UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
CAMPUS POLITÉCNICO

Felipe Bortolletto Civitate

COMPARAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS APLICADOS À BACIA DO ALTO IGUAÇU

CURITIBA
2023

FELIPE BORTOLLETTO CIVITATE

COMPARAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS APLICADOS À BACIA DO ALTO IGUAÇU

Trabalho de Conclusão de Curso submetido à Universidade Federal do Paraná, como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Engenharia Ambiental

Curitiba, dezembro de 2023

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE TECNOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

TERMO DE APROVAÇÃO DE PROJETO FINAL

FELIPE BORTOLLETTO CIVITATE

COMPARAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS APLICADOS À BACIA DO ALTO IGUAÇU

Projeto Final de Curso, aprovado como requisito parcial para a obtenção do Diploma de Bacharel em Engenharia Ambiental no Curso de Graduação em Engenharia Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, com nota 97, pela seguinte banca examinadora:

Orientador(a): _____
Orientador: Prof. Dr. Tobias Bleninger
Universidade Federal do Paraná – UFPR

Membro(a) 1: _____
Prof. Dr. Emílio Graciliano Ferreira Mercuri
Universidade Federal do Paraná - UFPR

Membro(a) 2: _____
Prof. Dr. Michael Mannich
Universidade Federal do Paraná - UFPR

Curitiba, 07 de dezembro de 2023

Agradecimentos

Primeiramente, expresso minha profunda gratidão àquela que tornou possível a realização dos meus sonhos e objetivos: minha mãe. Carla Bortolletto, meu mais sincero obrigado pelo seu apoio incondicional, pelo carinho e por ser uma referência sobre como ser mais humano.

Agradeço também à Universidade Federal do Paraná (UFPR) pela oportunidade de realizar meus estudos, proporcionando suporte e a chance de explorar e apaixonar-me por diversas áreas. Durante a graduação, construí histórias, memórias e, acima de tudo, amizades inesquecíveis. Aos amigos que fiz e àqueles que se tornaram parte integrante dessas histórias, guardo todos vocês no coração.

Não posso deixar de expressar minha gratidão ao Simepar - Sistema Meteorológico do Paraná, onde dei os primeiros passos na carreira profissional. A experiência adquirida ao longo da graduação me instigou a aprender e contribuiu significativamente para meu amadurecimento profissional. Um agradecimento especial a Arlan Scortegagna, José Eduardo e João Melchior, por sempre me orientarem e mostrarem o caminho certo no exercício do trabalho.

Por último, mas não menos importante, agradeço ao Professor Tobias Bleninger por ter sido meu orientador, desempenhando essa função com dedicação e amizade. E ao Professor Michael Mannich, expresso minha gratidão pelas sábias palavras além das salas de aula.

Em suma, agradeço a todos que cruzaram minha órbita e deixaram uma marca memorável nestes belos anos de graduação.

Resumo

Este estudo tem como propósito a implementação e validação do modelo hidrológico Lisflood na bacia de Porto Amazonas, incluindo uma análise comparativa de seu desempenho em relação a dois outros modelos hidrológicos: o concentrado GR4J e o distribuído SISPSHI. A pesquisa abrangeu a investigação da estrutura e representação adotadas pelo Lisflood, juntamente com a formulação de uma metodologia para a obtenção dos dados necessários, além do processo de calibração e validação do modelo na referida bacia. Os resultados obtidos confirmaram a validade do modelo Lisflood, apresentando representatividade e compatibilidade com os outros modelos hidrológicos analisados.

Palavras-chave:Paraná,Lisflood,Vazão, Modelagem hidrológica.

Abstract

This study aims to implement and validate the Lisflood hydrological model in the Porto Amazonas basin, as well as to compare its performance with two other hydrological models: the concentrated model GR4J and the distributed model SISPSHI. The research involved an examination of the structure and representation adopted by Lisflood, along with the development of a methodology for obtaining the necessary data and for calibrating and validating the model in the Porto Amazonas basin. The results confirmed the validity of the Lisflood model, demonstrating its representativeness and compatibility with the other hydrological models considered.

Keywords:Paraná,Lisflood,Runoff discharge,hydrological modeling.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Área de Aplicação EFAS 22
Figura 2 – Bacia do Rio Iguaçu 25
Figura 3 – Bacia de Porto Amazonas e seus principais rios. 26
Figura 4 – Modelo digital de terreno da bacia de Porto Amazonas 27
Figura 5 – Modelo Conceitual Lisflood 29
Figura 6 – Direções adotadas no LDD 48
Figura 7 – Precipitação diária para as estações utilizadas em Porto Amazonas . . 56
Figura 8 – Precipitação Acumulada anual para as estações utilizadas em Porto Amazonas 57
Figura 9 – Comparação da precipitação gerada e os dados de reanalise do ERA5 . 58
Figura 10 – Poligono de Voronoi e malha de pontos IDW 59
Figura 11 – Resultados Evapotranspiração 60
Figura 12 – Comparação entre a fração de uso do solo permeável e impermeável para os diferentes valores possíveis. 63
Figura 13 – Comparação gráfica dos resultados de calibração obtidos 68
Figura 14 – Validação do modelo Lisflood para os anos de 2020 a 2023 com a função objetiva KGE 70
Figura 15 – Validação do modelo Lisflood para os anos de 2020 a 2023 com a função objetiva NASH 71

Lista de tabelas

Tabela 1 – Entradas meteorológicas 30
Tabela 2 – Variáveis utilizadas para o Lisvap 30
Tabela 3 – Diferentes tipos de cobertura de solo utilizados 31
Tabela 4 – Organização de diretórios e seus elementos 47
Tabela 5 – Arquivos relacionados às características geográficas e topográficas do canal 47
Tabela 6 – Arquivos relacionados a umidade do solo 51
Tabela 7 – Arquivos dentro da pasta table2map 52
Tabela 8 – Classificações utilizadas em florestas 53
Tabela 9 – Classificações utilizadas em outros 53
Tabela 10 – Classificações utilizadas em cultivos 53
Tabela 11 – Parâmetros utilizados no calculo de características do solo 54
Tabela 12 – Estações utilizadas com dados de precipitação para a bacia de Porto Amazonas 55
Tabela 13 – Comparação do Volume de Precipitação ao Longo dos Anos dos dados utilizados e do ERA5 59
Tabela 14 – Parâmetros do modelo LISFLOOD utilizados para calibração. 62
Tabela 15 – Descrições e intervalos para os parâmetros do modelo GR4J. 66
Tabela 16 – Índices de desempenho dos resultados para calibração 67
Tabela 17 – Tabela de Parâmetros obtidos pós calibração 69
Tabela 18 – Índices de desempenho obtidos para a validação das simulações 70

Sumário

1 INTRODUÇÃO 17
1.1 Problemática 19
1.2 Objetivo Geral 22
1.2.1 Objetivos Específicos 23

2 MATERIAIS E MÉTODOS 25
2.1 Área de estudo 25
2.2 Lisflood 26
2.3 Estrutura do modelo 29
2.3.1 Meteorológicos 29
2.3.2 Cobertura de solo 31
2.3.3 Índice de área foliar e interceptação 33
2.3.4 Evapotranspiração 35
2.3.5 Infiltração e fluxo preferencial 35
2.3.6 Fluxo de umidade no solo 37
2.3.7 Escoamento de água 38
2.3.7.1 Água subterrânea 39
2.3.7.2 Escoamento superficial e em canais 40

3 CONSTRUÇÃO 45
3.0.1 Códigos e Preparação de Dados 45
3.0.2 Características Geográficas e Topográficas do Canal 46
3.1 Profundidade de solo 50
3.1.1 Dados de solo 50
3.1.2 Caracteristicas de cobertura do solo 52
3.1.3 Series temporárias 54

4 CALIBRAÇÃO 61
4.0.1 Parâmetros e Constantes 61
4.0.2 Escolha do período 64
4.0.3 Funções objetivas e avaliação de desempenho 64
4.0.4 GR4J SISPSHI 65

5 RESULTADOS 67
5.0.1 Desempenho dos resultados de calibração e validação 67

6 CONCLUSÃO 73

REFERÊNCIAS 75

1 Introdução

A água é um bem essencial à vida e ao desenvolvimento econômico-social das nações. Trata-se de um recurso natural renovável que pode tornar-se escasso com o crescimento das populações. A água é um bem essencial à vida e ao desenvolvimento econômico-social. É um recurso indispensável que tem utilidade nas mais diversas atividades da sociedade. Um recurso vital, cuja má gestão pode acarretar problemas de impacto social e econômico. Além disso, o contínuo processo de urbanização e o crescimento populacional tornam cada vez mais crucial entender como utilizar e gerenciar esse recurso, a fim de prevenir diversas crises hídricas.

Devido à sua importância estratégica, o gerenciamento dos recursos hídricos é vital para a sociedade, requerendo investimentos tecnológicos, financeiros e intelectuais significativos a fim de alcançar padrões de qualidade e quantidade adequados. Conseguir manter esses padrões não é uma atividade trivial, e requer do emprego de tecnologias e planejamento. No passado o homem sempre tendeu a ocupar regiões próximas a esse recurso, pelo seu valor estratégico. Esse movimento em geral era realizado com pouco planejamento, sempre priorizando o mínimo custo e o máximo beneficio de seus usuários. Com crescimento demográfico e da exploração de água o debate sobre o gerenciamento desse recurso se tornou cada vez mais presente entre a propiá população. Com isso o estudo da ciência hidrológica sempre estará em voga, se estabelecendo em um local onde os processos físicos ocorrem num meio que o homem não projetou, mas sim deve-se adaptar (Tucci et al. 1993).

