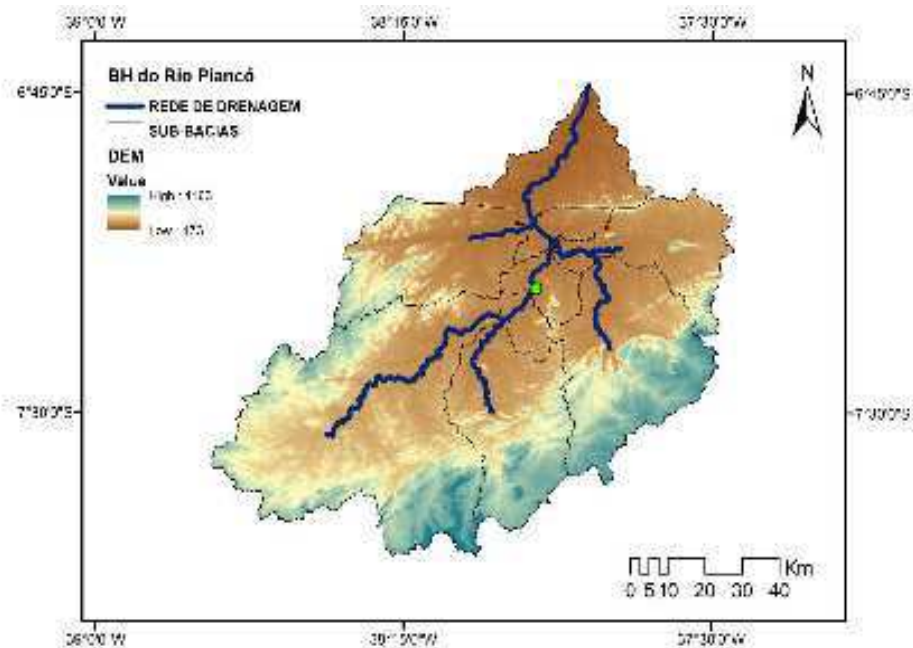


Figura 6. Bacia hidrográfica do rio Piancó e rede de drenagem. Fonte: Adaptado de Meira (2020).

Os dados climatológicos foram fornecidos ao modelo, organizados na escala diária no formato *.txt* e inseridos no gerador climático *Weather Data Base*, para gerar os parâmetros necessários para empregar no banco de dados do modelo SWAT. As forçantes meteorológicas inseridas foram: precipitação, temperatura máxima e mínima do ar, umidade relativa, velocidade do vento e irradiância solar global incidente na superfície.

Para a avaliação da aplicabilidade do modelo hidrológico é necessário informar o período de aquecimento, no qual foram considerados os três primeiros anos, ou seja, o período entre 01/01/1980 a 31/12/1982 (período desconsiderado nas análises). Este período é para garantir que o ciclo hidrológico seja simulado adequadamente antes de, uma possível comparação entre os dados observados e calculados pelo modelo, de acordo com a metodologia proposta por Neitsch *et al.* (2005).

O SWAT calcula o fluxo de água superficial e subterrâneo, sedimentos, nutrientes e carga de pesticidas para cada URH, por unidade de área. Os resultados obtidos nessa etapa são integrados para calcular o que foi gerado em cada sub-bacia de acordo com as frações de área das URH existentes. Por fim, as respostas dos fluxos hidrológicos geradas em cada sub-bacia são propagadas para a rede de drenagem construída na primeira etapa (NEITSCH *et al.*, 2005).

4.3.1 Simulação de evapotranspiração com o modelo SWAT

A evapotranspiração é estimada no modelo SWAT com base na evapotranspiração potencial (ETP), considerando os parâmetros do solo e uso da terra, tais como a evaporação de rios e lagos, do solo nu ou vegetado e da transpiração das plantas. O SWAT calcula a quantidade de água interceptada, que está associada com o armazenamento de água na copa das árvores, que é retida e disponibilizada para a evaporação, em função do índice de área foliar, com o uso da seguinte equação (Eq. 2) (Neitsch *et al.*, 2011):

$$can_{dia} = can_{mx} \cdot \frac{LAI}{LAI_{mx}} \quad (2)$$

onde can_{dia} é a quantidade máxima de água que pode ficar retida dentro do dossel em um determinado dia ($mm H_2O$); can_{mx} é a quantidade máxima de água que pode ficar retida dentro do dossel, quando o dossel está completamente desenvolvido ($mm H_2O$); LAI é o índice de área foliar para a planta e LAI_{mx} é o valor máximo do índice de área foliar para a planta.

Com o cálculo do can_{dia} , o SWAT consegue determinar o quanto de água chegará no solo.

Diferentes métodos são utilizados para se calcular a evapotranspiração, dentre estes, os três mais populares estão incluídos no SWAT (ARNOLD *et al.*, 2012a): método de Penman-Monteith, método de Priestley-Taylor e método de Hargreaves. Esses métodos dependem da quantidade de dados de entrada necessários. O método de Penman-Monteith necessita da radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento. O método de Priestley-Taylor requer a radiação solar, temperatura do ar e umidade relativa. O método de Hargreaves, apenas a temperatura do ar (Neitsch *et al.*, 2011).

A equação utilizada para calcular a evapotranspiração potencial pelo método de Penman-Monteith é dada por (Eq. 3):

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{liq} - G) + \rho_{air} \cdot c_p \cdot [(e_z^0 - e_z) / r_a]}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c / r_a)} \quad (3)$$

Onde λE é a densidade de fluxo de calor latente ($MJm^{-2}d^{-1}$); E é a taxa de evaporação de profundidade (mmd^{-1}); Δ é a declividade da curva de pressão-temperatura do vapor de saturação, $\partial e / \partial T$ ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$); H_{liq} é a radiação líquida ($MJm^{-2}d^{-1}$); G é a densidade de fluxo de calor para o solo ($MJm^{-2}d^{-1}$); ρ_{air} é a densidade do ar ($kg \text{ } m^{-3}$); c_p é o calor específico em pressão constante ($MJkg^{-1}^\circ C^{-1}$); e_z^0 é a pressão do vapor de saturação de ar na altura z (kPa); e_z é a pressão do vapor de água na altura z (kPa); γ é a constante psicrométrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$); r_c é a resistência do dossel da planta (sm^{-1}) e r_a é a resistência de difusão da camada de ar (resistência aerodinâmica) (sm^{-1}).

No método de Priestley-Taylor, uma versão simplificada da Equação 3 foi desenvolvida para ser utilizada quando as áreas da superfície estão molhadas (Eq. 4). Nessa nova equação, o componente da aerodinâmica foi removido e o componente da energia foi alterado, multiplicando-se o pelo coeficiente $\alpha_{pet} = 1,28$, quando as redondezas estão molhadas ou em condições de umidade:

$$\lambda E_0 = \alpha_{pet} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (H_{liq} - G) \quad (4)$$

Onde λ é o calor latente de vaporização ($MJkg^{-1}$); E_0 é a evapotranspiração potencial (mmd^{-1}); α_{pet} é um coeficiente; Δ é a inclinação da curva de pressão-temperatura do vapor de

saturação $\partial e / \partial T$ ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); H_{liq} é a radiação líquida (MJm^{-2}) e G é a densidade de fluxo de calor para o solo ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$).

O método de Hargreaves sofreu várias melhorias na sua equação original, e a forma utilizada no SWAT é representada a partir da equação a seguir (Eq. 5):

$$\lambda E_0 = 0,0023 \cdot H_0 \cdot (T_{mx} - T_{mn})^{0,5} \cdot (\bar{T}_{av} + 17,8) \quad (5)$$

Onde λ é o calor latente de vaporização (MJkg^{-1}); E_0 é a evapotranspiração potencial (mmd^{-1}); H_0 é a radiação extraterrestre ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$); T_{mx} é a temperatura máxima do ar para um dado dia ($^\circ\text{C}$); T_{mn} é a temperatura mínima do ar para um dado dia ($^\circ\text{C}$) e \bar{T}_{av} é a temperatura média do ar para um dado dia ($^\circ\text{C}$).

Inicialmente, o SWAT simula que toda precipitação interceptada é evaporada, caso haja demanda evaporativa suficiente para que toda a água interceptada seja evaporada, depois calcula a quantidade máxima de água transpirada e a quantidade máxima de água evaporada das camadas do solo, para assim se calcular a quantidade real de evaporação do solo, ou seja, a evapotranspiração real. O modelo SWAT remove o máximo de água possível do armazenamento do dossel da planta para calcular a evapotranspiração real, uma vez que a evapotranspiração potencial está associada com a perda de água por evaporação e transpiração de uma superfície natural, tal que esta esteja totalmente coberta e o conteúdo de água no solo esteja próximo à capacidade de campo. Enquanto que o cálculo da evapotranspiração real precisa ser feito através da perda de água por evaporação e transpiração em condições naturais (atmosféricas e de umidade do solo) (NEITSCH *et al.*, 2011).

A análise da evapotranspiração, obtida através dos três principais métodos permite uma estimativa dessa variável melhorada e um aumento no nível de confiança nos resultados das simulações, visto que cada um dos métodos apresenta as suas limitações e particularidades, as quais podem ou não ser representativas em determinada localidade. Um método pode fazer ou não o uso de determinadas variáveis meteorológicas importantes em tal região, e com isso representar ou não o balanço hídrico dessa região. Logo a análise em conjunto favorece para que se possa confrontar os resultados obtidos por cada um dos métodos.

4.3.2 Calibração e validação

4.3.2.1 Processo de calibração

O processo de calibração foi realizado com a evapotranspiração a partir do algoritmo de análise de sensibilidade e calibração *hydroPSO*. Para analisar a sensibilidade dos parâmetros do SWAT, o pacote *hydroPSO* utiliza o método *Latin Hypercube OneFactor-At-a-Time* (LH-OAT), o qual projeta um teste de maneira que as alterações são atribuídas sem equívoco às mudanças dos parâmetros e o valor que será testado é prescrito por intermédio da subdivisão da distribuição de cada parâmetro em N intervalos, onde a probabilidade de ocorrência de cada intervalo é de 1/N (VAN GRIENSVEN *et al.*, 2006).

De acordo com Mota da Silva (2013), apesar do *hydroPSO* ter sido desenvolvido para calibração do SWAT, ele pode ser adaptado a outros modelos. O *hydroPSO* faz uso de uma versão melhorada de um algoritmo, *Particle Swarn Optimisation* (PSO).

Para fazer uma calibração e validação das 10 sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Piancó, para os três diferentes métodos de evapotranspiração, seria necessário um tempo considerável e uma análise mais detalhada, logo optou-se por fazer uma calibração/validação média na bacia do rio Piancó e com isso analisar os resultados obtidos a partir dessa calibração/validação.

A calibração foi realizada com os dados na escala mensal, com o SWAT sendo forçado com as observações durante o período de 1980 a 2016. Porém, os três primeiros anos foram utilizados para o modelo se aquecer (01/01/1980 a 31/12/1982), os quais foram desprezados.

Sabendo que os dados do *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM), da versão GLEAM v3.3b, abrange o período de 2003 a 2018 (16 anos), portanto, o período da calibração se deu entre os anos de 2003 e 2009 (7 anos) e a validação foi realizada para o período de 2010 a 2016 (7 anos).

4.3.2.2. Seleção dos parâmetros

Para realizar a calibração de um modelo é preciso que se conheça qual é o parâmetro específico que ao ser alterado, também, altera a resposta da simulação (KANNAN *et al.*, 2007; FONTES JÚNIOR, 2016; ANDRADE *et al.*, 2017; DE ANDRADE *et al.*, 2019; MEIRA, 2020). Os parâmetros selecionados para calibração do modelo SWAT são apresentados na Tabela 4. Os quatro últimos parâmetros foram utilizados apenas para calibração do método de Penman-Monteith, que faz uso de variáveis que envolvem os parâmetros escolhidos. Entre os parâmetros, o *CN2* está associado ao escoamento superficial, o *ALPHA_BF*, *RCHRG_DP* e *GWQMN* aos processos que ocorrem no aquífero, como o escoamento de base, o *SOL_K* aos

tipos de solo e o *GSI* associa-se aos tipos de cobertura vegetal. Parte desses parâmetros foram baseados no estudo realizados por Franco (2017) para calibração do modelo SWAT com evapotranspiração proveniente de sensoriamento remoto e vazão observada, que encontrou 12 de 23 parâmetros avaliados aos quais a vazão e a evapotranspiração se mostraram mais sensíveis.

Para cada parâmetro foram realizadas duas mudanças de valores em relação ao valor da simulação padrão: um valor inferior ao da simulação controle e um valor superior a esta, baseado em estudos anteriores (DE ANDRADE *et al.*, 2019; SANTOS *et al.*, 2014; FONTES JÚNIOR, 2016). Como também, para cada mudança se variou o método que calcula a evapotranspiração no SWAT (Penman-Monteith, Priestley-Taylor e Hargreaves) (Tabela 4).

Tabela 4. Parâmetros selecionados e seus respectivos limites superiores e inferiores.

	Parâmetro (Unidade)	Definição	Valor Mínimo	Valor Máximo
1	CN2	Número da curva na condição de umidade II	38	94
2	CANMX (mmH ₂ O)	Volume máximo do armazenamento de copa quando o dossel está totalmente desenvolvido	0,1	10
3	ESCO	Coefficiente de compensação de evaporação do solo	0,1	1
4	ESPO	Coefficiente de compensação da extração de água do solo por plantas, para transpiração	0,1	1
5	GWQMN (mmH ₂ O)	Limite de água no aquífero raso necessário para que ocorra o fluxo de retorno	1	5000
6	RCHRG_DP	Fração de percolação do aquífero profundo	0,001	0,01
7	ALPHA_BF (dia)	Constante de recessão do fluxo básico	0,001	1
8	GWREVP	Coefficiente de evaporação da água subterrânea que se move para a zona de raízes	0,02	0,2
9	REVAPMN (mmH ₂ O)	Nível d'água limite do aquífero para ocorrência de evaporação ou percolação	0,1	500
10	SOL_K (mm/h)	Condutividade hidráulica saturada da camada de solo	1	1000
11	CHTMX (m)	Altura máxima do dossel	0,5	4
12	RDTMX (m)	Profundidade máxima da raiz	0,1	1,5
13	GSI (m · s ⁻¹)	Condutância estomática máxima em alta radiação solar e baixo déficit de pressão de vapor	0,001	0,005
14	VPDFR (kPa)	Déficit de pressão de vapor correspondente ao segundo ponto na curva de condutância estomática	1,5	6

4.4. Avaliação dos Resultados

Um conjunto de índices estatísticos foram calculados para avaliar o modelo: a função objetivo *KGE* (*Kling-Gupta efficiency*) (Eq. 6), que foi utilizada para representar a destreza do modelo, o *ME* (*Mean Error*) (Eq. 7), *RMSE* (*Root-Mean-Square Error*) (Eq. 8), usada para saber quanto é a tendência do erro do modelo e *VE* (*Volume Error*), adequado para verificar o balanço de massa (Eq. 9). Obteve-se, também, o coeficiente de determinação (R^2) (Eq. 10), que mostra a variação dos valores simulados em relação às observações, o qual varia entre 0 e 1 (valor ideal) e o *br2* (Eq. 11), que permite avaliar o coeficiente linear da reta (erro) com o coeficiente de determinação (R^2) conforme as equações abaixo (ZAMBRANO-BIGIARINI, 2008):

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2(\beta - 1)^2} \quad (6)$$

Onde r corresponde ao coeficiente de correlação de Pearson, α e β correspondem respectivamente à média e ao desvio padrão dos dados observados e simulados.

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i) \quad (7)$$

Onde, O e S representam os dados observados e simulados, respectivamente.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n}} \quad (8)$$

$$VE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |S_i - O_i|}{\sum_{i=1}^N (O_i)} \quad (9)$$

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})(S_i - \bar{S}))^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2} \quad (10)$$

$$br2 = |b|R^2, b \leq 1; br2 = \frac{R^2}{|b|}, b > 1 \quad (11)$$

4.4.1. Análise de Tendência

Após a calibração e validação, procurou-se fazer uma análise de tendência para verificar os efeitos da seca que foi enfrentada entre os anos de 2012 e meados de 2018, através do método de *Theil-Sen*. Esse método é utilizado na quantificação da magnitude da tendência. A qual será avaliada para entender o efeito da redução da chuva na bacia, devido a recente seca hidrometeorológica, e os efeitos nos componentes do balanço de água superficial (precipitação, evapotranspiração, escoamentos e vazão).

A linha *Theil-Sen* é uma linha não paramétrica robusta da mediana de y dado x . Esta linha não depende da normalidade dos dados para validade de testes de significância, como, também, não é fortemente afetada por *outliers*. No entanto, os dados devem ter uma relação linear para que o modelo de *Theil-Sen* seja utilizado (HELSEL *et al.*, 2020).

A estimativa robusta da inclinação, \widehat{b}_1 , para esta linha mediana não paramétrica foi descrita pela primeira vez por Theil (1950). A mediana é estimada usando uma equação linear:

$$\widehat{b}_1 = \widehat{b}_0 + \widehat{b}_1 \cdot x \quad (12)$$

A linha de *Theil-Sen* está relacionada com o *Kendall* τ , onde o significado do teste para H_0 : inclinação $\beta_1 = 0$ é idêntico ao teste para H_0 : $\tau = 0$. Além disso, a inclinação estimada, \widehat{b}_1 , sempre terá o mesmo sinal que a estatística de *Kendall*. Sua principal aplicação em recursos hídricos tem sido para análises de tendências, onde o teste de hipótese associado à linha é chamado de teste de tendência de *Mann-Kendall*. O intervalo de confiança associado com a inclinação e os ajustes foram definidos por Sen (1968). A inclinação é, às vezes, referida como a “inclinação de Sen”.

A estimativa da inclinação de *Theil-Sen*, \widehat{b}_1 , é calculada comparando cada par de dados com todos os outros. Um conjunto de dados de n (x,y) pares resultará em $n \cdot (n-1)/2$ comparações de pares. Para cada uma dessas comparações uma inclinação é calculada. A mediana de todas as inclinações é tomada como a estimativa de inclinação não paramétrica, \widehat{b}_1 .

$$\widehat{b}_1 = \text{mediana} \frac{(y_j - y_i)}{(x_j - x_i)} \quad (13)$$

Para todo $i < j, i = 1, 2, \dots, (n - 1), j = 2, 3, \dots, n$

A forma mais comum de interceptação é definida como:

$$\widehat{b}_0 = y_{med} - \widehat{b}_1 \cdot x_{med} \quad (14)$$

onde x_{med} e y_{med} são as medianas de x e y , respectivamente (CONOVER, 1999). Essa fórmula garante que a linha ajustada passa pelo ponto (\bar{x}, \bar{y}) .

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados apresentados se referem às simulações com o modelo SWAT utilizando os métodos de Penman-Monteith (PM), Priestley-Taylor (PT) e Hargreaves (HARG) na bacia do rio Piencó. Inicialmente, procurou-se apresentar a sensibilidade do modelo (sem calibração) no cálculo de determinados componentes hidrológicos. Procurou-se utilizar o método de Penman-Monteith como o método base ou método de referência, visto que esse é um método bastante utilizado na literatura, como também, é um método robusto, que faz uso do maior número de variáveis para obtenção da evapotranspiração, em relação aos outros métodos.

5.1 Sensibilidade do modelo no cálculo dos componentes hidrológicos

5.1.1 Evapotranspiração

A Figura 7 mostra o padrão espacial anual da diferença da evapotranspiração real para o método de HARG (Figura 7a) e para o método de PT (Figura 7b) em relação ao método de PM. Percebe-se que nas diferenças não há uma variação tão acentuada ao longo da bacia, como, também, nota-se que há uma predominância de diferenças negativas, com valores de ET variando entre -90 mm e -10 mm. A maioria das sub-bacias apresenta valores negativos, o que indica valores maiores de ET para o método PM em relação ao de HARG. Poucas regiões são marcadas por valores positivos, os quais apresentam uma variação entre -10 mm e 30 mm. As regiões que apresentam valores positivos, em sua maioria, são regiões que, de acordo com o mapa de cobertura vegetal (Figura 5) são marcadas por cursos d'água.

No que diz respeito à diferença da ET para o método de PT em relação a PM (Figura 7b) observam-se também valores negativos, porém menores do que no caso anterior (Figura 7a), com valores entre -30 mm e 10 mm. Apenas algumas diferenças mais elevadas são observadas em regiões pontuais da bacia, variando entre -50 mm e -30 mm (Figura 7b).

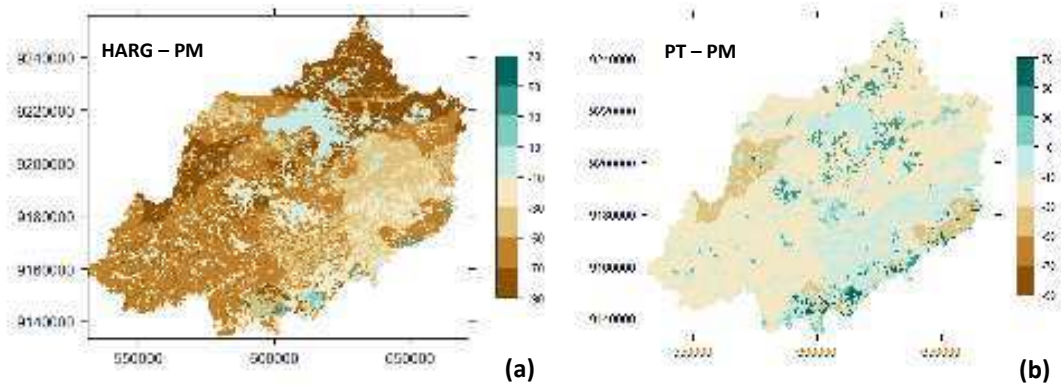


Figura 7. Diferença da evapotranspiração potencial para o método de Hargreaves (a) e para o método de Priestley-Taylor (b) em relação a evapotranspiração de base (PM), para o período de 1980 a 2016, na bacia hidrográfica do Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

5.1.2 Escoamento Total

Observando a Figura 8 que apresenta a diferença do escoamento total para o método de HARG e para método de PT em relação ao escoamento total de PM, nota-se que para o método de HARG (Figura 8a), os valores da diferença são elevados ao longo de toda a bacia, no entanto, a parte mais ao norte apresenta maiores diferenças, ou seja, HARG tem os maiores valores de escoamento em relação ao método de PM. As áreas marcadas por altas diferenças são áreas com a presença de solos neossolos e luvisolos. Os neossolos são solos que apresentam pequeno desenvolvimento e baixa retenção de água (Santos *et al.*, 2018), e os luvisolos são solos de pouca profundidade, logo possuem uma maior geração de escoamento total.

Na Figura 8b, percebe-se menores valores para a diferença do escoamento total entre os dois métodos, com poucos valores negativos e uma variação entre 6 e 50 mm predominando. Logo, o método de PT, assim como o de HARG apresentou os maiores valores para o escoamento total, comparado com PM.

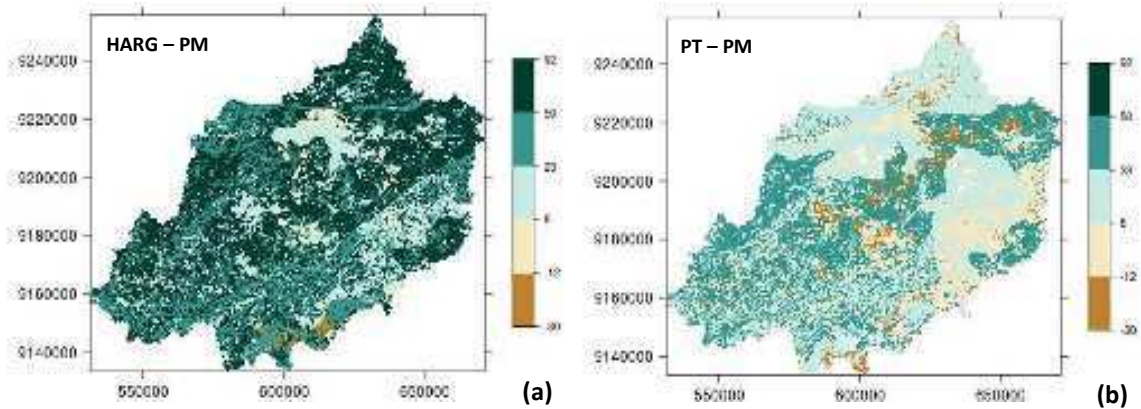


Figura 8. Diferença do escoamento total para o método de Hargreaves (a) e para método de Priestley-Taylor (b) em relação a evapotranspiração de base (PM), para o período de 1980 a 2016, na bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

5.1.3 Água armazenada no solo

Partindo para a análise da água armazenada no solo para HARG e para PT em relação a PM (Figura 9a e 9b) percebe-se que a quantidade de água armazenada no solo em PM é inferior àquela observada em HARG e em PT, visto que há um domínio de valores positivos, como também as diferenças encontradas para os dois métodos apresentam grandes semelhanças entre si, onde as sub-bacias onde se observa maiores/menores diferenças são as mesmas em ambas comparações. A região mais ao centro da bacia é marcada por valores mais expressivos, podendo ser justificado pela predominância de solos luvisolos, que são solos que apresentam alta saturação nos primeiros centímetros.

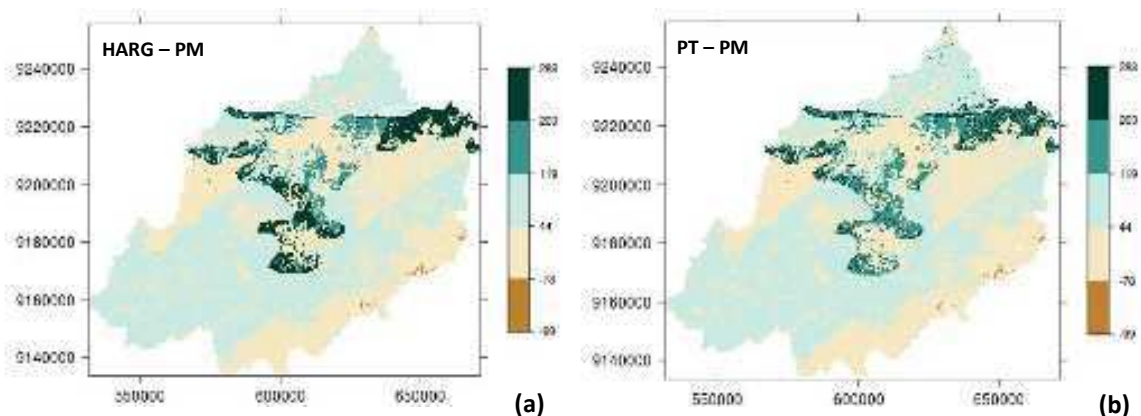


Figura 9. Diferença da água armazenada no solo para o método de Hargreaves (a) e para o método de Priestley-Taylor (b) em relação a evapotranspiração de base (PM), para o período de 1980 a 2016, na bacia hidrográfica do rio Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

5.1.4 Comparação entre os métodos

Portanto, de acordo com a análise que foi feita para os três componentes hidrológicos (evapotranspiração potencial, escoamento total e água armazenada no solo) conclui-se que o método de PT é o que mais se aproxima do método de PM, visto que apresenta pequenas diferenças nos três componentes analisados. Uma justificativa para tal conclusão não é tão óbvia, porém sabe-se que o método de PT faz uso de determinadas variáveis que também são encontradas no método de PM, as quais, por sua vez, interferem consideravelmente na obtenção dos demais componentes (escoamento total e água armazenada no solo), o que pode fazer com que os valores obtidos para ET nos dois métodos se aproximem mais, diferente de HARG que não faz uso de muitas variáveis em seus cálculos. Essa não é uma justificativa concreta para tal resultado, apenas uma suposição, uma vez que para justificativas concretas são necessárias análises mais aprofundadas.

5.2 Calibração e validação

Como dito anteriormente, os resultados para o período da calibração se deram para os anos de 2003 a 2009 (7 anos) e a validação para o período de 2010 a 2016 (7 anos). Com a calibração do modelo para os três métodos obteve-se os parâmetros calibrados e validados e seus valores ideais (valor ajustado) podem ser observados na Tabela 5.

Tabela 5. Parâmetros calibrados e o valor ajustado para cada método após a calibração.

	Parâmetros (Unidade)	Valor Ajustado PM	Valor Ajustado PT	Valor Ajustado HARG
1	CN2	87,72	93,85	53,53
2	CANMX (mmH ₂ O)	4,32	0,10	0,10
3	ESCO	0,94	0,50	0,21
4	ESPO	0,22	0,54	0,28
5	GWQMN (mmH ₂ O)	3092,22	2153,05	3949,01
6	RCHRG_DP	0,01	0,01	0,01
7	ALPHA_BF (dia)	0,94	0,04	0,75
8	GWREVAP	0,14	0,14	0,10
9	REVAPMN (mmH ₂ O)	154,37	342,64	211,85
10	SOL_K (mm/h)	14,09	12,77	13,82
11	CHTMX (m)	0,50	-	-
12	RDTMX (m)	1,20	-	-
13	GSI (m · s ⁻¹)	0,005	-	-
14	VPDFR (kPa)	2,48	-	-

A Figura 10 apresenta a ET mensal observada (preto), simulada para os três métodos de ET e para o Ensemble (conjunto desses métodos), durante os períodos de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e validação (01-01-2010 a 31-12-2016). Nota-se que durante os períodos de calibração e validação, o método que mais se aproxima da ET observada é o método de PT. Nesse período, a ET é levemente subestimada na maioria dos anos, pelos três métodos. Os anos de 2006 e 2008 apresentaram os melhores resultados inclusive para os valores máximos.

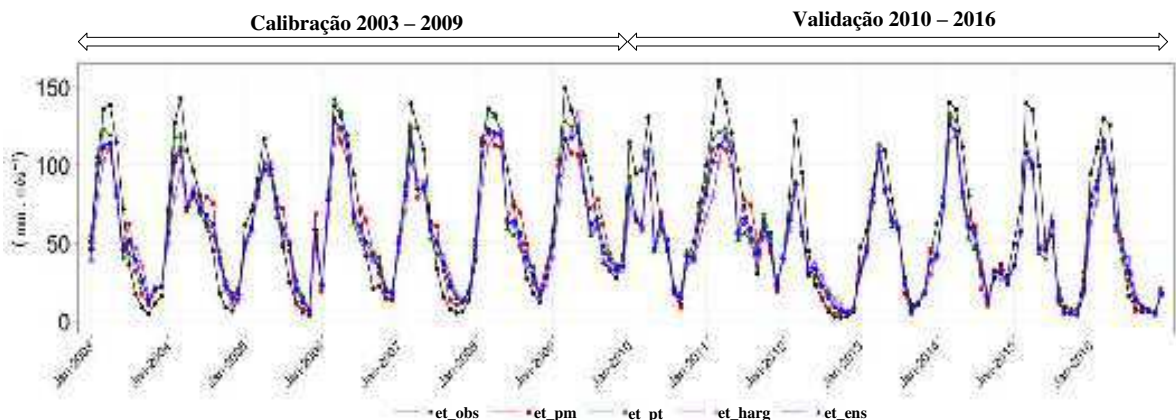


Figura 10. Evapotranspiração mensal observada (preto) e simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante os períodos de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e validação (01-01-2010 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Na Tabela 6 são apresentados os valores dos coeficientes das funções utilizadas para avaliar o ajuste do modelo durante os processos de calibração e validação para os três métodos e para o Ensemble. Percebe-se que os métodos subestimaram a ET, visto que para todos eles, o *ME* foi negativo. O método que apresentou o menor erro, tanto para calibração quanto para validação foi o método de PT. O coeficiente de determinação, o qual está associado com a variância dos dados, para a simulação com o conjunto dos métodos (ET_ENS) apresentou o melhor valor ($R^2 = 0,92$), ou seja, bem próximo a 1 (valor ideal), seguido da simulação para PT ($R^2 = 0,91$). O valor de R^2 mostra o grau da relação entre duas variáveis (observada e simulada), logo quando a análise é feita com o Ensemble, a relação é consideravelmente satisfatória.