A simulação hidrológica é uma excelente ferramenta para a gestão, previsão e planejamento do recurso mais vital ao ser humano,isto através de uma ampla gama de aplicações, incluindo a estimativa da disponibilidade de recursos hídricos, previsão de vazão em curto e médio prazo, análise da variabilidade hidrológica, avaliação dos impactos das mudanças no uso do solo e a previsão de eventos extremos como secas e inundações. Esses estudos podem ser conduzidos em diferentes escalas, desde pequenas bacias com apenas alguns hectares, onde os problemas estão relacionados à agricultura e drenagem urbana, até bacias de tamanhos intermediários, geralmente abrangendo áreas de até 300km^2, e bacias maiores, com áreas de até 2.000km^2.Além disso, há também as grandes bacias com área superior a esse ultimo limite, tipicamente acima de 10.000km^2.

A forma de retratar processos hidrológicos varia então com a magnitude das bacias, os objetivos de estudos envolvidos e com a disponibilidade de dados. Deste modo, modelos hidrológicos adequados para pequenas bacias podem não ser adequados para representar, e simular grandes bacias hidrográficas (Collischonn 2001).

Para a simulação de grandes bacias,principalmente para situações de operacionalização cotidiana, é comumente utilizado por meio de modelos concentrados de forma semi-distribuída. Nos modelos concentrados, a área da bacia é representada de forma única, isto é, homogênea, não sendo possível a distribuição das características físicas relacionadas ao solo, à vegetação e à chuva. No seu desenvolvimento são atribuídos valores médios representativos para toda a área de acordo com cada parâmetro (Almeida e Serra 2017).

Para a simulação ser representativa, é ideal que os modelos representem fenômenos físicos, conseguir sintetizar o processo continuo de movimento de água na Terra, envolvendo elementos como a precipitação, evapotranspiração, características topográficas, diferentes tipos de composição vegetal e de perfil de solo não é uma tarefa trivial.

O ciclo hidrológico, também conhecido como ciclo da água, é um fenômeno complexo que engloba diversos fatores interligados. A quantidade total de água na Terra, em suas três fases - sólida, líquida e gasosa, mantém-se relativamente constante desde a época do surgimento da humanidade. No entanto, a distribuição da água ocorre em diferentes compartimentos, sendo os principais os oceanos, os continentes e a atmosfera, com uma circulação contínua entre esses reservatórios.

Este ciclo hidrológico é composto por uma série de processos em que a água passa por diversas etapas, retornando ao seu estado original. A energia solar desempenha um papel fundamental, impulsionando esses processos, juntamente com a gravidade e a rotação da Terra. Aproximadamente 10% do vapor de água presente na atmosfera é reciclado diariamente.

Podemos dividir as circulações do ciclo hidrológico em dois principais sentidos, superfície-atmosfera e atmosfera-superfície. No primeiro o fluxo de água ocorre principalmente através da evaporação das águas oceânicas e da evapotranspiração continental, já para o segundo a transferência de água ocorre em diversos estados físicos, sendo mais notáveis as precipitações pluviométricas (chuva), granizo e neve.

A superfície terrestre é composta por reservatórios como lagos, rios, oceanos, bem como o solo e as rochas, cada um desempenhando um papel fundamental na circulação da água. Além disso, a água também interage com os seres vivos, incluindo animais e vegetação, desempenhando um papel importante nos ecossistemas.

Para compreender os fenômenos na superfície terrestre, podemos descrevê-los através dos seguintes processos: evapotranspiração, que engloba a transformação da água líquida em vapor de água na atmosfera, incluindo a transpiração resultante do crescimento de fauna e flora; precipitação, que corresponde ao retorno da água da atmosfera para a superfície na forma de chuva, granizo ou gelo; interceptação, que representa a retenção momentânea da água nas superfícies de plantas e árvores antes de atingir o solo; infiltração e armazenamento da água no solo, abrangendo a fração de água que penetra nos poros

do solo e alcança camadas subterrâneas para ser retida e liberada continuamente; e o escoamento superficial, que constitui o movimento da água sobre a terra em canais em direção a lagos, rios e o oceano (Miranda, Oliveira e Silva 2010).

1.1 Problemática

Durante a evolução da civilização humana, eventos extremos relacionados ao meio ambiente têm sido uma preocupação constante, representando uma ameaça global. Em 2021, o Brasil enfrentou uma das piores secas dos últimos cem anos, afetando várias regiões do país, principalmente a região Centro-Oeste,Sudeste e Sul impactando negativamente o abastecimento de água, agricultura, geração de energia e outros setores econômicos.

No Centro-Oeste, os níveis críticos dos rios e reservatórios reduziram a disponibilidade de água para irrigação, causando prejuízos significativos à agricultura. No Sudeste, especialmente em São Paulo, ocorreu uma crise hídrica que levou a medidas de racionamento e incentivo à economia de água pela população.

Já pelo lado do excesso hídrico, as enchentes são consideradas os desastres naturais mais impactantes em todo o mundo, resultando em perdas humanas, danos à infraestrutura e ao meio ambiente. Além disso,dado o crescimento populacional e o desenvolvimento urbano no Brasil, espera-se um aumento da densidade populacional em áreas urbanas, o que contribui para o agravamento dos danos causados pelas enchentes. A ocupação de áreas vulneráveis, como margens de rios e encostas de morros, aumenta a probabilidade desses eventos.

No ano de 2022, o Brasil enfrentou 11 grandes desastres causados por chuvas, resultando em 386 mortes e afetando 232.530 pessoas, conforme relatado por (Lesnau 2022).

Esses desastres têm impactos significativos, incluindo perdas materiais, impactos na saúde pública devido à contaminação da água potável e aumento do risco de doenças transmitidas pela água, como cólera e hepatite. Além disso, ocorrem problemas de transporte quando as pessoas precisam evacuar suas residências durante desastres, e os danos psicológicos resultantes de experiências traumáticas e o medo em relação ao ambiente ao redor (Cruz 2020).

Em março de 2023, o governo do Acre decretou situação de emergência em Rio Branco devido às chuvas, afetando aproximadamente 32 mil pessoas em 48 bairros da capital estadual (Andrade 2023).

Portanto, a capacidade de prever com precisão eventos extremos é crucial para o planejamento e tomada de decisões em relação à gestão de riscos e mitigação de desastres. Com objetivo ajudar na gestão de recursos hídricos e tomada de decisão, os modelos

hidrológicos são desenvolvidos para simular e prever o comportamento dos sistemas hidrológicos, como bacias hidrográficas, rios e reservatórios. Eles descrevem os processos físicos e as interações entre os componentes do ciclo hidrológico, como precipitação, evaporação, escoamento superficial, infiltração, percolação e transpiração das plantas.

Esses modelos são desenvolvidos com base em equações matemáticas que representam as leis da conservação de massa e energia, e são alimentados com dados meteorológicos, topográficos e de uso da terra para simular o comportamento hidrológico ao longo do tempo. Esses modelos podem ser aplicados em diversas escalas, desde pequenas bacias hidrográficas até grandes sistemas fluviais.

Os modelos hidrológicos surgiram com a finalidade de suprir a necessidade de obter séries hidrológicas mais extensas e representativas de vazões para diversos projetos relacionados aos recursos hídricos. Enquanto as séries de precipitação costumam ser mais longas, as séries de vazão muitas vezes são limitadas. Além disso, devido às modificações nas bacias hidrográficas decorrentes da construção de obras hidráulicas e mudanças no uso do solo, as séries de vazões deixaram de ser homogêneas ou estacionárias. (Tucci et al. 1993)

Existem diferentes tipos de modelos utilizados na modelagem hidrológica, cada um com suas características distintas. Os modelos determinísticos são aqueles que produzem respostas idênticas para o mesmo conjunto de entradas, mesmo quando uma variável de entrada apresenta um caráter aleatório. Eles são baseados em equações matemáticas determinísticas e não consideram a incerteza associada aos dados (Filho et al. 2013).

Por outro lado, os modelos estocásticos lidam com a incerteza ao considerar que uma ou mais variáveis envolvidas no modelo têm um comportamento aleatório, seguindo uma distribuição de probabilidade. Eles permitem obter resultados probabilísticos, o que é especialmente útil quando lidamos com dados sujeitos a variabilidade e incerteza.

Os modelos empíricos são caracterizados pela ausência de uma representação explícita dos processos físicos da bacia hidrográfica. Eles são desenvolvidos com base em relações empíricas observadas em estudos e pesquisas anteriores. Esses modelos podem ter uma abordagem regionalista, ou seja, ser aplicáveis apenas a determinadas regiões onde foram validados.

Já os modelos conceituais são baseados em equações que descrevem um processo físico conceitual ou hipotético, sem necessariamente representar todos os detalhes do processo real. Eles simplificam a complexidade dos processos hidrológicos, permitindo uma compreensão mais fácil e uma modelagem mais prática.

Quanto à representação espacial das bacias hidrográficas, os modelos concentrados e os modelos distribuídos. Nos modelos concentrados, a área da bacia é representada de forma única e homogênea, sem considerar a distribuição espacial das características físicas,

como solo, vegetação e chuva. Valores médios representativos são atribuídos para cada parâmetro do modelo. Já nos modelos distribuídos, toda a área da bacia é dividida em unidades irregulares ou regulares, reconhecendo a heterogeneidade espacial das variáveis e parâmetros. Dessa forma é considerado a variabilidade espacial dos dados (Almeida e Serra 2017).

Alguns exemplos de modelos amplamente adotados e bem estabelecidos incluem o WRF-Hydro e o SWAT. Ambos possuem uma base teórica sólida, com comunidades de usuários ativas e recursos avançados para modelagem hidrológica.

O WRF-Hydro é um modelo hidrológico distribuído utilizado para simulação e previsão de fluxos de água. Foi desenvolvido a partir do sistema de previsão meteorológica WRF (Weather Research and Forecasting) e foi lançado em 2010 como uma colaboração entre o Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica (NCAR), a Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (NOAA) e outras instituições parceiras.

O WRF-Hydro é amplamente utilizado em estudos e aplicações relacionados à gestão de recursos hídricos, previsão de enchentes, planejamento de usos múltiplos da água, tendo flexibilidade e capacidade de integração com outros modelos e sistemas de observação que o tornam uma ferramenta poderosa para análises hidrológicas detalhadas e tomada de decisões. Possui uma comunidade de usuários ativa e continua contribuindo para o aprimoramento e desenvolvimento do modelo (WRF-HYDRO Modelin system 2013).

O SWAT (Soil and Water Assessment Tool) é um modelo hidrológico semi-distribuído desenvolvido para auxiliar na avaliação dos impactos das práticas de manejo de terra, mudanças climáticas e uso da água em bacias hidrográficas. Foi desenvolvido pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA) e é amplamente utilizado em estudos de conservação de recursos naturais e planejamento de bacias hidrográficas.

O SWAT divide uma bacia hidrográfica em várias sub-bacias e unidades de resposta hidrológica (HRUs), permitindo representar as características e processos hidrológicos em diferentes áreas da bacia. Ele simula uma série de processos, incluindo a erosão do solo, a infiltração, a percolação, o escoamento superficial, a evapotranspiração, entre outros. (Neitsch et al. 2011)

O fato de se conceber um sistema de tamanha magnitude e complexidade e operar ele de forma diária é uma tarefa complexa que exige sincronia e velocidade entre o a coleta, analise tratamento e abastecimento de dados em tempo real, além do desenvolvimento de algoritmos e metodologias de pré e pós processamento.

A criação desses modelos se mostrou como uma grande aliada para o desenvolvimento de sistemas de alerta de desastres, permitindo estimativas antecipadas de eventos extremos e implementação de medidas preventivas adequadas (Cools, Innocenti e O'Brien



Figura 1 – Área de Aplicação EFAS

2016).

Dentre esses projetos de alerta, temos na Europa, o EFAS (European Flood Awareness System) que é responsável pela previsão e alerta de enchentes em nível nacional. O EFAS é um sistema de previsão e monitoramento de enchentes em escala continental, fornecendo respostas de previsões para um horizonte de 10 dias. Além disso, o GLOFAS (Global Flood Awareness System) é a extensão global do EFAS, fornecendo previsões para um horizonte de 30 dias (Cantoni et al. 2022). O modelo utilizado é o Lisflood, desenvolvido Centre of the European Commission (EC-JRC) no projeto EFAS, realizando as previsões para as regiões mostradas na figura 1, com 10 dias de antecedencia e resolução de 0.1 grau (Pappenberger et al. 2015). .

Ambos os sistemas, EFAS e GLOFAS, operam diariamente, fornecendo dados com rapidez e flexibilidade. Nesse contexto, este trabalho visa avaliar o modelo hidrológico Lisflood (Knijff, Younis e Roo 2010), utilizado pelo EFAS e GLOFAS, na bacia do Rio Paraná, especificamente em Porto Amazonas.

O modelo distribuído Lisflood foi desenvolvido para aplicação em vastas bacias hidrográficas e é capaz de abordar uma ampla gama de fenômenos cruciais para a gestão de recursos hídricos, Abrangendo o ciclo hidrológico de maneira completa. O Lisflood apresenta-se como uma ferramenta promissora para a implementação no estado do Paraná. Para isso é necessário avaliar o desempenho do Lisflood para a bacia de Porto Amazonas e analisar se seus resultados possuem representatividade, bem como se o necessário para implementar sua simulação se traduz em resultados melhores do que os gerados por modelos mais simples ou de igual complexidade.

1.2 Objetivo Geral

Avaliar a viabilidade e implementar o modelo hidrológico Lisflood na bacia de Porto Amazonas, comparar seus resultados com outros modelos hidrológicos disponíveis e avaliar

qual metodologia de calibração é mais adequada para a bacia em questão.

1.2.1 Objetivos Específicos

Considerando o desenvolvimento do trabalho e o objetivo geral apresentado, os seguintes objetivos específicos foram delineados:

- Implementar o modelo para a bacia de Porto Amazonas.
- Realizar a calibração do modelo, ajustando seus parâmetros para que os resultados se aproximem ao máximo dos dados observados.
- Avaliar sobre a utilização de parâmetros para calibrações com fins específicos.
- Avaliar a eficácia e precisão do modelo, considerando métricas relevantes.
- Comparar os resultados com um modelo concentrado e outro distribuído.

2 Materiais e métodos

2.1 Área de estudo

A região do Paraná abrange a bacia do Rio Paraná, com uma área de 879.860 km^2, dividida em seis unidades hidrográficas principais: Grande, Iguaçu, Paranaíba, Paranapanema, Paraná e Tietê. A bacia hidrográfica do Iguaçu, com uma área de 65.558 km^2, é a maior do estado do Paraná, que é dividido fisicamente em 16 bacias hidrográficas, agrupadas em 12 unidades hidrográficas de acordo com a Resolução 49/06 do Conselho Estadual de Recursos Hídricos.

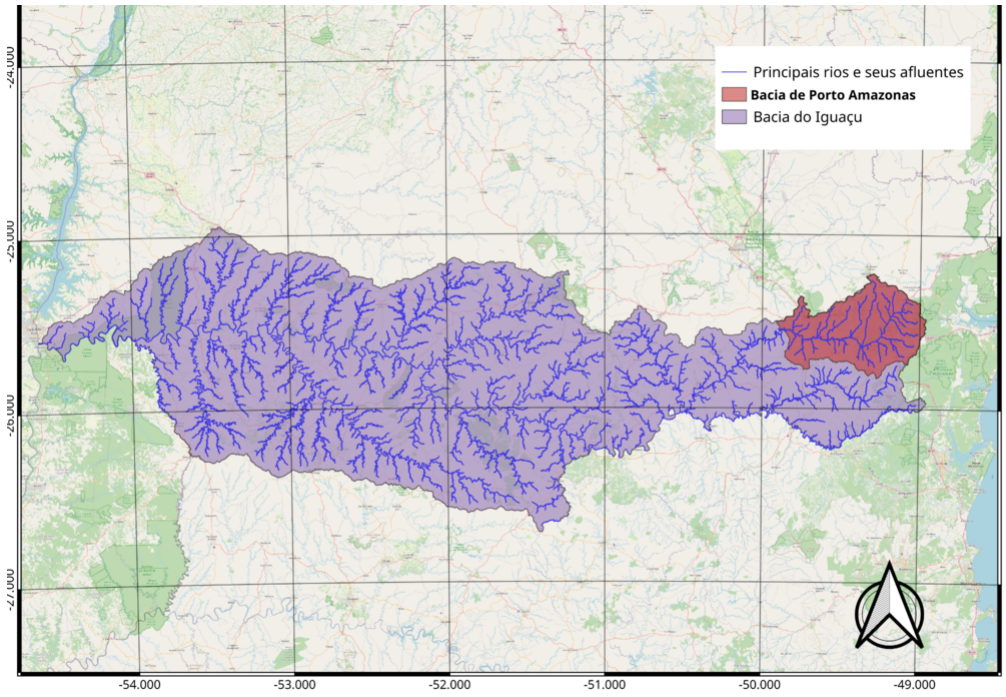


Figura 2 – Bacia do Rio Iguaçu

A área de estudo é a bacia hidrográfica de Porto Amazonas, localizada no sudeste do Paraná, correspondendo à porção superior da bacia do Iguaçu. Esta bacia tem uma área de cerca de 3.638 km^2 (IAT 2007) e possui os rios importantes, como o Rio Iguaçu,Rio Capivari,Rio Barigui, Rio do Verde, Iguaçu Itaqui, Rio Piraquara, Rio dos Patos, Rio dos Papagaios, Rio Malinguava, Rio Pequeno,Rio Pequeno,Rio Irai, Rio Belém,Rio Passauna mostrados na figura 3.

Dentro da região da bacia de Porto Amazonas, há 22 municípios, destacando-se Curitiba, Araucária, Balsa Nova, Lapa, Campo Largo, Colombo, Balsa Nova, Porto Amazonas, Fazenda Rio Grande, São José dos Pinhais, Campo Magro, Piraquara e Quatro

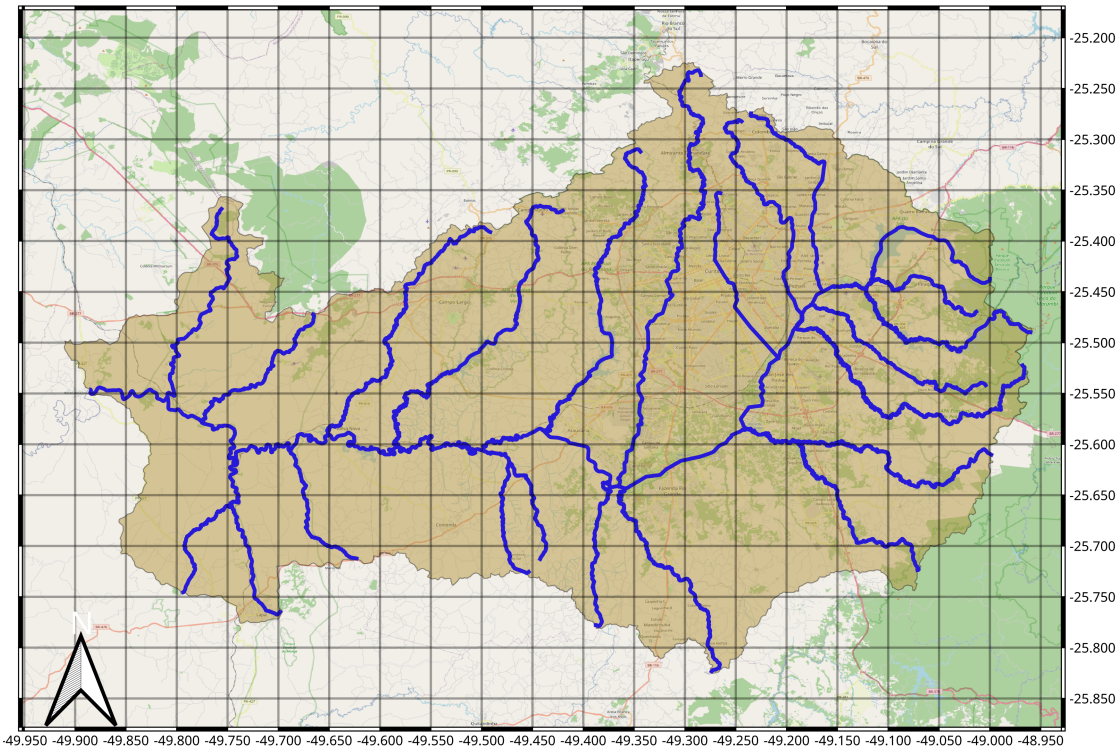


Figura 3 – Bacia de Porto Amazonas e seus principais rios.