Tabela 6. Coeficientes das funções ME (*Mean Error*), RMSE (*Root-Mean-Square Error*), R^2 (coeficiente de determinação), KGE (*Kling-Gupta efficiency*) e VE (*Volume Error*) aplicadas na ET mensal simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante os períodos de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e validação (01-01-2010 a 31-12-2016).

MÉTODOS	ET_PM		ET_PT		ET_HARG		ET_ENS	
FUNÇÕES	CALIB.	VALID.	CALIB.	VALID.	CALIB.	VALID.	CALIB.	VALID.
ME	-2,25	-9,75	-2,14	-9,41	-5,88	-10,69	-3,42	-9,95
RMSE	17,42	18,41	15,43	17,64	18,86	20,09	16,08	18,17
R2	0,89	0,90	0,91	0,91	0,89	0,89	0,92	0,92
KGE	0,74	0,73	0,80	0,74	0,70	0,68	0,74	0,71
VE	0,78	0,78	0,82	0,79	0,77	0,75	0,80	0,78

Em estudos realizados por Escarião *et al.* (2013), eles encontraram valores de R^2 para quatro modelos hidrológicos aplicados à bacia do rio Piancó, onde o melhor valor encontrado foi de 0,86 para o modelo conceitual concentrado GHR, resultado bem próximo aos obtidos nesta pesquisa. Esses autores, também, utilizaram outro modelo, o MIKE SHE, que é um modelo hidrológico distribuído, e obtiveram o valor de R^2 de 0,55, bem inferior ao obtido nesta pesquisa.

No que diz respeito à função objetivo KGE, conforme análise feita por Moriasi *et al.* (2007), em diversos estudos de modelagem realizados com o SWAT, valores de NSE (*Nash-Sutcliffe Efficiency*), que tem um papel equivalente ao KGE, acima de 0,50 são considerados aceitáveis, valores entre 0,65-0,75 são classificados como “bons” e valores acima de 0,75 são “muito bons” para simulação em escala mensal. Logo, os resultados obtidos neste estudo mostram valores bons ou muito bons entre todas as simulações. O método de PT obteve uma maior destreza na simulação também neste indicador.

O *VE (Volume Error)* foi mais próximo de 1, para a simulação de PT, tanto para calibração quanto para validação, seguido pela simulação em ET_ENS que apresentou valores bem próximos da ET_PT. Essa função é importante em medidas do balanço de água, uma vez que está associado com a água que sai e entra em dado sistema hídrico, ou seja, quando o volume de água é atualizado rapidamente, esse erro é mais próximo de 1, quando essa intensidade de atualização da água diminui, esse valor se distancia de 1.

A Figura 11 apresenta o ciclo anual médio da ET observada (*et_obs*) na bacia e a ET simulada para os métodos de PM, PT, HARG e para o conjunto dos métodos para o período de calibração e validação, observa-se que no ciclo anual médio para a calibração (Figura 11a), o método de PT subestima a ET entre os meses de janeiro a meados de julho e superestima a ET entre os meses de agosto e dezembro. Nos quatro primeiros meses do ano, a ET simulada que mais se aproxima da observada é, de fato, a ET simulada por PT. Em seguida, a simulação por PT passa a ser mais distante da observada, se sobressaindo a ET de HARG, e a ET simulada em ET_ENS até meados de junho.

A ET é marcada pela sazonalidade, onde as maiores taxas são registradas entre fevereiro e junho e as menores entre agosto e dezembro.

Para o período de validação (Figura 11b), os três primeiros meses do ano são bem simulados com ET_PT, entre os meses de abril e julho, a concordância dos métodos e o Ensemble com a ET observada varia, onde cada mês apresenta uma concordância com um dos métodos. A partir de julho até meados de outubro, os métodos e o Ensemble apresentam uma ótima concordância com a ET observada, no restante do ano, alguns métodos se aproximam mais da ET observada do que outros, no entanto, os valores não são tão discrepantes em relação ao observado. De maneira geral, nos seis primeiros meses do ano, os métodos e o Ensemble subestimam a ET, entre julho-outubro, superestima e em novembro-dezembro, subestima.

Portanto, observa-se que tanto para o período de calibração como para o período de validação, os métodos e o Ensemble subestimam a ET até junho, a partir de julho, o comportamento difere um pouco entre os períodos. Na calibração, o mês de julho é marcado por apenas uma superestimativa de ET_PM e o restante subestima, e nos últimos cinco meses do ano há uma superestimativa. Na validação, entre julho-outubro há uma superestimativa da ET simulada, seguido por uma subestimativa.

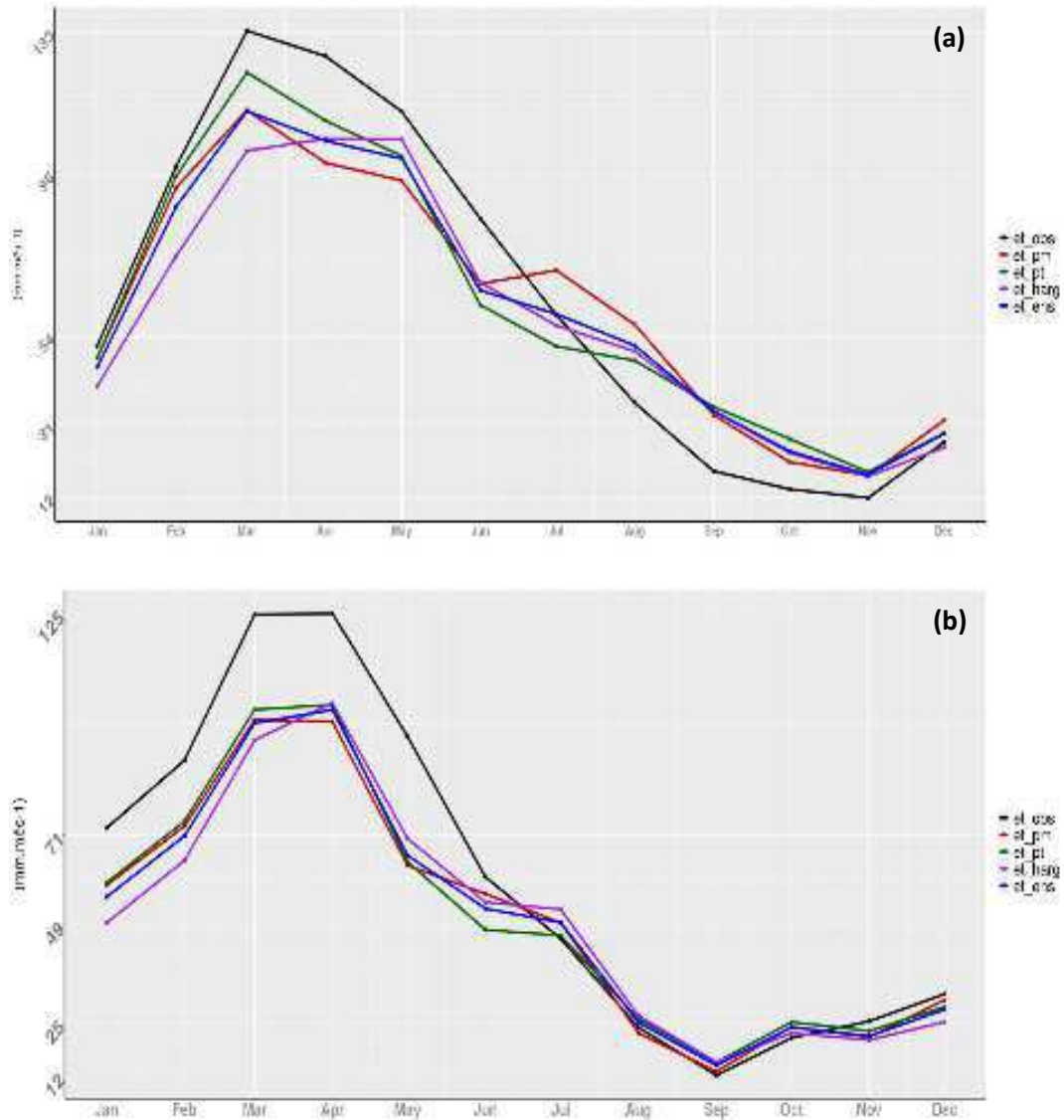


Figura 11. Ciclo anual médio da ET observada (et_obs) na bacia e ET simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) os períodos de (a) calibração (01-01-2003 a 31-12-2009) e (b) validação (01-01-2010 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Diante dos resultados obtidos na Figura 11, procurou-se analisar o comportamento da ET simulada por períodos e assim, foram plotados gráficos de dispersão por trimestres (Figura 12), para que assim se pudesse observar o comportamento por períodos, visto que foi possível notar que determinados métodos apresentaram boas concordâncias com a ET observada em um certo intervalo de tempo, enquanto que em outros não, se sobressaindo um outro método. A equação da reta e o coeficiente de determinação (R^2) também são apresentados na Figura 12.

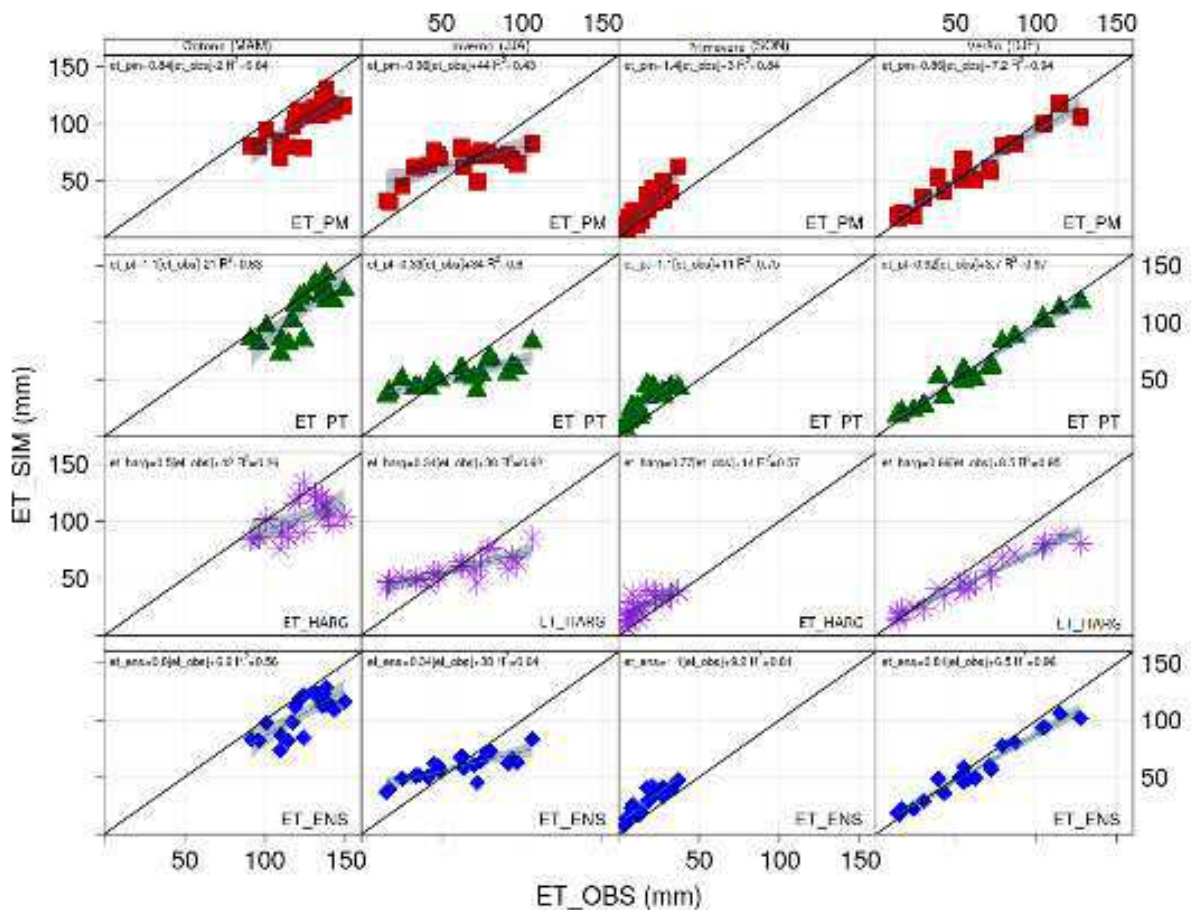


Figura 12. Gráficos de dispersão entre a ET simulada em função da ET observada para cada estação do ano e para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) o período de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009). A reta preta representa a reta 1:1 e a azul a reta da regressão linear. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Para analisar os gráficos de dispersão buscou-se, também, dar ênfase a equação da reta, através do coeficiente $br2$ (Tabela 7), o qual utiliza o coeficiente linear e o coeficiente de determinação em seus cálculos. O coeficiente linear da reta representa a porcentagem do erro naquela simulação. A primeira simulação (de cima para baixo) é a de PM, percebe-se que dentre os trimestres analisados, o trimestre que compreende os meses DJF (verão) é o que apresenta uma maior correlação com a ET observada, estando os pontos bem posicionados sobre a reta, com um valor do R^2 bem próximo a 1 e $br2 = 0,90$, maior valor no decorrer do ano. Para o trimestre MAM, a ET foi subestimada, em JJA, a ET simulada não apresentou uma boa correlação com a ET observada e para SON (período menos seco), a ET foi superestimada.

Para a simulação de PT, o trimestre que a ET mais se aproxima da ET observada é, também, o trimestre DJF, com uma excelente concordância ($R^2 = 0,97$) e os pontos bem distribuídos sobre a reta, apresentando um coeficiente linear de 3,7, ou seja, um pequeno erro,

portanto o $br2$ é satisfatório (0,93). Nos demais trimestres, os valores de R^2 variaram entre 0,53 e 0,75 e o $br2$ não foi considerável, podendo se observar através do coeficiente linear, erros superiores a 10% nos demais períodos do ano.

Em ET_HARG, o trimestre DJF também apresentou o melhor resultado, com $R^2 = 0,95$, no entanto, os outros trimestres não apresentaram valores consideráveis, com R^2 variando entre 0,26 e 0,62 e com $br2$ abaixo de 0,6, além de erros consideráveis nos outros trimestres.

Em ET_ENS, os resultados foram bastante satisfatórios para os quatro trimestres, sendo mais acentuado no trimestre DJF, com $R^2 = 0,96$ e com os resultados dos trimestres JJA e SON se sobressaindo em relação a ET_PT, com pequenos erros na maior parte do ano, tendo apenas o trimestre JJA com o maior erro, no entanto, é próximo ao erro observado no mesmo período para ET_PT. Os valores de $br2$ foram bons e próximos ou superiores em determinados períodos a ET_PT.

Portanto, através da análise da Figura 12 (calibração) é possível concluir que o método de PT foi o método que mais se aproximou da ET observada apenas no trimestre DJF (período chuvoso), nos trimestres MAM foi equivalente a simulação ET_ENS e nos trimestres JJA e SON, a ET_ENS apresentou resultados mais satisfatórios.

Tabela 7. Coeficiente $br2$ aplicado na ET mensal simulada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) durante o período de calibração (01-01-2003 a 31-12-2009).