Barras. A região também abriga grandes reservatórios para abastecimento, como os reservatórios do Irai, Piraquara 1, Piraquara 2, Rio Passauna e Rio Verde (IAT 2007).

Essa região possui um relevo mais acidentado, mostrado na figura 4, com serras, vales e cânions. A vegetação predominante é a Floresta com Araucárias, um ecossistema característico da região sul do Brasil. Além disso, o Alto Iguaçu é relevante para a produção de energia hidrelétrica, com a presença de barragens e usinas ao longo do Rio Iguaçu e seus afluentes (IAT 2007).

Em suma, essa região é de extrema importância para o estado do Paraná, com uma alta densidade populacional e forte potencial de expansão, tanto em termos de demanda energética quanto no abastecimento de água para os diversos municípios afetados. Portanto, é um local de relevância para o desenvolvimento de estudos hidrológicos (IAT 2007).

2.2 Lisflood

Lisflood é um modelo hidrológico distribuído de chuva-vazão-propagação baseado em SIG (Sistema de Informações Geográficas), desenvolvido pelo Joint Research Centre (JRC) da Comissão Europeia desde 1997. Ele simula o escoamento superficial e a propagação de canais. Esse modelo tem sido amplamente utilizado para diversas finalidades, incluindo a simulação de medidas de prevenção de enchentes, avaliação de secas , umidade do solo e o

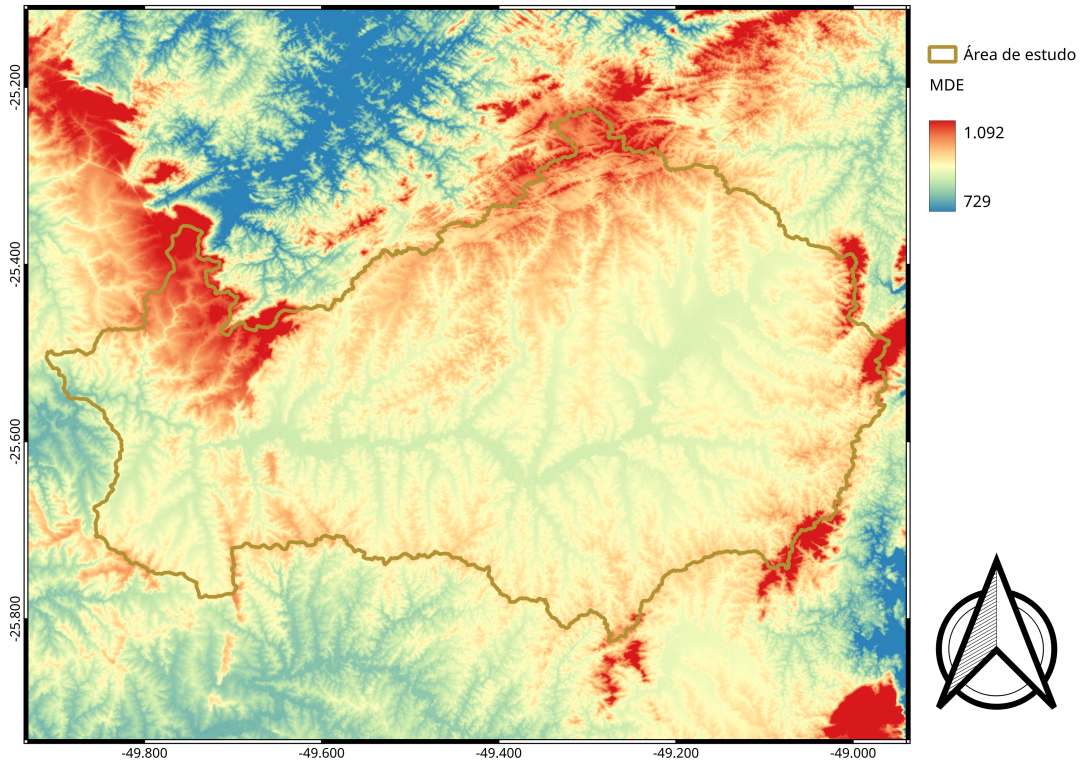


Figura 4 – Modelo digital de terreno da bacia de Porto Amazonas

impacto de medidas de eficiência hídrica em bacias hidrográficas. Atualmente, o Lisflood é utilizado pelo grupo Copernicus Emergency Management System (EMS) em projetos como o European Flood Awareness System (EFAS) e o Global Flood Awareness System (GLOFAS).

A ampla gama de aplicações do Lisflood é devido a sua notável flexibilidade. Para cada finalidade, existem módulos específicos que podem ser ativados e desativados conforme necessário. Além disso, o modelo pode ser executado em qualquer intervalo de tempo desejado e em qualquer tamanho de grade.

No entanto, é importante ressaltar que o modelo foi desenvolvido para aplicação em grandes bacias, o que implica que fenômenos de pequena escala são representados de maneira simplificada. Normalmente, são utilizadas resoluções espaciais não tão refinadas, com cerca de 1 a 5 km^2 (Knijff, Younis e Roo 2010). Por outro lado, os intervalos temporais podem ser diários para avaliar o balanço hídrico de longo prazo ou horários para trabalhar com eventos de inundação individuais. Também é possível combinar ambos os intervalos, onde variáveis obtidas a partir do processamento em escala diária podem ser utilizadas como condições iniciais para a aplicação do modelo em um intervalo horário.

A implementação do Lisflood é feita no Framework de Modelagem Ambiental PCRaster, por meio de uma interface Python. Em resumo, o PCRaster é uma ferramenta de operação raster-GIS que possui sua própria linguagem de computação. Essa linguagem

permite a manipulação de dados em formato de grade raster, em que os dados são organizados em células regulares, cada uma contendo um valor associado. O PCRaster oferece uma linguagem de programação específica para modelagem ambiental, o que permite aos usuários desenvolver modelos e algoritmos personalizados para simular processos naturais e realizar análises ambientais (Wesselung et al. 1996).

Um raster é uma representação de dados espaciais em duas dimensões, em que cada célula representa uma característica específica em um local geográfico referenciado. É amplamente utilizado para representação de imagens de satélite, modelos digitais de terreno, mapas de cobertura do solo e dados climatológicos. Portanto, o uso de rasters é apropriado para o objetivo de aplicação do Lisflood.

Para a aplicação do Lisflood, são utilizados dois tipos diferentes de arquivos: NetCDF e Map. Esses arquivos são essencialmente semelhantes, porém a principal diferença entre eles é a capacidade de visualização e manipulação de dados em mais de duas dimensões. O arquivo NetCDF pode ser entendido como a sobreposição de vários arquivos raster, sendo cada um referente a um determinado intervalo de tempo. No entanto, para a aplicação do Lisflood, não são necessárias mais de três dimensões, que são tempo e coordenadas.

Os arquivos NetCDF e Map são estruturas de dados adequadas para a aplicação do Lisflood, devido à sua capacidade de lidar com grandes quantidades de dados e utilizar um sistema de gradeamento georreferenciado.

Para apresentar um paradigma conceitual do modelo, a Figura 5 exibe a estrutura conceitual do Lisflood. A figura ilustra os elementos do modelo, que podem ser divididos em submodelos, incluindo a partição do balanço de água do solo em duas camadas, a partição para simulação de fluxo de água subterrânea e subsuperficial, a partição de escoamento superficial para o canal e a partição de propagação do fluxo no canal.

Além disso, o modelo simula uma série de processos, incluindo derretimento de neve, infiltração, interceptação de chuva, escoamento foliar, evapotranspiração, absorção de água pela vegetação, escoamento superficial, fluxo preferencial, troca de umidade entre as camadas de solo e o lençol freático, escoamento sub-superficial, escoamento de água subterrânea e escoamento entre canais.

No entanto, é importante observar que, de acordo com (Knijff, Younis e Roo 2010), alguns parâmetros não são computados pelo modelo, como sistemas de água subterrânea muito profundos. Isso impõe certas limitações na representação de áreas que contenham grandes lençóis freáticos.

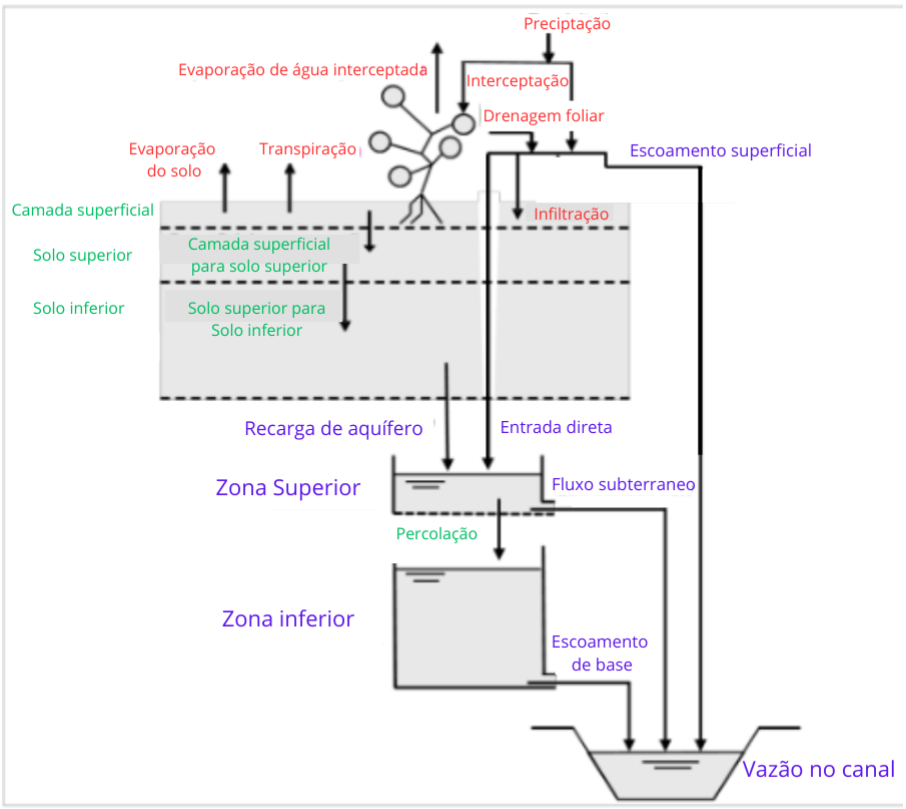


Figura 5 – Modelo Conceitual Lisflood

2.3 Estrutura do modelo

Nesta seção, serão apresentados os fundamentos teóricos do modelo, com as abordagens que se propõe para resolver os problemas, bem como a fonte de dados utilizada e a metodologia de coleta e tratamento desses dados.

2.3.1 Meteorológicos

As forçantes meteorológicas utilizadas para o Lisflood são apresentadas na tabela 2.3.1. As variáveis de entrada sempre devem estar nas unidades descritas, independentemente do intervalo de tempo real utilizado. O padrão de entrada do modelo é em milímetros por passo de tempo.

No que diz respeito aos cálculos relacionados à evapotranspiração, o modelo Lisflood inclui um módulo de pré-processamento chamado Lisvap, cujo propósito é calcular a evapotranspiração para diferentes tipos de superfície. Assim como o Lisflood, o Lisvap oferece alta flexibilidade em relação aos dados de entrada, sendo concebido para lidar com a possibilidade de heterogeneidade dos dados meteorológicos. As variáveis de ET0,ES0 e EW0 são todos calculados pela equação de Penman-Monteith, dentro do Lisvap (JRC

Tabela 1 – Entradas meteorológicas

Variável	Unidade
Precipitação [P]	$\frac{mm}{dia}$
Evapotranspiração potencial de cobertura vegetal [ET0]	$\frac{mm}{dia}$
Evaporação potencial do solo [ES0]	$\frac{mm}{dia}$
Evaporação potencial de superficial de água [EW0]	$\frac{mm}{dia}$
Temperatura média [Tavg]	°C

1997),empregada na forma

$$ET0 = \frac{\Delta R_a + \gamma EA}{\Delta + \gamma} \tag{2.1}$$

ET0, que representa a evapotranspiração potencial em $[\frac{mbar}{dia}]$, o Δ, que indica o gradiente da curva de vapor de saturação em $[\frac{mbar}{dia}]$, o R_a, correspondendo à radiação líquida absorvida em $[\frac{mbar}{dia}]$, γ, que é a constante psicrométrica expressa em $[\frac{mbar}{C}]$, e EA, que denota a demanda de evaporação de referência em $[\frac{mbar}{C}]$.

A mesma equação 2.1 é empregada tanto para o cálculo da evaporação do solo (ES0) quanto para a evaporação de superfícies aquáticas expostas (EW0). A diferenciação entre essas variáveis é alcançada ao utilizar valores distintos de radiação líquida absorvida e demanda evaporativa de referência.

Existem três principais modos de operação, cada um correspondendo a diferentes tipos de dados a serem utilizados. Por exemplo, a radiação solar incidente pode ser estimada com base na duração solar ou por meio de dados de cobertura de nuvens. Da mesma forma, o vento pode ser decomposto em suas componentes U e V. A tabela 2 mostra as variáveis que são necessárias para metodologia adotada no Lisvap.

Tabela 2 – Variáveis utilizadas para o Lisvap

Nome da variável	Descrição
PD	Pressão de vapor real [bar]
RG	Radiação [W/m^2]
TN	Temperatura mínima diária [°C]
TX	Temperatura máxima diária [°C]
WS	Velocidade do vento a 10 m da superfície [m/s]

O método selecionado considera a pressão de vapor atual, a radiação solar incidente, a temperatura e a velocidade do vento a 10 metros. Os dados foram obtidos diretamente das estações meteorológicas selecionadas, com exceção dos dados de pressão de vapor, que não são disponibilizados de forma direta. Para obter esses dados, foram utilizadas a equação de Tetens 2.2 e a relação entre pressão de vapor, umidade relativa e pressão de vapor atual 2.3, usando a pressão de saturação e a umidade relativa das estações como base para o cálculo (Stull 2015).

$$e_s = e_0 \times \exp\left(\frac{b \cdot (T - T_1)}{T - T_2}\right) \tag{2.2}$$

Em que, e_s, representa a pressão de vapor de saturação em kPa, refletindo a pressão máxima que o vapor de água pode atingir na fase de saturação. $e_0 = 0.6113$ kPa é um valor de referência para a pressão de vapor de saturação à temperatura de referência, e $b = 17.2694$ é um parâmetro empírico que afeta a taxa de variação da pressão de vapor em relação à temperatura. A temperatura T em Kelvin é usada para calcular a pressão de vapor de saturação, e os valores de temperatura de referência T_1 e T_2 são, respectivamente, 273.15 K e 35.86 K.

$$pd = \frac{UR \cdot es}{100} \tag{2.3}$$

A pressão de vapor atual (p_d) é expressa em kPa e representa a pressão parcial do vapor de água presente no ar. A pressão de vapor de saturação (e_s), também em kPa, é a pressão máxima que o vapor de água pode atingir na fase de saturação. A umidade relativa (UR) é um valor adimensional que expressa a relação entre a pressão de vapor atual e a pressão de vapor de saturação.

2.3.2 Cobertura de solo

No Lisflood, a modelagem da cobertura do solo é feita por meio das Unidades de Resposta Hidrológica (HRU), que combinam informações sobre o uso da terra, características do solo e topografia para gerar e controlar dinâmicas hidrológicas homogêneas. Isso permite uma análise integrada das interações entre solo, vegetação e atmosfera (Flügel 1997).

O modelo Lisflood considera cinco categorias diferentes de cobertura do solo, mostradas na 3 se baseiam em floresta, superfície impermeável, superfície de água, agricultura e outras (que incluem áreas agrícolas, seções naturais não florestais e áreas urbanas permeáveis). Cada categoria possui módulos específicos de cálculo que são executados sequencialmente dentro do Lisflood. Fatores como evapotranspiração, profundidade do solo, profundidade das raízes e dinâmica do escoamento variam para cada tipo de cobertura.

Tabela 3 – Diferentes tipos de cobertura de solo utilizados

Nome	**Intervalo**
Fração de água	0-1
Fração de superfícies impermeáveis	0-1
Fração de floresta	0-1
Fração de cultivos	0-1
Fração de outros tipos de uso do solo	0-1

Os dados foram obtidos através do Google Earth Engine, mais especificamente da coleção 2 do Conjunto de Dados Globais de Cobertura Terrestre Copernicus (CGLS-LC100) (Buchhorn et al. 2020). Essa coleção fornece valores percentuais que representam a presença de cada elemento no pixel. Para obter a fração de água, utilizou-se a camada "water-permanent-coverfraction". Já para a fração de superfícies impermeáveis, utilizou-se a camada "urban-coverfraction", multiplicada por um fator de 0,75 para representar a fração permeável nas áreas urbanas como praças, parques, jardins e e calçadas permeáveis. A fração florestal foi obtida a partir da camada "tree-coverfraction"e a fração de cultivo foi calculada usando a camada "crops-coverfraction".

No caso das áreas impermeáveis, o Lisflood considera que a água da precipitação preenche depressões e é esgotada por evaporação. Qualquer água que não preencha uma depressão atinge a superfície e contribui diretamente para o escoamento superficial. Esta fração de escoamento direto (f_{dr}) representa a fração do solo que compartilha as características mencionadas acima. O valor de f_{dr} é representado pela soma da fração impermeável urbana e a fração de cobertura de água.

A fração de área impermeável é um parâmetro importante para quantificar o balanço de massa do sistema hidrológico. Essa fração representa a proporção da área de um determinado pixel que é considerada impermeável, ou seja, não ocorre infiltração de água no solo. Nesses locais, toda a água proveniente da chuva é direcionada para o curso d'água mais próximo. Em áreas com depressões, a água se acumula até atingir o nível da depressão, momento em que o excesso de água começa a ser transportado para o canal.

Para determinar os valores de solo impermeável urbano em cada pixel, são atribuídos valores que variam de 0 (sem presença de áreas urbanas/impermeáveis) a 100 (área completamente urbana). Em seguida, é aplicado um fator de correção de 0.75, representando a fração impermeável da área urbana. Isso significa que parte da área urbana é considerada permeável, como a presença de árvores ao longo das estradas, áreas gramadas entre áreas de concreto, entre outros exemplos.