Períodos	bR2_PM	bR2_PT	bR2_HARG	bR2_ENS
Outono (MAM)	0,53	0,57	0,22	0,48
Inverno (JJA)	0,42	0,48	0,54	0,56
Primavera (SON)	0,54	0,47	0,40	0,53
Verão (DJF)	0,90	0,93	0,73	0,86

Em seguida, foram obtidos os gráficos de dispersão para a validação (Figura 13). Os resultados foram parecidos com os encontrados na calibração, ou seja, as simulações que se sobressaíram na calibração também se sobressaíram na validação, porém com uma maior significância, visto que na validação não tem o efeito do algoritmo ajustando os parâmetros. Na validação, o método de PT simula bem a ET no trimestre DJF (período chuvoso), no entanto, no decorrer dos outros meses, a simulação de PT é equivalente ou inferior a simulação obtida em ET_ENS, por exemplo, no trimestre MAM e JJA, o erro apresentado através do coeficiente linear foi superior ao apresentado por ET_ENS. Os valores de $br2$ (Tabela 7) são levemente maiores do que em ET_ENS no trimestre DJF, MAM, no entanto, ficam bem próximos.

Na validação, ET_ENS mostra uma maior equivalência com o ET_PT, com excelentes valores de R^2 , erros inferiores e próximos aos erros de ET_PT, ou seja, a ET_ENS simula bem a ET no decorrer do ano e o método de PT, mais uma vez, só apresenta bons resultados no período chuvoso corroborando que os métodos se completam nas suas limitações, a simulação obtida com apenas um método não consegue ser satisfatória no decorrer do ano, mas o conjunto desses métodos pode permitir que a simulação seja assertiva durante o ano todo, uma vez que um método pode se sobressair com relação a outro em diferentes períodos no ano.

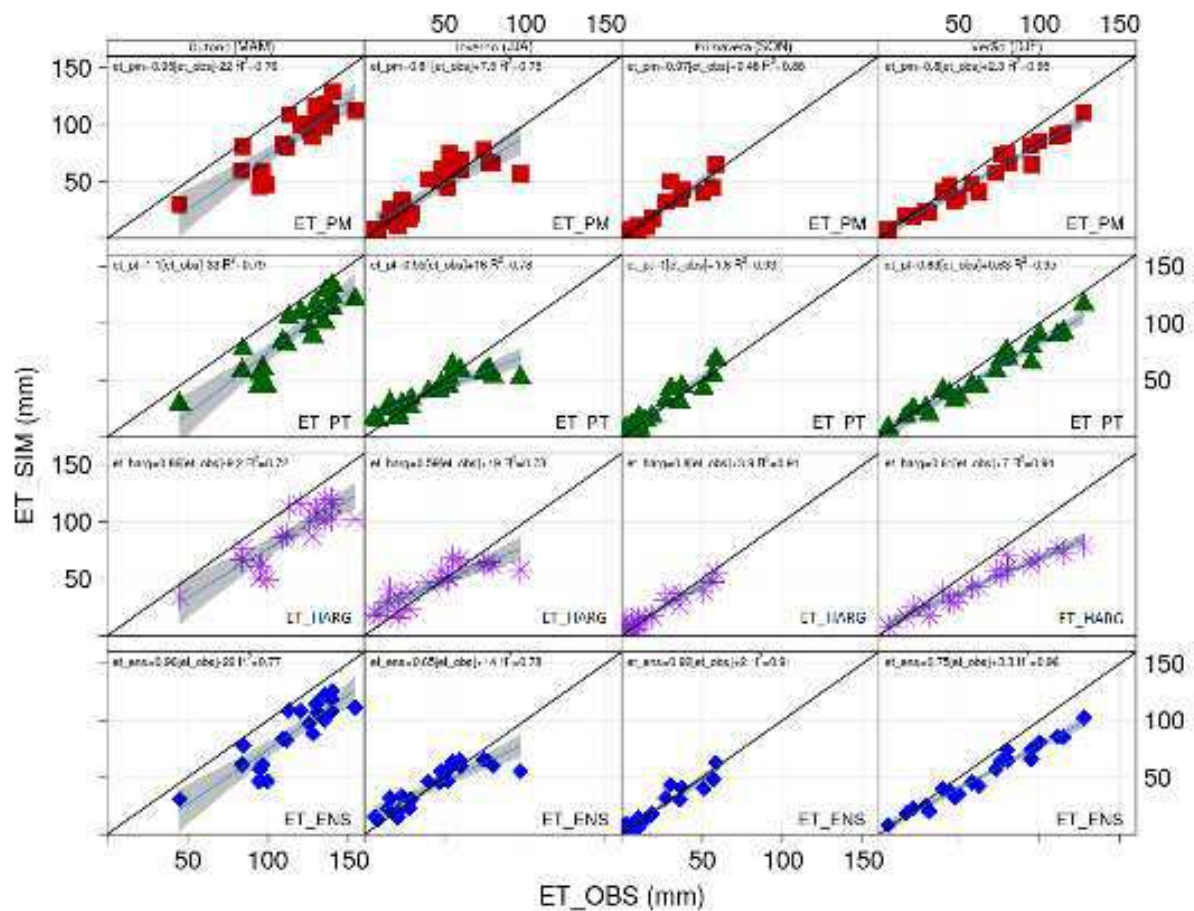


Figura 13. Gráficos de dispersão entre a ET simulada em função da ET observada para os métodos de PM (et_pm), PT (et_pt), HARG (et_harg) e para o conjunto dos métodos (et_ens) o período de validação (01-01-2010 a 31-12-2016). A reta preta representa a reta 1:1 e a azul a reta da regressão linear. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Tabela 8. Coeficiente *br2* aplicado na ET mensal simulada para os métodos de PM (*et_pm*), PT (*et_pt*), HARG (*et_harg*) e para o conjunto dos métodos (*et_ens*) durante o período de validação (01-01-2010 a 31-12-2016).

Períodos	bR2_PM	bR2_PT	bR2_HARG	bR2_ENS
Outono (MAM)	0,59	0,63	0,56	0,60
Inverno (JJA)	0,71	0,64	0,67	0,70
Primavera (SON)	0,87	0,89	0,82	0,89
Verão (DJF)	0,79	0,79	0,65	0,76

5.3 Regime Hidrológico

5.3.1 Análise do regime de vazões

A Figura 14 representa as vazões mensais observadas e simuladas para os métodos de PM (*q_pm*), PT (*q_pt*), HARG (*q_harg*) e para o Ensemble (*q_ens*) no período de calibração e validação. Na Figura 14, observa-se que a vazão simulada representa bem a vazão observada, com algumas diferenças em determinados períodos, mas com pequenas magnitudes. Além disso, observa-se que a vazão simulada subestima a vazão observada nos períodos de cheias, por exemplo, no início dos anos de 2004, 2006, 2008 e 2009. Essa subestimação da vazão simulada nos anos de cheias pelo SWAT também foi observada na aplicação de outros modelos hidrológicos, como o MGB (Modelo de Grandes Bacias), em estudo realizado por Felix e Paz (2016) para essa mesma bacia.

De maneira geral, o SWAT simulou o padrão mensal da vazão observada no rio Piancó, com o período úmido iniciando no mês de fevereiro e se estendendo até meados de maio (quadra chuvosa) e nos demais meses (jun-nov) as vazões são praticamente nulas (FELIX e PAZ, 2016; MEIRA, 2020). No entanto, nota-se que a vazão para o método de PT apresenta a pior destreza, enquanto que para o método de HARG apresenta a melhor destreza, seguida pelo Ensemble.

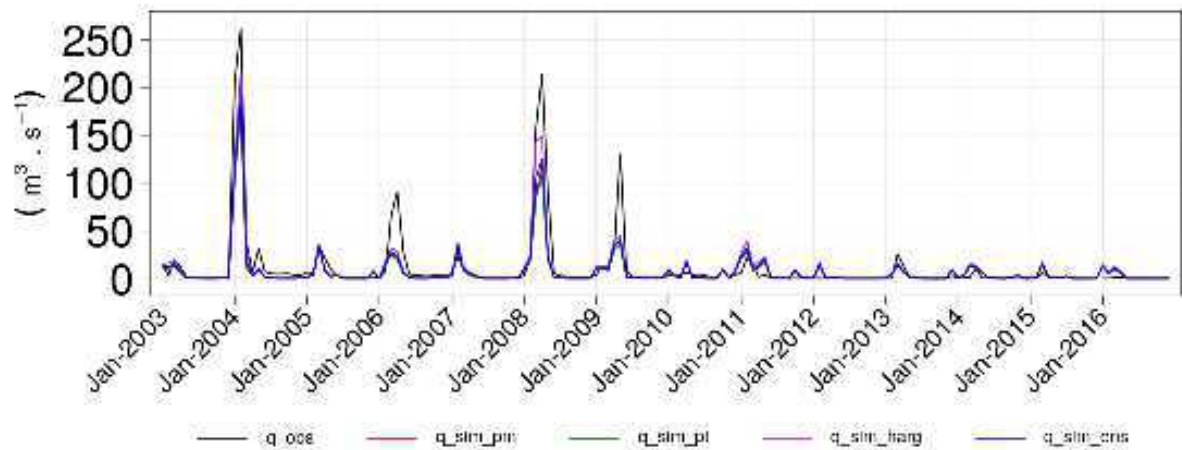


Figura 14. Vazões mensais observadas (preto) e simuladas para os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e para o Ensemble (q_{ens}) no período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016) para o posto fluviométrico Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Na Figura 15 observa-se os gráficos de dispersão da vazão simulada para os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e para o Ensemble (q_{ens}) em função da vazão observada, nota-se que a maioria dos pontos estão concentrados entre $0 \text{ m}^3/\text{s}$ e $50 \text{ m}^3/\text{s}$. A vazão simulada apresenta uma boa concordância com a vazão observada, uma vez que R^2 apresentou um valor significativo (entre 0,88 e 0,89), bem próximo do valor ideal, 1.

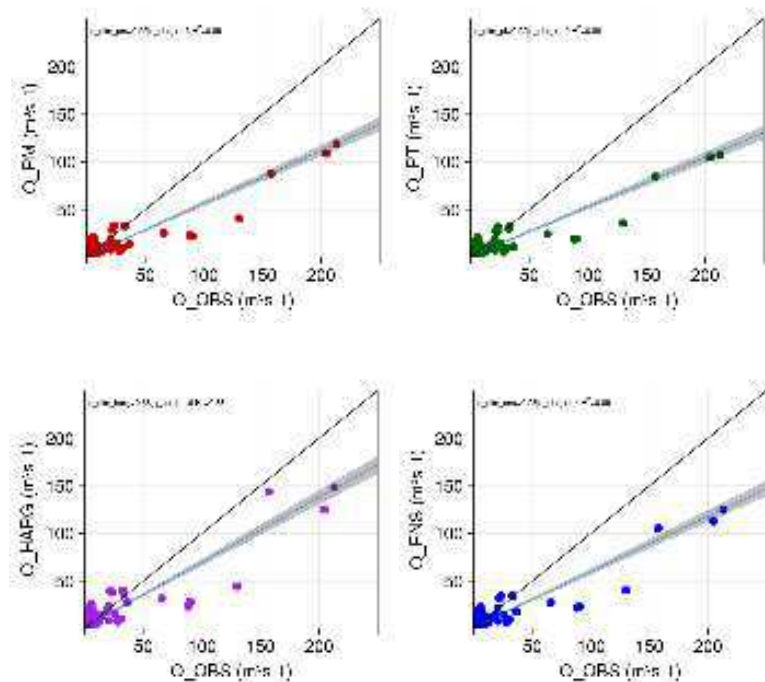


Figura 15. Gráficos de dispersão da vazão simulada em função da vazão para os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e para o Ensemble (q_{ens}) no período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Na Tabela 9 verifica-se os coeficientes de algumas funções aplicadas na vazão mensal simulada para os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e para o Ensemble (q_{ens}) no período de calibração e validação. A partir do *ME* nota-se que, de fato, a vazão é subestimada, pois seu valor é negativo para todos os métodos. O *RMSE* é menor que $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Com relação ao *NSE*, seu valor foi muito bom para todos os métodos e principalmente para o método de HARG (0,83), visto que valores de *NSE* acima de 0,75 é classificado como “muito bom”, por ser uma simulação em escala mensal (MORIASI *et al*, 2007).

Tabela 9. Coeficientes das funções *ME* (*Mean Error*), *RMSE* (*Root-Mean-Square Error*), *NSE* (*Nash-Sutcliffe Efficiency*) e R^2 (coeficiente de determinação) aplicadas na vazão mensal simulada com os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e o Ensemble (q_{ens}) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016).

Funções	q_{sim_PM}	q_{sim_PT}	q_{sim_HARG}	q_{sim_ENS}
ME	-3,84	-4,26	-2,05	-3,38
RMSE	17,97	19,14	14,68	17,07
NSE	0,75	0,72	0,83	0,77
R2	0,89	0,88	0,88	0,89

Na Figura 16 nota-se o ciclo anual das vazões, e de forma nítida, a vazão simulada subestima a vazão observada, tendo apenas o mês de fevereiro, com o método de HARG, que a vazão simulada superestima a vazão observada. O período chuvoso e o período seco também são bem representados pela vazão no ciclo anual, uma vez que a vazão simulada apresenta um comportamento semelhante ao da precipitação ao longo dos anos, com os maiores valores concentrados no período da estação úmida (jan-jun), e os menores valores concentrados na estação seca (jul-nov).

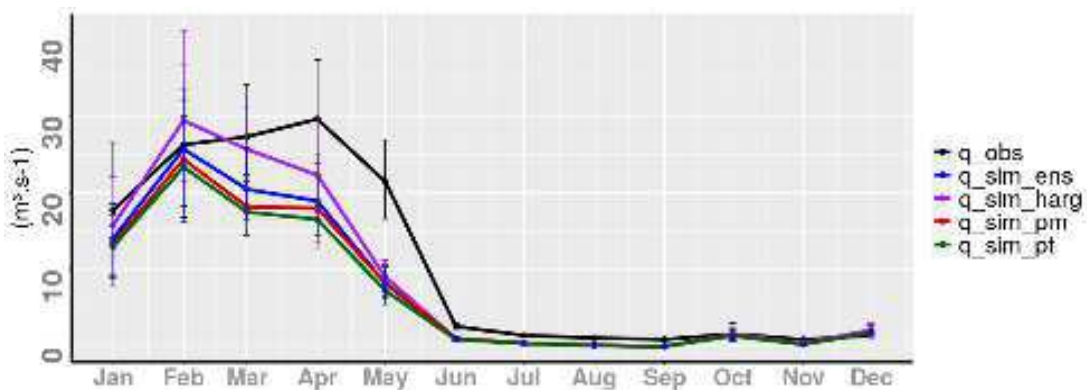


Figura 16. Ciclo anual das vazões observadas (preto) e simuladas para os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e o Ensemble (q_{ens}) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016) para o posto fluviométrico Piancó. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Na Tabela 10 são apresentados os valores da vazão média mensal mínima, média mensal e média mensal máxima observada e simulada para o período seco e chuvoso. Observa-se que a vazão média simulada para o período seco e chuvoso não apresenta grandes discrepâncias com relação às vazões observadas. No entanto, para o período seco a vazão simulada se aproxima mais da vazão observada.

Tabela 10. Vazão média mensal mínima, média e máxima (observada e simulada) para o período seco e chuvoso.

	$\overline{Q_{sec}} (\overline{Q_{mín}}, \overline{Q_{máx}})$	$\overline{Q_{chuv}} (\overline{Q_{mín}}, \overline{Q_{máx}})$
Q_{obs}	1,0 (1,0, 2,0)	24,0 (17,0, 32,0)
Q_{sim}	0,7 (0,4, 1,0)	17,0 (13,0, 23,0)

Na curva de permanência das vazões mensais observadas e simuladas (Figura 17) são perceptíveis, novamente, as subestimativas do modelo, principalmente nas vazões de pico, enquanto que nas vazões com permanência entre 20% e 30% observa-se superestimadas pelo modelo. Nas vazões com permanência em até 10%, o método de HARG se sobressai por ser o método com a vazão mais próxima da vazão observada.

Destaca-se a diferença dos resultados da vazão e da ET: para a ET, o método de PT teve a melhor destreza na simulação da ET, por outro lado, quando se avalia o efeito na vazão, o método de HARG se sobressai com uma melhor destreza. Diante disso, a análise da vazão torna mais forte a necessidade de se utilizar o Ensemble, uma vez que obteve a segunda melhor colocação para ambas as variáveis.