O tratamento da fração f_{dr} é diferenciado da parte permeável devido às características específicas do escoamento sobre essas superfícies. A fração permeável é composta pela fração de floresta, agricultura irrigada e outras categorias de cobertura do solo. Assim, o cálculo do escoamento direto na fração impermeável, é representado como R_d

$$R_{\mathrm{d}} = f_{\mathrm{dr}} W_{\mathrm{av}} \tag{2.4}$$

Para áreas permeáveis, a quantidade de água disponível (W_{av}) é definida pela equação:

$$W_{\mathrm{av}} = R\Delta t + M + D_{\mathrm{int}} - \mathrm{Int} \tag{2.5}$$

Onde, Wav representa a quantidade de água disponível em milímetros, R é a intensidade da chuva, M é a quantidade proveniente do derretimento de neve ambos em $\frac{mm}{dia}$, D_{int} corresponde à fração do escoamento direto proveniente da drenagem foliar, e Int é a fração do escoamento direto que foi interceptada.

É importante observar que o padrão de distribuição de cada fração do solo é idêntico entre os diferentes tipos. O valor 0 é atribuído quando não há presença desse tipo de solo, enquanto o valor 100 representa sua dominância absoluta. Para cada tipo de solo, são desenvolvidos conjuntos de dados específicos para sua implementação no modelo. A soma desses mapas de frações de solo sempre resulta em 1 para cada elemento no domínio do sistema, garantindo a representatividade completa da cobertura do solo no modelo.

Para áreas com cobertura de água, o Lisflood assume que a evaporação real é igual à evaporação potencial na água livre.

No caso da categoria "outros"(que inclui todas as categorias de solo não especificadas), a metodologia de elaboração dos dados é realizada pela soma de todos os perfis de solo diferentes. Em seguida, subtrai-se esse valor de 1 para obter a fração correspondente aos outros tipos de solo.

2.3.3 Índice de área foliar e interceptação

A capacidade das plantas de interceptar e armazenar água da chuva desempenha um papel fundamental na redistribuição dos recursos hídricos em uma bacia hidrográfica. Por meio desse processo, a vegetação exerce influência direta no fluxo de água que efetivamente atinge o solo, afetando a evaporação, infiltração e escoamento superficial. Diversos fatores, como a morfologia das plantas, densidade e altura da vegetação, tipo de cobertura vegetal e vazão, têm impacto na taxa de interceptação ao longo do tempo.

Para compreender e quantificar esse processo de interceptação, o modelo hidrológico LISFLOOD utiliza uma metodologia direta proposta por (Aston 1979), a qual requer dois parâmetros, o índice de área foliar (LAI) e o a intensidade de Precipitação.

No contexto específico do LISFLOOD, o Índice de Área Foliar (LAI) é uma variável por pixel que representa a área total das folhas em relação à área do solo. Ele é uma medida quantitativa que descreve o espaço ocupado pelas folhas em relação à superfície terrestre.

A interceptação (Int) é calculada usando a seguinte fórmula

$$\mathrm{Int} = S_{\max}\left(1 - \exp\left(-\frac{k \cdot R \cdot \Delta t}{S_{\max}}\right)\right) \tag{2.6}$$

onde Int (mm) representa a interceptação por intervalo de tempo, Smax (mm) é a interceptação máxima, e R é a intensidade da precipitação ($\frac{mm}{dia}$). O fator k é uma

constante que leva em consideração a densidade da vegetação e é ponderado pelo índice de área foliar (LAI) da vegetação calculado por

$$k = 0.046 \times LAI$$

já $S_{\max}$ é calculado usando a relação empírica de (Hoyningen-Huene 1981))

$$S_{\max} = \begin{cases} 0.935 + 0.498 \cdot LAI - 0.00575 \cdot LAI^2, & \text{se } LAI > 0.1 \\ 0, & \text{se } LAI \leq 0.1 \end{cases}$$

onde LAI representa o índice de área foliar $\frac{\mathrm{m}^2}{\mathrm{m}^2}$.

A interceptação possui dois limites, o primeiro é definido pela diferença entre $S_{\max}$ e a quantidade de água acumulada pela interceptação, ou seja o limite de armazenamento vegetal. além disso também nunca excede o valor de chuva acumulada.

Para evaporação da água interceptada é proposto que esse processo ocorre em seu máximo, no mesmo desempenho de superfícies de água aberta, tendo uma relação exponencial a fração de área foliar em cada pixel (Knijff, Younis e Roo 2010)

$$Ew_{\max} = Ew_0 \left(1 - \exp\left(-kgb \cdot LAI\right)\right) \cdot \Delta t \tag{2.7}$$

A taxa de evaporação potencial de uma superfície de água aberta (EW0) é representada em milímetros por dia assim como EWmax.A constante kgb refere-se ao coeficiente de extinção para a radiação solar global.

Como a evaporação é limitada pela quantidade de água armazenada nas folhas, a quantidade efetiva de evaporação dá água interceptada EW_{int} no passo de tempo é

$$EW_{int} = \min(EW_{max} \cdot \Delta t, int_{cum}) \tag{2.8}$$

Assim se é obtido EW_{int} que representa a evaporação real da água interceptada.O modelo assume que em média toda a água armazenada pela interceptação tera evaporado ou encontrado com o solo até o final de um dia. Assim é representado a drenagem foliar, processo em que temos a passagem da água é removida da superfície foliar, através de uma representação linear com uma variação temporal de um dia:

$$D_{int} = 1 - \frac{1}{t_{int}} \cdot Int_{cum} \cdot \Delta t \tag{2.9}$$

em que D_{int} representa a drenagem foliar por passo de tempo.

2.3.4 Evapotranspiração

O Lisflood realiza o cálculo da evapotranspiração da vegetação e do solo em duas etapas, conforme descrito em (Supit, Hooijer e Diepen 1994) e (Allen et al. 1998). O modelo estabelece um valor máximo para a taxa de transpiração no intervalo de tempo fornecido, denominado $\mathrm{T_{max}}$, como

$$T_{\max} = k_{\mathrm{crop}} \cdot ET0 \cdot (1 - \exp(-kgb \cdot LAI)) \cdot \Delta t - EW_{\mathrm{int}} \tag{2.10}$$

em que ET_0 é a taxa de evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}) e k_{crop} é o coeficiente de cultura. Sendo r_{ws} a taxa de transpiração, o valor de transpiração vegetal real pode então pode ser determinada como

$$T_a = r_{ws} \cdot T_{max} \tag{2.11}$$

A evaporação proveniente do solo, é dada por um potencial máximo ES_{max} , atenuando de maneira exponencial pelo cobertura vegetal representando pelo LAI.

$$ES_{max} = ES0 \cdot \exp(-kgb \cdot LAI)\, \Delta t \tag{2.12}$$

O potencial máximo de evaporação do solo, ES_0 é um dos parâmetros de entrada do modelo, proveniente do módulo citado Lisvap. Ele representa a evaporação potencial do solo e é uma medida da intensidade relacionada à umidade da camada superficial do solo. No modelo, essa relação é simulada usando a função definida por (Supit, Hooijer e Diepen 1994). Essa função utiliza o número de dias desde a última chuva (D_{slr}) como variável e retorna a evaporação esperada do solo (ES_a):

$$ES_a = ES_{\max} \times \left(\sqrt{D_{\mathrm{slr}}} - \sqrt{D_{\mathrm{slr}} - 1}\right) \tag{2.13}$$

No entanto, é necessário respeitar a disponibilidade de umidade presente no solo. Portanto, a evaporação do solo será o valor mínimo entre a evaporação esperada do solo e a diferença entre a umidade no nível superior do solo (w_1) e a umidade residual do solo (w_{r1}), representada matematicamente por

$$ES_a = \min(ES_a, w_1 - w_{r1}) \tag{2.14}$$

2.3.5 Infiltração e fluxo preferencial

A infiltração é um processo crucial no ciclo hidrológico, entende-se que o escoamento superficial ocorre quando a intensidade da precipitação excede a capacidade de infiltração do solo (Liu et al. 2019).

Essa atribuição é feita supondo que a fração do pixel que contribui para o escoamento pode ser relacionada à umidade total da célula por meio de uma distribuição não linear.

Se w_1 representa a umidade total armazenada na camada superficial do solo e w_{s1} é a capacidade máxima de armazenamento, a fração saturada do solo A_s na fração permeável pode ser aproximada por:

$$A_s = 1 - (1 - \frac{w_1}{w_{s1}})^b \tag{2.15}$$

Onde b é um parâmetro adicional de forma, que além de ser adimensional, é utilizado como um dos parâmetros de calibração do Lisflood. Esse parâmetro está relacionado à heterogeneidade de cada célula. Por exemplo, para uma célula homogênea, com uma fração de floresta de 100%, o termo b se aproximará de 0 (Sahoo 2005).

A capacidade de infiltração $\mathrm{INF_{pot}}$ é então uma função de $\mathrm{w_{s1}}$ e $\mathrm{A_S}$:

$$INF_{pot} = \frac{w_{s1}}{b+1} - \frac{w_{s1}}{b+1} \cdot \left[1 - (1 - A_S)^{\left(\frac{b+1}{b}\right)}\right] \tag{2.16}$$

No Lisflood, durante cada passo de tempo, uma fração da água disponível para infiltração é adicionada aos reservatórios superiores ou inferiores, atravessando toda a matriz de solo. Isso é feito para representar o fluxo preferencial de água no sistema.

Para isso, a seguinte equação é utilizada:

$$D_{pref,gw} = W_{av} \cdot \left(\frac{w_1}{w_{s1}}\right)^{c_{pref}} \tag{2.17}$$

Onde $D_{pref,gw}$, denota a quantidade de água que segue algum fluxo preferencial, direcionando-se para os reservatórios subterrâneos; W_{av}, corresponde à quantidade de água disponível para infiltração e c_{pref} é uma componente empírica que também exerce o papel de parâmetro de calibração no modelo.

Conforme água é adicionada ao solo, a componente $\mathrm{D_{pref}}$ se torna mais relevante para o sistema, representando uma componente necessária para o cálculo da infiltração real do solo:

$$INF_{act} = \min(INF_{pot}, W_{av} - D_{pref,gw}) \tag{2.18}$$

Com a infiltração definida, é possível determinar o escoamento superficial da fração permeável e impermeável do pixel da seguinte maneira:

$$R_s = R_d + (1 - f_{dr}) \cdot (W_{av} - D_{pref,gw} - INF_{act}) \tag{2.19}$$

2.3.6 Fluxo de umidade no solo

A água no solo se move devido a uma combinação de processos, incluindo ação da gravidade, diferenças de pressão e gradientes de umidade. Esses processos são influenciados por fatores como a textura do solo, a estrutura do solo, a porosidade do solo e a distribuição de raízes das plantas.

O fluxo de umidade do solo pode ocorrer em várias direções e escalas, desde a infiltração da água da chuva na superfície do solo até a percolação vertical em direção ao lençol freático.

A Lei de Darcy é uma lei fundamental da hidrodinâmica que descreve o fluxo de fluidos em meios porosos, como o solo. Ela estabelece que o fluxo de água através de um meio poroso é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico (diferença de pressão) e à condutividade hidráulica do meio (Tucci et al. 1993).

A forma matemática da Lei de Darcy no eixo vertical para uma única dimensão é dada por:

$$D = -K(\theta) \cdot [\frac{dh(\theta)}{dz} - 1] \tag{2.20}$$

Onde D representa o fluxo volumétrico de água através do meio poroso em metros cúbicos por segundo (m^3/s), K(θ) denota a condutividade hidráulica do meio em metros por segundo (m/s), e $\frac{dh(\theta)}{dz}$ corresponde ao gradiente matricial ao longo do eixo vertical.

O potencial matricial é uma medida do estado de energia da água no solo devido à influência do tamanho dos poros no solo. É definido como a diferença de potencial entre a água no solo e a água livre, e indica a dificuldade da água em se mover nos poros estreitos (Hurtado 2004).

Na Equação 2.20, o termo diferencial traduz a parcela de fluxo ascendente e descendente. No entanto, é feita a simplificação de que a movimentação de água no solo é sempre guiada pela gravidade, assumindo um fluxo descendente. Portanto, ao considerarmos o potencial matricial igual a zero, a equação acima descreve um fluxo exclusivamente descendente, diretamente relacionado à condutividade do solo.

Adicionalmente, seguindo a equação de Van Genuchten (Genuchten 1980), é possível calcular os fluxos descendentes do perfil de solo superior para os reservatórios internos do sistema. Escrevendo a equação em termos de milímetros de perfil d'água (Knijff, Younis e Roo 2010) teríamos

$$D = K(w) = K_s(\frac{w - w_r}{w_s - w_r})^{\frac{1}{2}}1 - [1 - \frac{w - w_r}{w_s - w_r}] \tag{2.21}$$

Em que K_s representa a capacidade de saturação do solo em milímetros por dia

($\frac{mm}{dia}$), w é a umidade real do sistema, wr corresponde à umidade residual do sistema, w$_s$ denota a umidade máxima ou de saturação do sistema,todos os três em milímetros, e m é um parâmetro relacionado ao tamanho dos poros da superfície e está ligado à textura do solo pelo termo (λ) obtido por

$$m = \frac{\lambda}{\lambda + 1} \tag{2.22}$$

Com a equação 2.21, é possível avaliar o deslocamento da água entre os diferentes reservatórios presentes no modelo conceitual do Lisflood, conforme mostrado na Figura 5. Especificamente, é possível analisar o deslocamento dentro das camadas de solo superficial, superior e inferior, além do movimento entre os reservatórios subterrâneos.

No entanto, é importante destacar que, de acordo com (Knijff, Younis e Roo 2010), como o intervalo de tempo adotado para a solução do modelo é diário, a solução da equação 2.21 pode resultar em valores de fluxo maiores do que a quantidade de água armazenada no sistema. Para lidar com esses casos, o Lisflood utiliza uma abordagem que consiste em resolver a equação para um intervalo de tempo menor, de modo a garantir resultados mais precisos e realistas.

2.3.7 Escoamento de água

O escoamento de água é um conceito fundamental em modelos hidrológicos, pois representa o movimento da água através do sistema hidrológico, incluindo a superfície do solo, os canais de drenagem e as camadas subsuperficiais. No Lisflood, o escoamento é abordado em duas etapas distintas. Primeiro, o sentido do escoamento é determinado com base nos dados topográficos e na geometria do canal. O escoamento gerado em cada pixel é direcionado para o pixel a jusante mais próximo, seguindo o fluxo natural da água.

O escoamento superficial é modelado usando a equação da onda cinemática, que descreve a propagação da água em uma superfície inclinada. Esse tipo de escoamento ocorre na superfície do solo, quando a capacidade de infiltração é excedida ou quando o solo está saturado. O Lisflood considera as características do terreno e as propriedades hidráulicas para determinar a velocidade e a direção do escoamento superficial.

Além disso, o escoamento subsuperficial é modelado para relacionar os reservatórios abaixo do solo com os corpos d'água. Esse tipo de escoamento envolve a movimentação da água nas camadas subsuperficiais do solo, através de processos como a percolação vertical em direção ao lençol freático e a interação com os reservatórios subterrâneos. O Lisflood considera as propriedades do solo, como a condutividade hidráulica, para simular o fluxo subsuperficial.

Para calcular e definir o escoamento dentro do canal, é realizado um balanço de massa do sistema do pixel, considerando todas as contribuições provenientes de diferentes

fontes. Essas contribuições podem incluir o escoamento superficial, o escoamento subsuperficial e outras entradas provenientes de fontes externas, como precipitação direta no canal.

2.3.7.1 Água subterrânea

Como visto no modelo conceitual na figura 5, o Lisflood simula os reservatórios subterrâneos, dividindo-os em duas principais partições. Uma delas é denominada de zona superior, que representa a parte do solo com maior taxa de escoamento de água, devido à presença de poros de maior tamanho.

Nessa configuração, a zona superior permite um fluxo mais rápido da água armazenada, contribuindo para o escoamento do sistema. Essa divisão em zonas é importante para representar a dinâmica da água subterrânea e sua interação com o restante do modelo hidrológico.

O escoamento da zona superior para o canal é expressa no Lisflood por

$$Q_{uz} = \frac{1}{T_{uz}} \cdot UZ \cdot \delta t \tag{2.23}$$

O termo T_{uz} representa a duração, em dias, em que a água permanece armazenada na zona superior. Já o termo UZ refere-se à quantidade de água armazenada na zona superior (Upper zone). O valor de UZ pode ser ponderado utilizando

$$UZ = D_{2,gw} + D_{pref,gw} - D_{uz,lz} \tag{2.24}$$

$D2, gw$ refere-se ao fluxo do perfil de solo inferior em direção aos reservatórios de água subterrânea, enquanto $DDpref, gw$ indica o fluxo preferencial do solo com destino aos reservatórios subterrâneos. Além disso, $DD_{uz,lz}$ representa a fração de água que passa pelo processo de percolação do reservatório superior para o inferior.

É estabelecido que a percolação, através de várias interações de recirculação de água no solo, não é tanto um problema estático, mas sim um fenômeno temporal (Tucci et al. 1993). Assim, $D_{uz,lz}$ representa uma quantidade fixa durante um determinado período de tempo, calculada por meio da equação

$$D_{uz,lz} = \min(GW_{perc} \cdot \delta t, UZ) \tag{2.25}$$

Onde GW_{perc} $[\frac{mm}{dia}]$ representa a taxa máxima de percolação possível da zona superior para a zona inferior.

A segunda partição, denominada zona inferior (Lower Zone), é responsável pelo fluxo de base. A vazão de saída dessa partição para o canal é análoga à equação 2.23, porém com parâmetros específicos para a zona inferior:

$$Q_{lz} = \frac{1}{T_{lz}} \cdot LZ \cdot \delta t \tag{2.26}$$

O valor de LZ, que representa a água armazenada na zona inferior, é calculado por

$$LZ = D_{uz,lz} - W_{use} - (GW_{loss} \cdot \delta t) \tag{2.27}$$

Vemos que o único contribuinte para a zona inferior é a percolação de água Duz, lz (equação 2.25), enquanto o termo dedutivo Wuse se refere a uma fração de água que é retirada por uma causa antropológica, como irrigação, uso industrial ou doméstico.

Embora o termo GW$loss$ seja semelhante em conceito ao GW$perc$, uma vez que ambos representam a percolação máxima do sistema, sua utilidade é diferente devido à zona inferior. O GW$loss$ é um sumidouro do sistema, representando a água que foi percolada da zona inferior para sistemas subterrâneos mais profundos e que não retorna ao sistema. Portanto, valores maiores de GW$loss$ indicam menos água no sistema.

Tanto GW$loss$ quanto GW$perc$ são parâmetros obtidos por meio da calibração do modelo para uma área de estudo específica. Da mesma forma, os valores de Tuz, Tlz e LZ_{limite} também são obtidos por meio da calibração do modelo.

Na fração de solo impermeável, tanto UZ (zona superior) quanto LZ (zona inferior) são igual a zero. Portanto, todos os cálculos descritos nesta seção são aplicáveis apenas à fração permeável do solo.

2.3.7.2 Escoamento superficial e em canais

A propagação do escoamento de água sobre o solo e dentro de canais é um processo distribuído, no qual as variações de velocidade, vazão e profundidade afetam a energia e a massa do sistema em diferentes locais. A velocidade, por exemplo, varia ao longo do rio em diferentes direções, tanto longitudinalmente como nas bordas e na altura da lâmina d'água até a base do canal.