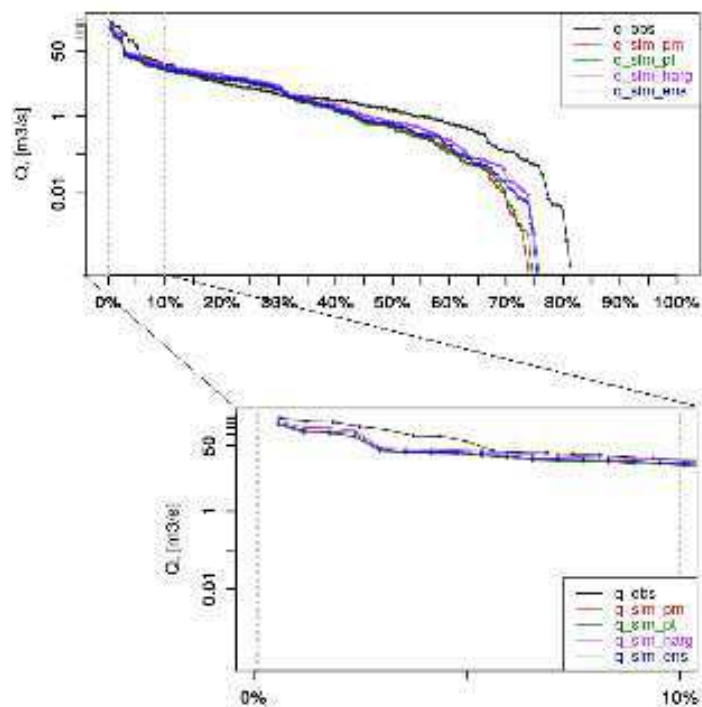


Figura 17. Curva de permanência das vazões mensais observadas (preto) e simuladas para os métodos de PM (q_{pm}), PT (q_{pt}), HARG (q_{harg}) e o Ensemble (q_{ens}) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016), com detalhe para as vazões superadas em até 10%. Fonte: Elaborada pela autora (2022).

5.3.2 Análise dos componentes do balanço hídrico

Sabendo que as mudanças demográficas, as políticas de uso da água e da terra, as mudanças climáticas, a frequência e as intensidades irregulares das chuvas influenciam os recursos hídricos, se faz necessário, avaliar as mudanças nos processos hidrológicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica, em vários níveis espaço-temporais (GUPTA *et al.*, 2020).

Diante disso, os componentes do balanço hídrico (evapotranspiração, escoamentos e precipitação) foram avaliados como pode ser visto na Figura 18.

5.3.2.1 Ciclo anual

Analisando a Figura 18, nota-se que o ciclo anual médio da evapotranspiração para o período de 2003 a 2016, acompanha o ciclo da precipitação, a qual apresenta uma alta variabilidade interanual, e seus valores estão entre 19 e 105 mm. A evapotranspiração apresenta valores mais altos entre os meses de janeiro a junho, tendo no mês de março os valores médios mais elevados, uma vez que o período de maior precipitação da bacia hidrográfica do rio Piancó

está concentrado no primeiro semestre (estação úmida), seguido por um período de decréscimo nos valores, entre os meses de julho e novembro, tendo o mês de setembro atingindo valor médio mínimo de 2,6 mm.

Segundo Felix e Paz (2016), a variabilidade interanual e intra anual da evapotranspiração na bacia do rio Piancó é condicionada pela ocorrência de precipitação, e isso é um resultado esperado, visto que o grande potencial evapotranspirativo típico da região semiárida, de certa forma é atendido conforme a ocorrência de chuvas ao longo dos anos.

Observando o escoamento total anual médio (Figura 18b) nota-se que o comportamento dessa variável também se assemelha, na maioria dos meses ao comportamento sazonal da precipitação, com um aumento de janeiro a abril, tendo o mês de abril com o maior valor. O escoamento total varia entre valores próximos a 0 e 11 mm. Os meses de agosto, setembro e novembro é marcado por um escoamento total muito próximo a zero e uma precipitação com valores baixos (entre 2 e 10 mm), visto que esses meses estão dentro da estação seca da região, logo de acordo com a Figura 18b, o pouco que precipita é utilizado na evapotranspiração. Ou seja, após a precipitação, o processo de evapotranspiração é satisfeito, utilizando grande demanda da precipitação, fazendo assim com que apenas uma pequena parte seja escoada, pode-se dizer que o que precipita é utilizado quase que “totalmente” na demanda de evapotranspiração. A evapotranspiração neste período apresenta valores que variam entre 25 e 38 mm.

Analisando o comportamento anual médio de cada um dos escoamentos (superficial, subsuperficial e de base) (Figura 18c), nota-se que o comportamento do escoamento superficial, que está associado com a parcela de água precipitada que percorre superficialmente até atingir os cursos d'água, apresenta valores entre 0 e 11 mm. O escoamento superficial é maior na estação úmida e menor no período da estação seca.

Tais resultados condiz com os estudos realizados por Felix e Paz (2016). Tais autores observaram os processos hidrológicos em bacia hidrográfica do semiárido paraibano com modelagem hidrológica distribuída e encontraram que quanto maior o total precipitado, maior é o escoamento superficial, mas também se observa que, quanto maior a precipitação anual, maior proporção desse total é transformado em escoamento superficial. No entanto, os tipos de solos encontrados na bacia também influenciam no escoamento superficial. Os solos neossolos, que foram encontrados na maior parte da bacia hidrográfica, possuem grande geração de escoamento superficial, visto que esse tipo de solo apresenta, um caráter sódico, uma menor profundidade e, conseqüentemente, são encharcados rapidamente durante eventos

pluviométricos intensos, gerando, assim, um maior escoamento. Com relação ao ciclo anual médio do escoamento subsuperficial, também, segue a sazonalidade da precipitação e apresenta comportamento semelhante ao escoamento superficial. O escoamento de base foi desprezível.

Diante disso, percebe-se que a geração de escoamento segue o comportamento sazonal da precipitação, ou seja, com um maior total precipitado, se tem uma maior geração de escoamento tanto superficial como subsuperficial.

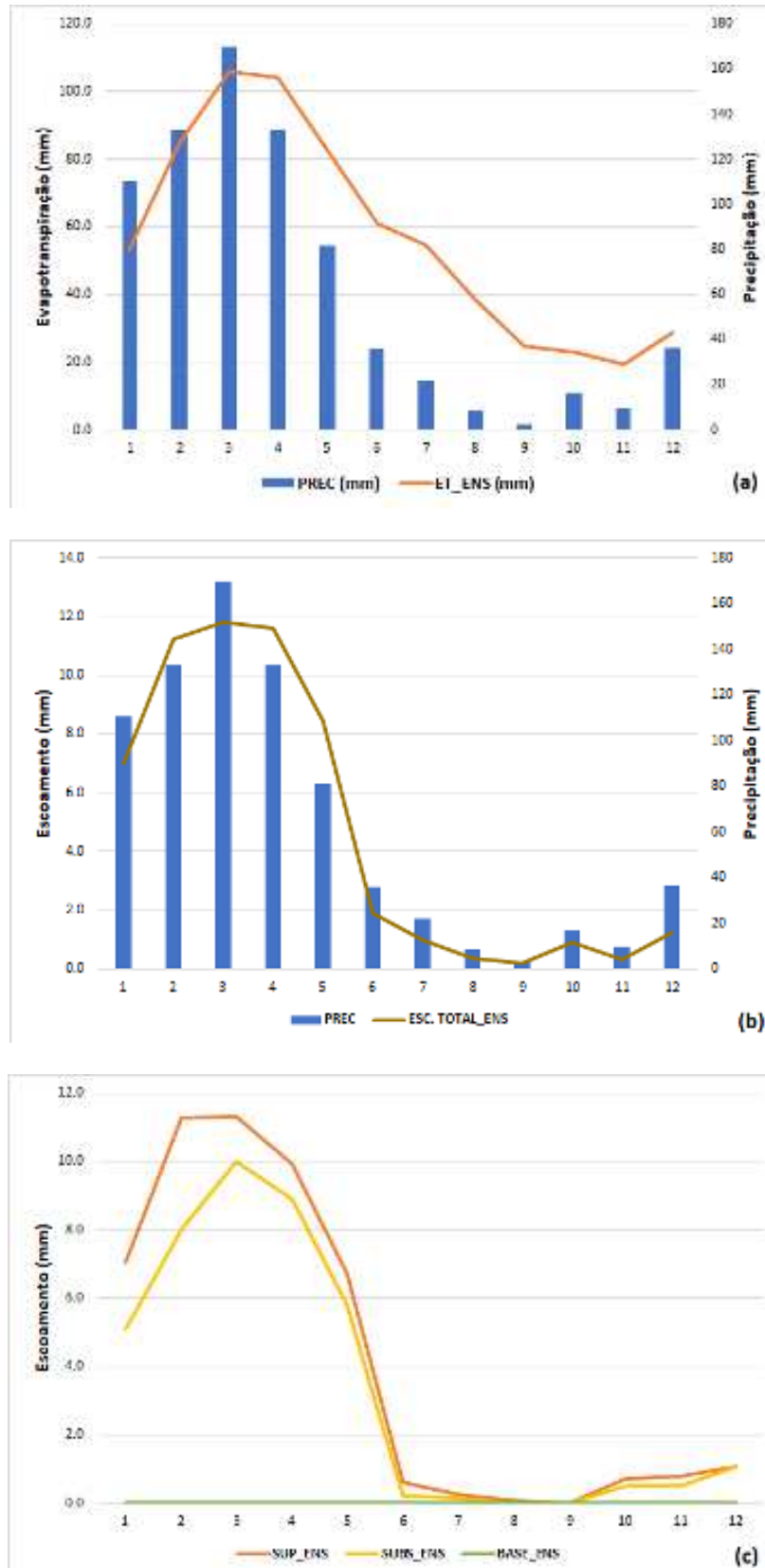


Figura 18. Ciclo anual médio da (a) precipitação e da evapotranspiração, (b) precipitação e escoamento total e (c) escoamentos (superficial, subsuperficial e de base) para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).

5.3.2.2 Padrões espaciais

A Figura 19 mostra o padrão espacial anual da precipitação, evapotranspiração e escoamento total sobre a bacia do rio Piancó do Ensemble. De maneira geral, as sub-bacias com os maiores acumulados de precipitação são as sub-bacias com elevadas taxas de ET, no entanto, algumas sub-bacias fogem dessa regularidade. Percebe-se que, a bacia do rio Piancó apresenta uma certa homogeneidade, com valores de ET dentro de uma certa variação, os quais são bem elevados ao longo da maioria das sub-bacias. Observando a geração de escoamento total, nota-se que o seu comportamento apresenta variações, sendo mais elevado nas sub-bacias com a maior predominância de solos neossolos (Figura 4), solos com pequeno desenvolvimento e baixa retenção de água, os quais possui uma maior geração de escoamento total, resultado que é esperado.

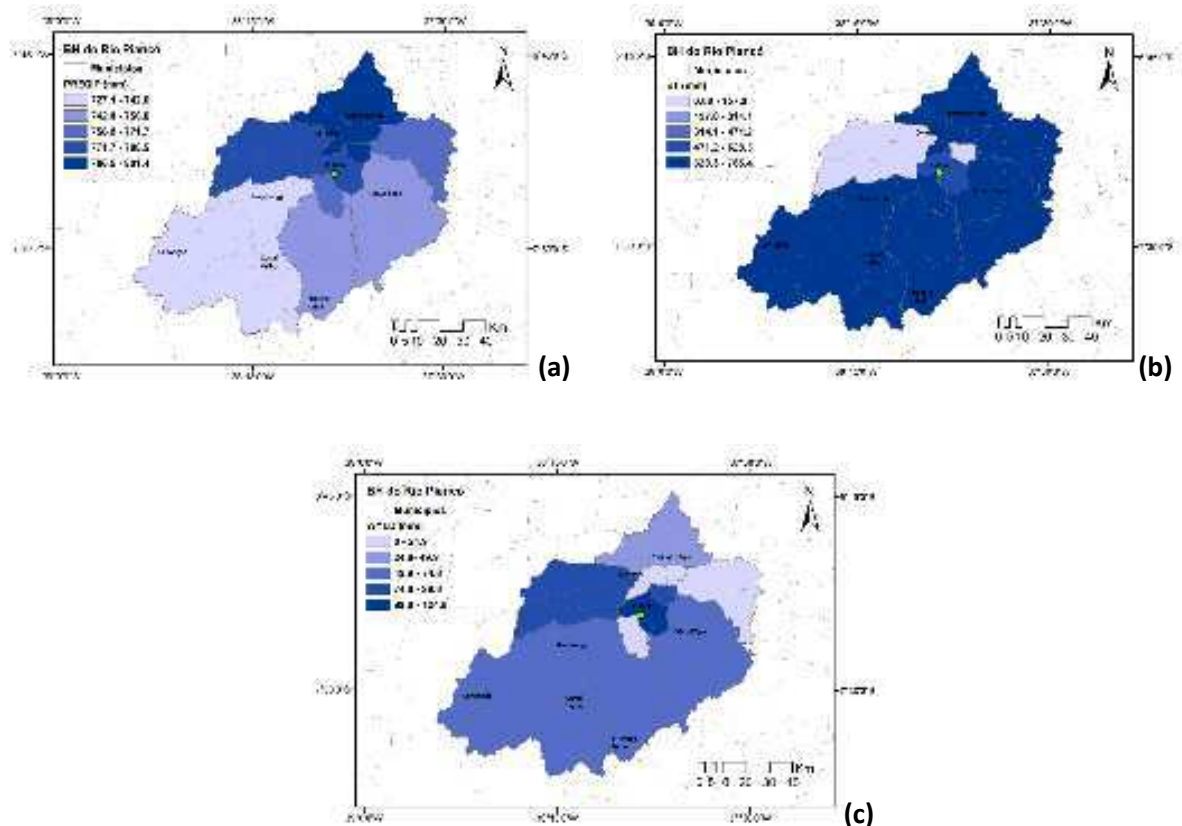


Figura 19. Padrão espacial anual médio da (a) precipitação, (b) evapotranspiração e (c) escoamento total na Bacia do rio Piancó, para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).

5.3.2.3 Análise da variabilidade hidroclimática dos componentes do balanço hídrico

Na busca da compreensão da alteração no regime de precipitação de uma bacia, causada pela variabilidade/mudança climática e a sua consequência sobre os componentes do balanço de água superficial foi feita a análise da magnitude da tendência experimentada por estes componentes. Essa análise é importante, dado que o Nordeste brasileiro passou, recentemente, por uma seca hidrometeorológica severa, que começou em meados dos anos de 2012 e se estendeu até meados de 2018. O período foi marcado pela ocorrência de um forte evento de El Niño entre 2015-2016, que agravou ainda mais a seca na região Nordeste (LEVINE E MCPHADEN, 2016).

Portanto, a Figura 20 apresenta as tendências estimadas com o uso do método de *Theil-Sem* dos totais anuais de 2003 a 2016, médios na bacia, para a Precipitação (P), evapotranspiração (E) e escoamento total (Q) para o Ensemble e a Tabela 10 mostra os valores relativos em porcentagem, por ano, dessas tendências.

É notável que as variáveis sofreram redução, no período estudado, e em especial a vazão. Enquanto a precipitação sofreu uma redução de 2,3% por ano e a evapotranspiração 1,4% por ano, a vazão reduziu em 4,7% por ano. Sabe-se que as suposições são frágeis, pois o período de anos é relativamente curto (14 anos), no entanto, o objetivo não é identificar uma mudança no padrão, mas, entender, num curto espaço de tempo, devido ao período das simulações, parte dos efeitos causados pela seca, que se iniciou em meados de 2012.

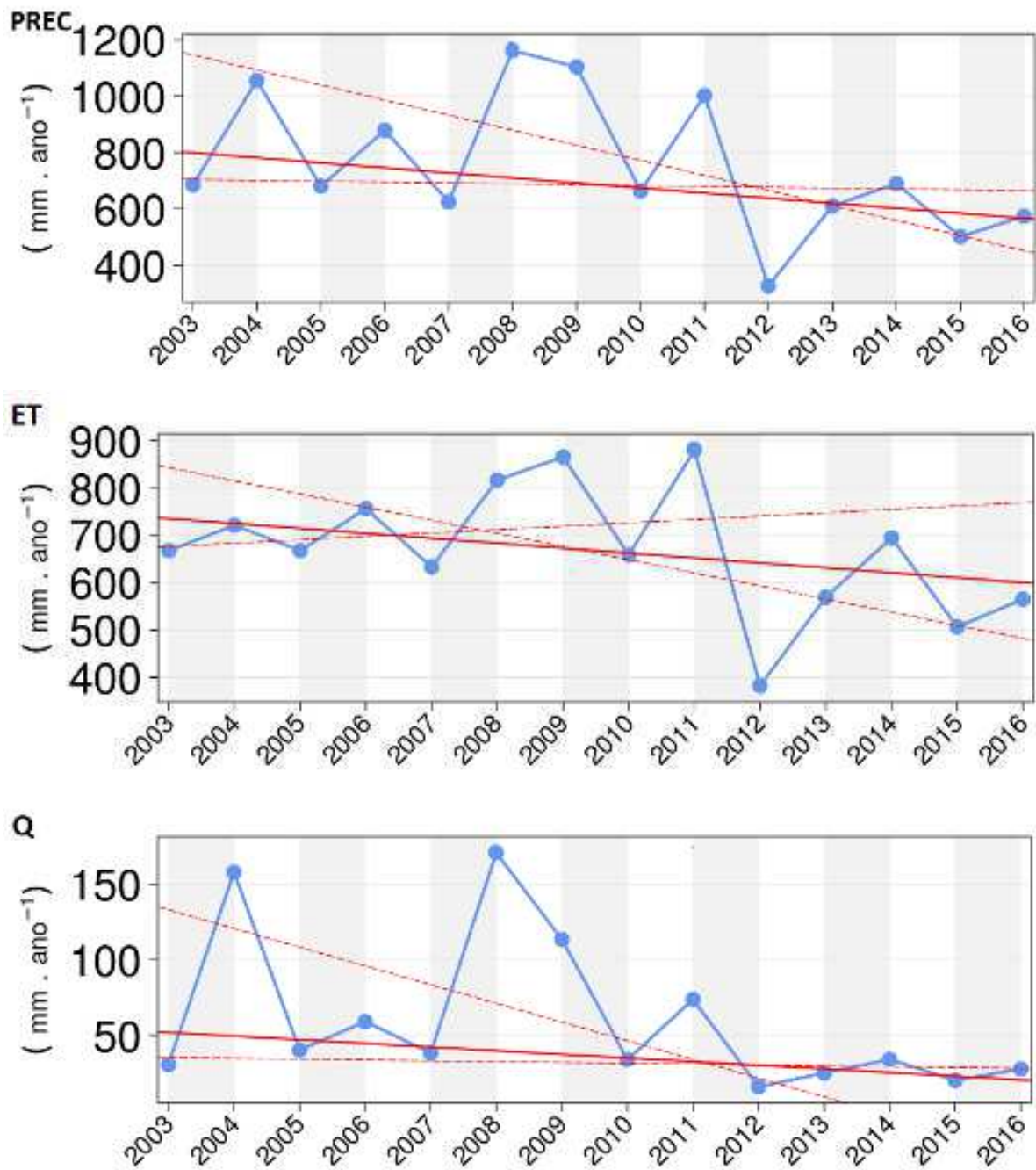


Figura 20. Tendências dos totais anuais de 2003 a 2016, médios na bacia, para a Precipitação (P), evapotranspiração (E) e escoamento total (Q) para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016). Fonte: Elaborada pela autora (2022).

Tabela 11. Tendências em ($mm\ ano^{-1}$) (relativas em % por ano) para o conjunto dos métodos (Ensemble) para o período de calibração e validação (01-01-2003 a 31-12-2016).

Componentes hidrológicas	P (Precipitação)	ET (Evapotranspiração)	Q (Vazão)
Tendência ($mm\ ano^{-1}$) relativa em % por ano	-17,9 (-2,3%)	-10,4 (-1,4%)	-2,4 (-4,7%)

6. CONCLUSÕES

Este trabalho fez uso de simulações hidrológicas utilizando o modelo SWAT (janeiro/1980-dezembro/2016), com distintos métodos para calcular a ET na bacia do rio Piancó (Método de Priestley-Taylor, Penman-Monteith e Hargreaves). Foram selecionados os anos de 2003 a 2009 para calibração do modelo e os anos de 2010 a 2016 para validação.

A calibração foi realizada para a evapotranspiração estimada a partir de cada um dos métodos. Diante dos resultados, foi possível concluir que o método de Priestley-Taylor foi o método que mais se aproximou da ET observada no trimestre DJF (período chuvoso), nos trimestres MAM foi equivalente a simulação da ET para o conjunto dos métodos (Ensemble) e nos trimestres JJA e SON, a ET do Ensemble apresentou resultados mais satisfatórios. De maneira geral, o método de Priestley-Taylor foi o método que apresentou o melhor desempenho na simulação da ET, seguido pelo conjunto dos métodos (Ensemble) com resultados bons ou equivalentes ao método de Priestley-Taylor, o método de Penman-Monteith mostrou resultados intermediários, enquanto que o método de Hargreaves apresentou a pior destreza na simulação da ET.

O SWAT simulou satisfatoriamente a sazonalidade da ET. As simulações hidrológicas apresentaram diferentes resultados conforme o método utilizado para estimar a ET. E isso não significa que apenas um determinado método de estimar a ET é o certo, e sendo assim este deve ser utilizado, os métodos de estimativa da ET se complementam nas suas limitações. Há situações onde um método de estimativa de ET apresenta o melhor resultado em um determinado período, mas em outro não, e/ou em determinadas condições e em outras não, e esses são elementos que reafirmam a incerteza na simulação da ET na bacia.

Quanto às vazões simuladas, o modelo apresentou resultados mais favoráveis na simulação das vazões mínimas em relação às vazões máximas isso pode estar associado com os dados de precipitação que podem estar subestimados. No entanto, a sazonalidade da vazão média mensal na bacia do rio Piancó foi bem simulada. Observou-se que a simulação realizada utilizando o método de Hargreaves apresentou uma maior destreza na vazão. Em seguida, o conjunto dos métodos (Ensemble) e logo após, o método de Penman-Monteith. O método de Priestley-Taylor possui a pior destreza na simulação da vazão.

Constata-se uma diferença dos resultados para a vazão e para a ET: para a simulação da ET, o método de Priestley-Taylor teve a melhor destreza, por outro lado, quando se avalia o efeito na vazão, o método de Hargreaves se sobressai com uma melhor destreza. Diante disso,

a análise da vazão torna mais forte a necessidade de se utilizar o Ensemble, uma vez que obteve a segunda melhor posição para ambas as variáveis. Torna-se importante ressaltar que as incertezas das fontes dos dados, como também, as distintas fontes de dados utilizadas influenciam nos resultados obtidos para os diferentes métodos analisados.

Com a análise de tendência do conjunto dos métodos (Ensemble) foi possível observar que a seca enfrentada entre os anos de 2012 a meados de 2018 trouxe reduções para os componentes do balanço hídrico (precipitação, evapotranspiração e vazão) médias na bacia do rio Piancó, principalmente para a vazão. A precipitação apresentou uma redução de 2,3%, a evapotranspiração (1,4%) e a vazão apresentou uma redução de 4,7%, ou seja, a vazão sofreu significativa redução, no período estudado.

Por fim, enfatiza-se que a vazão simulada a partir das simulações calibradas pela evapotranspiração apresentou um bom desempenho, indicando o potencial desse método para bacias com pouca disponibilidade de dados de vazão in loco, como a análise de balanço hídrico e tendência dos parâmetros. Além disso, a avaliação dos distintos métodos de estimativa de evapotranspiração potencial mostrou que a média das simulações (ensemble) pode ser mais vantajosa do que o uso de um único método.

7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Este trabalho utilizou dados estimados de evapotranspiração potencial para calibração do modelo SWAT. No entanto, esses dados apresentam incertezas. Portanto, recomenda-se para trabalhos futuros a utilização de diversas fontes de dados de entrada para o modelo, inclusive a partir de medidas observacionais in loco. Outra possibilidade seria, recalibrar o modelo utilizando os dados de vazão e comparar os desempenhos das diferentes calibrações.

Recomenda-se, também, que em trabalhos futuros, a análise de tendência seja feita em um estudo aumentando os anos das séries de dados, para que assim, se tenha uma melhor representação das possíveis alterações no padrão das variáveis estudadas, dada o grau de complexidade dessa análise, como também, aconselha-se que seja feita uma análise de tendência da umidade do solo durante o período de seca que foi analisado neste trabalho.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBASPOUR, K. C., JOHNSON, C. A., E VAN GENUCHTEN, M. T. (2004). Estimating Uncertain Flow and Transport Parameters Using a Sequential Uncertainty Fitting Procedure. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1340–1352. <https://doi.org/10.2113/3.4.1340>
- ABBASPOUR, K. C., ROUHOLAHNEJAD, E., VAGHEFI, S., SRINIVASAN, R., YANG, H., E KLØVE, B. (2015). A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *Journal of Hydrology*, 524, 733–752. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027>
- ABIODUN, O., GUAN, H., POST, V., E BATELAAN, O. (2017). Comparison of MODIS and SWAT Evapotranspiration over a Complex Terrain at Different Spatial Scales. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–36. <https://doi.org/10.5194/hess-2017-599>
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). (2016). Plano De Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica Do rio Piancó-Piranhas-Açu. *Agência Nacional de Águas (ANA)*, 167. http://piranhasacu.ana.gov.br/produtos/PRH_PiancoPiranhasAcu_ResumoExecutivo_30062016.pdf
- AMORIM, A. C. B., CHAVES, R. R., E SILVA, C. M. S. E. (2014). Influence of the Tropical Atlantic Ocean's Sea Surface Temperature in the Eastern Northeast Brazil Precipitation. *Atmospheric and Climate Sciences*, 04(05), 874–883. <https://doi.org/10.4236/acs.2014.45077>
- ANAND, J., GOSAIN, A. K., E KHOSA, R. (2018). Prediction of land use changes based on Land Change Modeler and attribution of changes in the water balance of Ganga basin to land use change using the SWAT model. *Science of the Total Environment*, 644, 503–519. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.017>
- ANDRADE, C. W. L., MONTENEGRO, S. M. G. L., LIMA, J. R. DE S., MONTENEGRO, A. A. D. A., E SRINIVASAN, R. (2017). Análise de sensibilidade de parâmetros do modelo SWAT em uma sub-bacia da Região Nordeste, Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, 51(2), 440–453. http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/GEBIS-RJ/RBG/RBG_1995_v57_n1.pdf
- ANTUNES, T. A. (2015). Modelagem Hidrológica da Bacia Hidrográfica do Alto Canoas Através do Modelo Swat. *Dissertação (Mestrado) - Uiversidade do Estado de Santa Catarina*, 130. https://www.udesc.br/arquivos/cav/id_cpmenu/1482/Disserta__o_Thiago_Alves_An

tunes_15683966069017_1482.pdf

- ARAÚJO FILHO, P. F. DE, CABRAL, J. J. S. P., ANTONINO, A. C. D., E SAULNIER, G.-M. (2005). Modelagem Hidrológica da Bacia do Riacho Gameleira (Pernambuco) Utilizando TOPSIMPL, uma Versão Simplificada do Modelo TOPMODEL. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10(2), 61–72. http://www.abrh.org.br/sgcv3/UserFiles/Sumarios/c7e3e91a66a10045e2cb2285a52e038d_435f0d0c71f14923d17d3f890b54a8d9.pdf
- ARNOLD, J. ., KINIRY, R., SRINIVASAN, J. R., WILLIAMS, S. L., E NEITSCH, J. G. (2012). Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, Version 2012. *Texas: Texas Water Resources Institute*, 1–647.
- ARNOLD, J. G., MORIASI, D. N., GASSMAN, P. W., ABBASPOUR, K. C., WHITE, M. J., SRINIVASAN, R., SANTHI, C., HARMEL, R. D., VAN GRIENSVEN, A., VAN LIEW, M. W., KANNAN, N., E JHA, M. K. (2012). SWAT: Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1491–1508.
- BADGLEY, G., FISHER, J. B., JIMÉNEZ, C., TU, K. P., E VINUKOLLU, R. (2015). On uncertainty in global terrestrial evapotranspiration estimates from choice of input forcing datasets. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1449–1455. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0040.1>
- BALDISSERA, G. C. (2005). Aplicabilidade do Modelo de Simulação Hidrológica SWAT (Soil And Water Assessment Tool), para a Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá / MT. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Do Mato Grosso. Cuiabá - MT*, 148. www.pgfa.ufmt.br
- BECKERS, J., SMERDON, B., E WILSON, M. (2009). Review of hydrologic models for forest management and climate change applications in British Columbia and Alberta. *Forrex Forum for Research and Extension in Natural Resources*, 25, 179. www.forrex.org/publications/forrexseries/fs25.pdf
- BENAMAN, J., SHOEMAKER, C. A., E HAITH, D. A. (2005). Calibration and Validation of Soil and Water Assessment Tool on an Agricultural Watershed in Upstate New York. *Journal of Hydrologic Engineering*, 10(5), 363–374. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1084-0699\(2005\)10:5\(363\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1084-0699(2005)10:5(363))
- BONUMÁ, N. B., ROSSI, C. G., ARNOLD, J. G., REICHERT, J. M., E PAIVA, E. M. C. D. (2013). Hydrology evaluation of the soil and water assessment tool considering measurement uncertainty for a small watershed in Southern Brazil. *Applied Engineering*

- in Agriculture*, 29(2), 189–200. <https://doi.org/10.13031/2013.42651>
- BRANDÃO, V. S., CECÍLIO, R. A., PRUSKI, F. F., E SILVA, D. D. DA. (2006). *Infiltração da água no solo*. 120.
- BRASIL. (1997). *LEI Nº 9.433, DE 08 DE JANEIRO DE 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 1*. http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L9433.htm
- BRASIL. (1988). *Meio Ambiente. Art. 225 da Constituição Federal de 1988*. https://www.senado.leg.br/atividade/const/con1988/CON1988_05.10.1988/art_225_.asp
- CARVALHO NETO, J. G. DE, SRINIVASAN, V. S., E RUFINO, I. A. A. (2011). Aplicação do modelo SWAT para estudo de cenários hipotéticos na bacia hidrográfica do riacho dos namorados no Cariri Paraibano. *Revista Geográfica Acadêmica*, 5(1), 48–58. [http://www.rga.ggf.br/index.php?journal=rga&page=article&op=view&path\[\]=166&path\[\]=109](http://www.rga.ggf.br/index.php?journal=rga&page=article&op=view&path[]=166&path[]=109)
- CASTRO, K. B. (2013). Avaliação do modelo SWAT na simulação da vazão em bacia agrícola do Cerrado intensamente monitorada. *Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília. Brasília - DF*, 141.
- CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. A. (2001). Atmospheric Circulation Features Associated with Rainfall Variability over Southern Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 129(10), 2614–2626.
- COELHO NETTO, A. L. (1998). Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Ed.). *Geomorfologia, Uma Atualização de Bases e Conceitos.*, 3 ed. Rio, 93–148.
- COENDERS-GERRITS, A., VAN DER ENT, R., BOGAARD, T. ET AL. (2014). Uncertainties in transpiration estimates. *Nature* 506, E1–E2. <https://doi.org/10.1038/nature12925>
- COLLISCHONN, W., E TUCCI, E. C. M. (2003). Ajuste Multiobjetivo dos Parâmetros de um Modelo Hidrológico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(3), 27–39.
- CONOVER, W. J. (1999). Practical Nonparametric Statistics. In J. W. and S. New York (Ed.), *Technometrics* (3 ed, Vol. 23, Issue 4). <https://doi.org/10.2307/1268234>
- DA SILVEIRA, A. L. L. (2009). Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. *Hidrologia: Ciência e Aplicação*, 4, 35–52.
- DE ANDRADE, CAROLYNE W.L., MONTENEGRO, S. M. G. L., MONTENEGRO, A. A.

- A., LIMA, J. R. D. S., SRINIVASAN, R., E JONES, C. A. (2019). Soil moisture and discharge modeling in a representative watershed in northeastern Brazil using SWAT. *Ecohydrology and Hydrobiology*, 19(2), 238–251. <https://doi.org/10.1016/j.ecohyd.2018.09.002>
- DE OLIVEIRA SERRÃO, E. A., SILVA, M. T., FERREIRA, T. R., DE ATAIDE, L. C. P., WANZELER, R. T. S., DA SILVA, V. DE P. R., DE LIMA, A. M. M., E DE SOUSA, F. DE A. S. (2021). Large-Scale hydrological modelling of flow and hydropower production, in a Brazilian watershed. *Ecohydrology and Hydrobiology*, 21(1), 23–35. <https://doi.org/10.1016/j.ecohyd.2020.09.002>
- DE OLIVEIRA, V. A., DE MELLO, C. R., VIOLA, M. R., E SRINIVASAN, R. (2018). Land-use change impacts on the hydrology of the upper grande River Basin, Brazil. *Cerne*, 24(4), 334–343. <https://doi.org/10.1590/01047760201824042573>
- DEVIA G. K., GANASRI B. P., D. G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007.
- DHI WATER & ENVIRONMENT. (2008). MIKE-SHE user manual. *DHI. Estocolmo*, 436. <http://www.dhigroup.com/>
- DRUMOND, A., NIETO, R., TRIGO, R., AMBRIZZI, T., SOUZA, E., E GIMENO, L. (2010). A lagrangian identification of the main sources of moisture affecting northeastern Brazil during its pre-rainy and rainy seasons. *PLoS ONE*, 5(6), e11205. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0011205>
- DURÃES, M. F., MELLO, C. R. DE, E NAGHETTINI, M. (2011). Applicability of the swat model for hydrologic simulation in Paraopeba River basin, MG. *Cerne*, 17(4), 481–488. <https://doi.org/10.1590/s0104-77602011000400006>
- EMBRAPA SOLOS. (2018). Sistema brasileiro de classificação de solos. *Embrapa Solos*, 353. <https://www.embrapa.br/busca-de-publicacoes/-/publicacao/1094003/sistema-brasileiro-de-classificacao-de-solos>
- ESCARIÃO, R., MONTENEGRO, S., AZEVEDO, J., E NETO, A. (2013). Influência do Modelo Hidrológico na Avaliação da Sensibilidade dos Recursos Hídricos a Cenários de Mudanças Climáticas em Região Semiárida. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(3), 81–91. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v17n3.p81-91>
- EUCLYDES, H. P.; FERREIRA, P. A.; FARIA FILHO, R. F. R. (2005). Atlas digital das águas de Minas. *UFV*, 78.
- FELIX, V. DE S., E DA PAZ, A. R. (2016). Representação dos processos hidrológicos em

- bacia hidrográfica do semiárido paraibano com modelagem hidrológica distribuída. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 21(3), 556–569. [HTTPS://DOI.ORG/10.1590/2318-0331.011616009](https://doi.org/10.1590/2318-0331.011616009)
- FIGUEIREDO, P. A.; HONDA, E. A. (2008). Influência do uso do solo na vazão e na qualidade da água em três bacias hidrográficas do oeste Paulista. *Instituto Florestal Série Registros, São Paulo.*, 36, 181–186.
- FOLEY, J. A., DEFRIES, R., ASNER, G. P., BARFORD, C., BONAN, G., CARPENTER, S. R., CHAPIN, F. S., COE, M. T., DAILY, G. C., GIBBS, H. K., HELKOWSKI, J. H., HOLLOWAY, T., HOWARD, E. A., KUCHARIK, C. J., MONFREDA, C., PATZ, J. A., PRENTICE, I. C., RAMANKUTTY, N., E SNYDER, P. K. (2005). Global consequences of land use. *Science*, 309(5734), 570–574. <https://doi.org/10.1126/science.1111772>
- FONTES JÚNIOR, R. V. P. (2016). Experimentação e modelagem hidrológica aplicada à bacia do Alto Ipanema–PE. *Tese (Doutorado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife*, 160.
- FRANCO, A. C. L. (2017). Calibração do modelo SWAT com evapotranspiração proveniente de sensoriamento remoto e vazão observada. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina*, 166.
- GHORABA, S. M. (2015). Hydrological modeling of the Simly Dam watershed (Pakistan) using GIS and SWAT model. *Alexandria Engineering Journal*, 54(3), 583–594. <https://doi.org/10.1016/j.aej.2015.05.018>
- GOMES, HELBER B., AMBRIZZI, T., PONTES DA SILVA, B. F., HODGES, K., SILVA DIAS, P. L., HERDIES, D. L., SILVA, M. C. L., E GOMES, H. B. (2019). Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. *Climate Dynamics*, 53(3–4), 1393–1411. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04667-7>
- GOMES, HELBER BARROS, AMBRIZZI, T., HERDIES, D. L., HODGES, K., E PONTES DA SILVA, B. F. (2015). Easterly wave disturbances over Northeast Brazil: An observational analysis. *Advances in Meteorology*. <https://doi.org/10.1155/2015/176238>
- GOMES, R. DOS S. (2020). Influência da variabilidade climática nos volumes dos reservatórios do Nordeste do Brasil. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Do Rio Grande Do Norte. Natal - RN*, 139.
- GUERRA, A. T. (1993). Dicionário geológico-morfológico. *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística: Rio de Janeiro*, 446.
- GUPTA, A., HIMANSHU, S. K., GUPTA, S., E SINGH, R. (2020). Evaluation of the SWAT

- Model for Analysing the Water Balance Components for the Upper Sabarmati Basin. *Lecture Notes in Civil Engineering*, 39, 141–151. https://doi.org/10.1007/978-981-13-8181-2_11
- HELSEL, D. R., HIRSCH, R. M., RYBERG, K. R., ARCHFIELD, S. A., E GILROY, E. J. (2020). Statistical Methods in Water Resources Techniques and Methods 4 – A3. *USGS Techniques and Methods*.
- HIDROWEB (2022). Disponível em: <<https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>>. Acesso em 12 de Janeiro de 2022.
- IBI ENGENHARIA CONSULTIVA S/S. (2013). Diagnóstico da Bacia do Rio Piranhas-Açu: elaboração do Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Piranhas-Açu. *IBI ENGENHARIA CONSULTIVA S/S, Relatório*.
- IMMERZEEL, W. W., E DROOGERS, P. (2008). Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 349(3–4), 411–424. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.017>
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (2010). *Censo Demográfico 2010: Primeiros Resultados*. <http://www.censo2010.ibge.gov.br/>
- INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO. (2001). *Água Subterrânea: Conhecer para Preservar o Futuro*. http://www.igm.pt/edicoes_online/diversos/agua_subterranea/indice.htm
- JHA, R., HERATH, S., E MUSIAKE, K. (1998). Application of Iis Distributed Hydrological Model (Iisdhm) in Nakhon Sawan Catchment, Thailand. *Proceedings of Hydraulic Engineering*, 42, 145–150. <https://doi.org/10.2208/prohe.42.145>
- JUNIOR, J. L. B. (2014). Análise Da Disponibilidade Hídrica Da Bacia Do Rio Jundiáí Por Meio De Simulações Hidrológicas De Cenários Prováveis Campinas 2014. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, SP*.
- KANNAN, N., WHITE, S. M., WORRALL, F., E WHELAN, M. J. (2007). Sensitivity analysis and identification of the best evapotranspiration and runoff options for hydrological modelling in SWAT-2000. *Journal of Hydrology*, 332(3–4), 456–466. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.001>
- KOBIYAMA, M. (2000). Ruralização na gestão de recursos hídricos em área urbana. *Revista OESP Construção*, 5(32), 112–117.
- KRAUSKOPF NETO, R.; GUETTER, A. K.; MINE, M. R. M. (2007). Modelo hidrológico com atualização de estado: modelagem hidrológica. *Revista Brasileira de Recursos*

- Hidricos*, 12(3), 93–103.
- KRYSANOVA, V., E ARNOLD, J. G. (2008). Advances in ecohydrological modelling with SWAT - A review. *Hydrological Sciences Journal*, 53(5), 939–947. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.5.939>
- LELIS, T. A., CALIJURI, M. L., DA FONSECA SANTIAGO, A., DE LIMA, D. C., E DE OLIVEIRA ROCHA, E. (2012). Análise de Sensibilidade e Calibração do Modelo Swat Aplicado em Bacia Hidrográfica da Região Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciencia Do Solo*, 36(2), 623–634. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832012000200031>
- LEVINE, A. F. Z., E MCPHADEN, M. J. (2016). How the July 2014 easterly wind burst gave the 2015–2016 El Niño a head start. *Geophysical Research Letters*, 43(12), 6503–6510. <https://doi.org/10.1002/2016GL069204>
- LIMA, W. DE P. (2008). Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas. *Piracicaba: FEALQ*, 253.
- LIMA, J. E. F. W., SILVA, C. L. DA, & OLIVEIRA, C. A. DA S. (2001). Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 5(1), 33–41. <https://doi.org/10.1590/s1415-43662001000100007>
- LUZIO, M DI, SRINIVASAN, R., E ARNOLD, J. (2002). ArcView interface for SWAT2000. *User's Guide. Temple: Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station*, 345. <http://twri.tamu.edu/reports/2002/tr193.pdf>
- LUZIO, MAURO DI, ARNOLD, J. G., E SRINIVASAN, R. (2004). Technical Note A GIS-Coupled Hydrological Model System for the Watershed Assessment of Agricultural Nonpoint and Point Sources of Pollution. *Transactions in GIS*, 8(1), 113–136.
- MACHADO, R. E. (2002). Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrografia utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. *Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, Piracicaba - SP*.
- MARCHIORO, E. (2008). Modelagem hidrosedimentológica na bacia do córrego Santa Maria : Subsídios à Aplicação de Práticas de Conservação de Água e Solo no Noroeste Fluminense Modelagem hidrosedimentológica na bacia do córrego Santa Maria : Subsídios à Aplicação de Práticas de C. *Tese (Doutorado) - Rio de Janeiro*, 189.
- MARTENS, B., MIRALLES, D., LIEVENS, H., VAN DER SCHALIE, R., DE JEU, R., FÉRNANDEZ-PRIETO, D., BECK, H., DORIGO, W., E VERHOEST, N. (2017). GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific*

- Model Development Discussions*, 10, 1903–1925. <https://doi.org/10.5194/gmd-2016-162>
- ZAMBRANO-BIGIARINI, M. (2008). Package ‘hydroGOF.’ *Hydrological Processes*, 22(14), 2723–2725.
- MCCABE, M. F., FRANKS, S. W., & KALMA, J. D. (2005). *Calibration of a land surface model using multiple data sets*. 302, 209–222. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.07.002>
- MEIRA, Y. C. L. (2020). A resposta hidrológica da bacia hidrográfica do Rio Piancó às mudanças climáticas. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Do Rio Grande Do Norte, Natal - RN.*, 112.
- MENGISTU, A. G., VAN RENSBURG, L. D., E WOYESSA, Y. E. (2019). Techniques for calibration and validation of SWAT model in data scarce arid and semi-arid catchments in South Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 25, 100621. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100621>
- MERZ, R., PARAJKA, J., E BLÖSCHL, G. (2009). Scale effects in conceptual hydrological modeling. *Water Resources Research*, 45(9). <https://doi.org/10.1029/2009WR007872>
- MIRANDA, R. Q. (2017). Avaliação integrada da variação espacial e temporal do balanço hídrico na Caatinga. 2017. *Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife - PE.*
- MISHRA, S. K., RAWAT, S. S., PANDEY, R. P., CHAKRABORTY, S., JAIN, M. K., E CHAUBE, U. C. (2014). Relationship between Runoff Curve Number and PET. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(2), 355–365. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)he.1943-5584.0000780](https://doi.org/10.1061/(asce)he.1943-5584.0000780)
- MORIASI, D. N., ARNOLD, J. G., VAN LIEW, M. W., BINGNER, R. L., HARMEL, R. D., & VEITH, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885–900.
- MOTA DA SILVA, J. (2013). O serviço ambiental hidrológico das áreas de proteção permanente: um estudo de caso com modelagem numérica em pequena e mesoescala na bacia do Rio Piracicaba. *Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo. São Paulo - SP*, 100. <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-11052014-114604/en.php>
- MOULTON, T. P., & SOUZA, M. L. DE. (2006). Conservação com Base em Bacias Hidrográficas. In: BERGALLO, H. G. et Al. (Org.) *Biologia Da Conservação. Rio de Janeiro*, 1–25.

- MULETA, M. K., E NICKLOW, J. W. (2005). Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*, 306(1–4), 127–145. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.005>
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J. R. (2005). Soil and Water Assessment Tool: Theoretical Documentation: Version 2005. *College Station, Blackland Research Center - Texas Agricultural Research Experiment Station*.
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J. R. (2009). Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation: Version 2009. *College Station, Blackland Research Center - Texas Agricultural Research Experiment Station*, 647. <http://hdl.handle.net/1969.1/128050>
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J. R. (2011). Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation: Version 2011. *College Station, Blackland Research Center - Texas Agricultural Research Experiment Station*.
- NETO, S. L. R. (2000). Um modelo conceitual de sistema de apoio à decisão espacial para gestão de desastres por inundações. *Tese (Doutorado) - Escola Politécnica Da Universidade de São Paulo*, 234.
- NOBRE, P., E SHUKLA, J. (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9(10), 2464–2479. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2)
- ODUSANYA, A. E., MEHDI, B., SCHÜRZ, C., OKE, A. O., AWOKOLA, O. S., AWOMESO, J. A., ADEJUWON, J. O., E SCHULZ, K. (2019). Multi-site calibration and validation of SWAT with satellite-based evapotranspiration in a data-sparse catchment in southwestern Nigeria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(2), 1113–1144. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1113-2019>
- OLIVEIRA, L. T. (2014). Aplicação do modelo SWAT para simular vazões em uma bacia hidrográfica em Aracruz, ES. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Do Espírito Santo - ES*.
- OLIVEIRA, M. Q. (1999). Impacto de mudanças no uso do solo nas características hidrossedimentológicas da bacia hidrográfica do rio Joanes e sua repercussão na zona costeira. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Da Bahia -BA*.
- OLIVEIRA, P. T., SANTOS E SILVA, C. M., E LIMA, K. C. (2017). Climatology and trend analysis of extreme precipitation in subregions of Northeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, 130(1–2), 77–90. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1865-z>

- OPOKU-DUAH, S. ET AL. (2008). Intercomparison of Evapotranspiration Over the Savannah Volta Basin in West Africa Using Remote Sensing Data. *Sensors* (8), p. 2736-2761.
- P. W. GASSMAN, M. R. REYES, C. H. GREEN, E J. G. ARNOLD. (2007). The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(4), 1211–1250. <https://doi.org/10.13031/2013.23637>
- PACHECO, M. G. (2011). Aplicação Do Modelo Hidrológico Swat Para a Bacia Hidrográfica Do Rio Itajaí-Açu (Sc , Brasil). *Dissertação (Mestrado) - Universidade Do Vale Do Itajaí, Itajaí - SC*.
- PAIM, J. B., E MENEZES, J. T. (2009). Estimativa do balanço sedimentar da bacia do rio tijucas (SC-brasil) a partir da aplicação do modelo hidrológico SWAT. *Geogr. Acad*, 3(2), 5–14.
- PANDAY, S., E HUYAKORN, P. S. (2004). A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 27(4), 361–382. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.02.016>
- PEDROTTI, A., E JUNIOR, A. V. M. (2009). Avanços em Ciência do solo: a física do solo na produção agrícola e qualidade ambiental. *São Cristóvão: EdUFS*, 210. http://books.google.com.br/books/about/Avanços_em_Ciência_do_solo.html?id=MPPzSAAACAAJ&pgis=1
- PENMAN, H. L. (1956). Evaporation: an introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 4(1), 9–29. <https://doi.org/10.18174/njas.v4i1.17768>
- PESSOA, M. C. P. Y., LUCHIARI, A. J., FERNANDES, E. N., E LIMA, M. A. (1997). Principais modelos matemáticos e simuladores utilizados para análise de impactos ambientais das atividades agrícolas. *Jaguariúna, EMBRAPA/CNPMA*, 83.
- PINTO, J. E. S. S.; AGUIAR NETO, A. O. (2008). Clima, geografia e agrometeorologia: uma abordagem interdisciplinar. *São Cristóvão: UFS*, 221.
- PORTO, M. F. A., E PORTO, R. L. L. (2008). Gestão de bacias hidrográficas. *Estudos Avancados*, 22(63), 43–60. <https://doi.org/10.1590/s0103-40142008000200004>
- PRIESTLEY, C. H. B., E TAYLOR, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:otaosh>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2)
- PRUSKI, F. F., SILVA, D. D. DA, E KOEZ, M. (2002). Estudo da Vazão em Cursos d`Água. *UFV*, 151.

- RAO, V. B., DE LIMA, M. C., E FRANCHITO, S. H. (1993). Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. *Journal of Climate*, 6(9), 1754–1763. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1754:saivor>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1754:saivor>2.0.co;2)
- REICHARDT, K. (1990). A água em sistemas agrícolas. *Ed. Manole Ltda*, 188.
- REICHLER, R. H. (2008). Data assimilation methods in the Earth sciences. *Advances in Water Resources*, 31(11), 1411–1418. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.01.001>
- RENNÓ, C. D., E SOARES, J. V. (2003). Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas. *Tese (Doutorado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José Dos Campos, Doutorado*, 146.
- RIBEIRO, C. B. DE M., BRESSIANI, D. DE A., & FILHO, O. C. R. (2015). Modelagem Hidrológica De Vazões Na Bacia Amazônica Utilizando O Modelo Swat. *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, December*.
- ROCHA, E. O. (2013). Estudo ambiental integrado de processos hidrossedimentológicos e nutrientes na Bacia Hidrográfica do Rio Piranga utilizando o SWAT. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa - MG*, 78.
- RODRIGUES, D. T., GONÇALVES, W. A., SPYRIDES, M. H. C., E SANTOS E SILVA, C. M. (2020). Spatial and temporal assessment of the extreme and daily precipitation of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite in Northeast Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 41(2), 549–572. <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1643940>
- RODRIGUES, V. A. (2014). Avaliação dos processos hidrológicos em microbacias hidrográficas. *Tese (Livre-Docência) - Universidade Estadual Paulista, Botucatu - SP*, 125.
- SALGUEIRO, J. H. P. B. (2005). Avaliação de rede pluviométrica e análise de variabilidade espacial: estudo de caso na Bacia do Rio Ipojuca em Pernambuco. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco - PE*, 122.
- SALLES, L. D. A. (2012). Calibração E Validação Do Modelo Swat Para a Predição De Vazões Na Bacia Do Ribeirão Pípiripau. *Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília - DF*, 130. <http://scholar.google.com/scholar?hl=en%7B&%7DbtnG=Search%7B&%7Dq=intitle:Universidade+de+Bras%7Bí%7Dlia%7B#%7D9>
- SANTOS, I., FILL, H. D., SUGAI, M. R. VON B., BUBA, H., KISHI, R. T., MARONE, E., E LAUTERT, L. F. C. (2001). Hidrometria aplicada. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 372.
- SANTOS, J. C. N., ANDRADE, E. M., MEDEIROS, P. H. A., ARAÚJO NETO, J. R.,

- PALÁCIO, H. A. Q., E RODRIGUES, R. N. (2014). Determinação do fator de cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 18(11), 1157–1164. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v18n11p1157-1164>
- SANTOS, R. C. (2002). Classificação Textural Aplicada À Cobertura Do Solo De Uma Bacia Hidrográfica Usando Sensoriamento Remoto. *Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro - RJ*, 153.
- SANTOS, H. G. ET AL. (2018). Sistema brasileiro de classificação de solos. *Embrapa Solos - DF*, 5 ed., 353. <https://www.embrapa.br/busca-de-publicacoes/publicacao/1094003/sistema-brasileiro-de-classificacao-de-solos>
- SCHULTZ, G.A. (1988). Remote Sensing in Hydrology. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, n. 100, p. 239-265.
- SERRÃO, E. A. DE O., SILVA, M. T., DE SOUSA, F. DE A. S., DE LIMA, A. M. M., DOS SANTOS, C. A., DE ATAIDE, L. C. P., E DA SILVA, V. DE P. R. (2019). Four decades of hydrological process simulation of the itacaiúnas river watershed, Southeast Amazon. *Boletim de Ciencias Geodesicas*, 25(3), 1–18. <https://doi.org/10.1590/s1982-21702019000300018>
- SETTI, A. A.; LIMA, J. E. F. W.; CHAVES, A. G. M.; PEREIRA, I. C. (2001). Introdução ao Gerenciamento de Recursos Hídricos. *Ana/Aneel*, 328.
- SILVA, A. K. L., DE SOUSA, A. M. L., DOS SANTO, J. T. S., VILLELA, J. M., MARTORANO, L. G., E CRESTANA, S. (2018). Estimation of sediment production in oil palm expansion areas in the Amazon. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 22(5), 344–348. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v22n5p344-348>
- SILVA, N. D. M.; CHRISTÓFARO, C. (2016). Calibração do modelo hidrológico SWAT para estimativa da vazão em sub-bacia hidrográfica do Rio Jequitinhonha. *In: Simpósio Modelagem de Sistemas Ambientais e Gestão de PAISAGEM*, II, Belo Horizonte. anais... Belo Horizonte: IG-UFMG, 2016, 31-39.
- SPRUILL, C. A., WORKMAN, S. R., E TARABA, J. L. (2000). Simulation of daily and monthly stream discharge from small watersheds using the SWAT model. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 43(6), 1431–1439. <https://doi.org/10.13031/2013.3041>
- SRINIVASAN, R., RAMANARAYANAN, T. S., ARNOLD, J. G., E BEDNARZ, S. T. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part II: Model application. *Journal of the*

- American Water Resources Association*, 34(1), 91–101. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05962.x>
- STRAUCH, M., BERNHOFER, C., KOIDE, S., VOLK, M., LORZ, C., E MAKESCHIN, F. (2012). Using precipitation data ensemble for uncertainty analysis in SWAT streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 413–424. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.014>
- THORNTHWAITE, C. W. (1948). An Approach Toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94. <https://doi.org/10.1097/00010694-194807000-00007>
- TUCCI, C. E. M. (2003). Processos hidrológicos e os impactos do uso do solo. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. P. F. (Org.). *Clima e Recursos Hídricos No Brasil*. Brasília: ABRH.
- TUCCI, C. E. M. (2004). Hidrologia: Ciência e Aplicação. *Livro, 3 ef. Port*, 943.
- TUCCI, C. E. M. (2005). Modelos hidrológicos. *ABRH*, 678.
- TUCCI, C. E. M. (2009). Hidrologia: Ciência e Aplicação. *Livro, 4 ed.*, 943.
- TUCCI, C., E MENDIONDO, E. (1997). Escalas hidrológicas II: Diversidade de processos na bacia vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2(1), 81–100. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v2n1.p81-100>
- TUNDISI, J. G. (2003). Ciclo hidrológico e gerenciamento integrado. *Ciênc. Cult. (São Paulo)*, 55(4), 31–33.
- UVO, C. B., REPELLI, C. A., ZEBIAK, S. E., E KUSHNIR, Y. (1998). The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, 11(4), 551–562. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0551:TRBTPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0551:TRBTPA>2.0.CO;2)
- VALENTE, O. F., E DIAS, H. C. T. (2001). A bacia hidrográfica como unidade básica de produção de água. *Ação Ambiental*, 4(20), 8–9.
- VAN GRIENSVEN, A., MEIXNER, T., GRUNWALD, S., BISHOP, T., DILUZIO, M., E SRINIVASAN, R. (2006). A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, 324(1–4), 10–23. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.008>
- VASCONCELOS JUNIOR, F. D. C., JONES, C., E GANDU, A. W. (2018). Interannual and intraseasonal variations of the onset and demise of the pre-wet season and the wet season in the northern northeast Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33(3), 472–484. <https://doi.org/10.1590/0102-7786333007>
- VETTORAZZI, C., CRUCIANI, D., E MACHADO, R. (2003). Simulação de Escoamento em uma Microbacia Hidrográfica Utilizando Técnicas de Modelagem e Geoprocessamento.

- Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 8(1), 147–155.
<https://doi.org/10.21168/rbrh.v8n1.p147-155>
- VILLELA, S. M., E MATTOS, A. (1975). Hidrologia {Aplicada}. São Paulo, McGraw-Hill, 245. <https://ecivilufes.files.wordpress.com/2011/04/villela-s-m-matos-a-hidrologia-aplicada-caps-1-2-e-3.pdf>
- VIOLA, M. R. (2011). Simulação hidrológica na cabeceira da bacia hidrográfica do Rio Grande de cenários de usos do solo e mudanças climáticas A1B. *Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Lavras, Minas Gerais - MG*, 287.
- WAGENER, T., WHEATER, H. S., E GUPTA, H. V. (2004). Rainfall-Runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments. 1ª Ed. Londres: Imperial Coleege, 306. <https://doi.org/10.1142/p335>
- WHITE, K. L., E CHAUBEY, I. (2005). Sensitivity analysis, calibration, and validations for a multisite and multivariable SWAT model. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(5), 1077–1089. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03786.x>
- XAVIER, A. C., KING, C. W., E SCANLON, B. R. (2016). Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). *International Journal of Climatology*, 36(6), 2644–2659. <https://doi.org/10.1002/joc.4518>
- YASSUDA, E. R. (1993). Gestão de recursos hídricos: fundamentos e aspectos institucionais. *Revista de Administração Pública*, 27(2), 5–18.
- ZHANG, K., KIMBALL, J. S., NEMANI, R. R., E RUNNING, S. W. (2010). A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006. *Water Resources Research*, 46(9), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2009WR008800>
- ZHANG, K., KIMBALL, J. S., NEMANI, R. R., RUNNING, S. W., HONG, Y., GOURLEY, J. J., E YU, Z. (2015). Vegetation Greening and Climate Change Promote Multidecadal Rises of Global Land Evapotranspiration. *Scientific Reports*, 5(June), 1–9. <https://doi.org/10.1038/srep15956>

APÊNDICE A

Padrão espacial da evapotranspiração para bacia do rio Piancó obtido a partir de dados do GLEAM

Para analisar o padrão espacial e temporal da evapotranspiração (ET) da área em estudo buscou-se plotar os mapas espaciais mensais ao longo do período estudado, usando os dados do GLEAM (Figura 20) e compará-los com os resultados obtidos para as simulações do modelo SWAT. De acordo com a Figura 20, percebe-se que nos primeiros meses do ano (janeiro-junho), a bacia do rio Piancó apresenta elevados valores de ET, tendo a parte central e mais ao norte da bacia com os maiores valores. O restante do ano (julho-dezembro) é marcado por uma ET com valores menos expressivos, ainda sendo mais acentuada na parte norte da bacia, no entanto, as outras áreas passam a apresentar valores baixos de ET.

A bacia do rio Piancó apresenta maiores valores de ET no período da estação úmida (primeiro semestre) e menores valores na estação seca (segundo semestre), resultado que coincide com o obtido na simulação realizada no SWAT.

Observa-se que a parte norte da bacia do rio Piancó apresenta altos valores de ET, como também, de acordo com a Figura 3, maior parte dessa área é composta por solos luvisolos, que são solos com alta saturação.

Logo, diante dos resultados observados pode-se concluir que as análises se complementam e que o padrão espacial obtido com os dados de sensoriamento remoto do GLEAM são condizentes com os resultados obtidos na simulação hidrológica do SWAT.

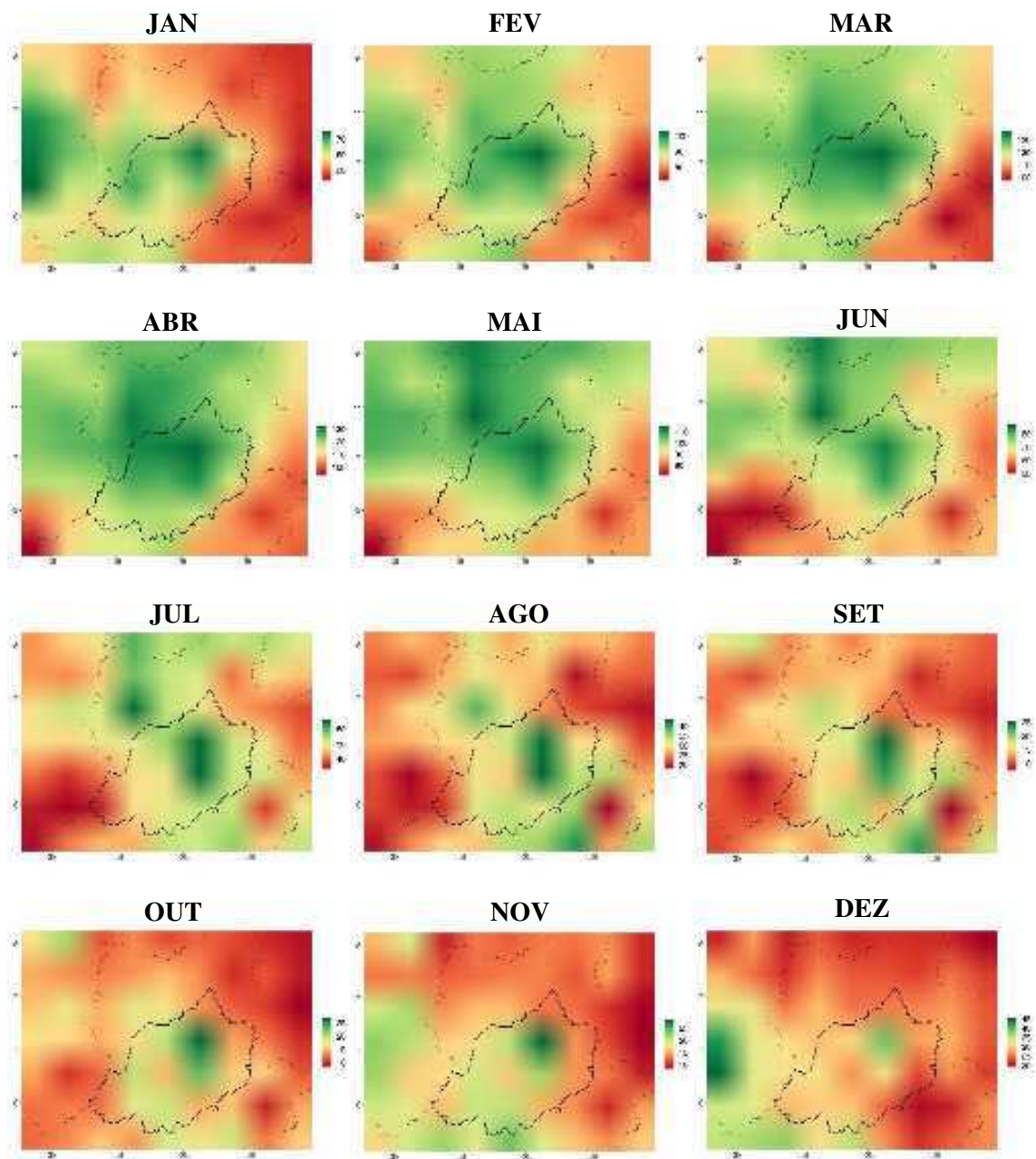


Figura 21. Padrão espacial da evapotranspiração potencial (ET) para bacia do rio Piancó obtido a partir de dados do GLEAM para o período de 1980 a 2016. Fonte: Elaborada pela autora (2022).