Para descrever esse processo, modelos de propagação de fluxo são utilizados para obter equações que relacionam a vazão e o nível d'água com dependência espacial e temporal. Uma vantagem dessa abordagem é que os valores de nível d'água e vazão são calculados simultaneamente, permitindo uma melhor representação da natureza não uniforme da propagação em um canal (Chow, Maidment e Mays 1988).

Esses fenômenos são uma ferramenta interessante para transformar a chuva em escoamento superficial em uma bacia hidrográfica e produzir uma vazão específica na saída da bacia. Além disso, eles também são relevantes para lidar com escoamentos em escalas menores, como a entrega de água de um corpo hídrico para fins de irrigação.

O Lisflood adota a abordagem descrita por Chow et al. (Chow, Maidment e Mays 1988) para descrever a propagação do escoamento superficial no canal. Isso é feito por meio de uma solução implícita de diferenças finitas da equação cinemática de ondas. Essa solução é baseada em duas equações principais, equação da continuidade e a equação da quantidade de movimento, A equação da continuidade 2.28 pode ser escrita também em forma de diferenças finitas 2.29, método que é utilizado para a solução

$$\frac{\partial Q_{sr}}{\partial x} + \frac{\partial A_{sr}}{\partial t} = q_{sr} \tag{2.28}$$

$$\frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_{i}^{j+1}}{\delta x} + \frac{A_{i+1}^{j+1} - A_{i+1}^{j}}{\delta t} = \frac{q_{i+1}^{j+1} - q_{i+1}^{j}}{2} \tag{2.29}$$

Q_{sr} denota o escoamento superficial em metros cúbicos por segundo $[\frac{m^3}{s}]$, A_{sr} representa a área de seção transversal do fluxo em metros quadrados $[\mathrm{m}^2]$, e q_{sr} é a quantidade de fluxo lateral por unidade de comprimento do fluxo em metros quadrados por segundo $[\frac{m^2}{s}]$

Na equação de quantidade de movimento ,

$$\rho \cdot g \cdot A_{sr} \cdot (S_0 - S_f) = 0 \tag{2.30}$$

ρ representa a densidade do fluxo em quilogramas por segundo $[\frac{kg}{s}]$, g denota a aceleração da gravidade em metros por segundo ao quadrado $[\frac{m}{s^2}]$, S_0 é o gradiente topográfico, e S_f é o gradiente de atrito.

Sendo possível se escrever na forma

$$A_{\mathrm{sr}} = \alpha_{k,\mathrm{sr}} \cdot Q_{\mathrm{sr}}^{\beta_k} \tag{2.31}$$

Onde os parâmetros α e β podem ser obtidos em duas etapas, a primeira é a junção das equações 2.31 e 2.29:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} \cdot Q_{i+1}^{j+1} \alpha_k \cdot (Q_{i+1}^{j+1})^{\beta_k} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \cdot Q_{i}^{j+1} \alpha_k \cdot (Q_{i+1}^{j})^{\beta_k} + \Delta t \cdot \frac{q_{i+1}^{j+1} + q_{i+1}^{j}}{2} \tag{2.32}$$

E a segunda etapa é substituindo a equação de Manings 2.33 no lado direito da equação 2.32.

$$A_{\mathrm{sr}} = \left(\frac{n \cdot P_{\mathrm{sr}}^{2/3} \cdot \sqrt{S_0}}{\left(\frac{3}{5}\right)^{3/2}} \right) \cdot Q_{\mathrm{sr}}^{3/5} \tag{2.33}$$

$$\alpha_k = \left(\frac{n \cdot P_{sr}^{2/3}}{\sqrt{S_0}} \right)^{0.6} \quad ; \quad \beta_k = 0.6 \tag{2.34}$$

No Lisflood, o procedimento descrito acima propaga apenas o escoamento superficial para o canal mais próximo, sem simular o escoamento através da rede de canais nessa etapa. O cálculo do escoamento de água superficial e a propagação no canal são tratados como processos separados. Após o cálculo da propagação do escoamento superficial, a vazão resultante é adicionada como entrada de fluxo lateral para calcular a propagação do canal.

A solução do escoamento no canal é fundamentada na solução da onda cinemática. Onde agora na equação 2.28 no lugar de Q_{sr} teremos Q_{ch} representando a vazão no canal.

$$\frac{\partial Q_{ch}}{\partial x} + \frac{\partial A_{ch}}{\partial t} = q_{ch} \tag{2.35}$$

Já á equação de quantidade de movimento se torna:

$$\rho \cdot g \cdot A_{ch} \cdot (S_0 - S_f) = 0 \tag{2.36}$$

e a equação de Manning's:

$$A_{\mathrm{ch}} = \left(\frac{n \cdot P_{\mathrm{ch}}^{2/3} \cdot \sqrt{S_0}}{\left(\frac{3}{5}\right)^{3/2}} \right) \cdot Q_{\mathrm{sr}}^{3/5} \tag{2.37}$$

Aqui, P_{ch} representa o perímetro molhado do canal, e n é o fator de rugosidade, que é um dos parâmetros de calibração do modelo. O Lisflood assume uma seção transversal trapezoidal para o canal, e os dados de entrada fornecidos ao modelo incluem a profundidade do canal, a largura do fundo e a inclinação das paredes.

Assumindo que sinais positivos indicam acréscimo de água ao canal e sinais negativos indicam retirada de água, a equação que define o escoamento no canal é a seguinte:

$$q_{ch} = \frac{\sum Q_{sr} + \sum Q_{uz} + \sum Q_{lz} + Q_{in} + Q_{res} + Q_{lake} - totQ_{chan} - EvapChan}{L_{ch}} \tag{2.38}$$

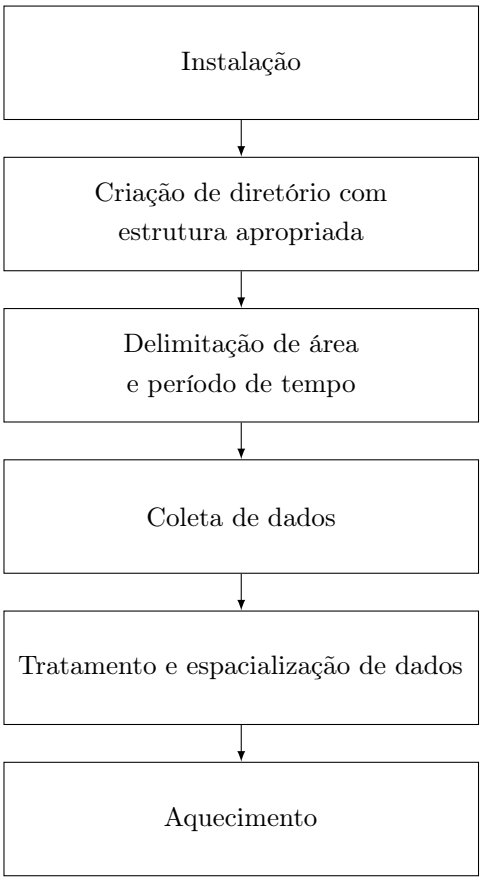
q_{ch} em essência representa o volume de água que entra no canal por unidade de comprimento(L_{ch}).

Variável	Descrição
Q_{sr}	Contribuição da água escoada superficialmente
Q_{uz}	Contribuição da água escoada da zona superior
Q_{lz}	Contribuição da água escoada da zona inferior
Q_{in}	Fluxo de água a partir de fontes externas
Q_{res}	Água que flui de um reservatório para o canal
Q_{lake}	Água que flui de um lago para o canal
$totQ_{chan}$	Volume total de água removido do canal para atender às demandas de água urbana e agrícola.
EvapChan	Volume de água que evapora do canal

3 Construção

Neste capítulo,é abordado em detalhes a construção da modelagem hidrológica do Lisflood na bacia de Porto Amazonas. Sera tratado sobre os tipos de dados necessários,assim como seus formatos e especifidades, além dos procedimentos realizados para execução do modelo.

A aplicação do modelo hidrológico Lisflood não é uma atividade trivial, e requer uma elevada gama de dados, além de discretizações diferentes para segmentos de solos e tipos de cobertura vegetal. Uma estruturação das etapas que foram seguidas é representada a seguir:



A instalação do modelo é simples e pode ser executada seguindo os passos descritos na referência (Instalação e teste LF 2010).

3.0.1 Códigos e Preparação de Dados

A aplicação do Lisflood depende do uso de dados georreferenciados, exigindo a conformidade com critérios específicos. Em primeiro lugar, é fundamental que todos os dados possuam a mesma extensão geográfica e georreferenciamento.

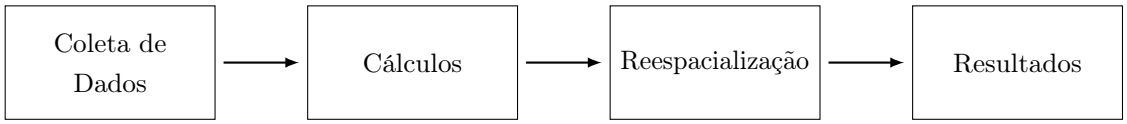
Para garantir a integridade dos resultados, é essencial definir as escalas de tempo e resolução espacial. O modelo Lisflood recomenda a escala diária para a malha temporal. Quanto à resolução espacial, é necessário proceder com cautela. A escolha de uma malha de grade muito fina aumentaria o tempo de processamento e o custo computacional, especialmente no tratamento de arquivos com escala temporal (consulte a seção 3.1.3). No entanto, uma malha com resolução excessivamente alta comprometeria a representação do meio físico.

Para este estudo, optamos por uma grade composta por 19 colunas por 12 linhas, com uma resolução espacial de 5.282,101 metros, equivalente a 0.01°. Isso resultou em uma área por pixel de 27,900594.0 km^2 ilustrada na figura 10. Embora o número de pixels precise ser o mesmo em todos os arquivos, a resolução de cada pixel não necessita ser constante dentro de um único arquivo.

A fim de realizar cálculos e manipulações de dados, mantendo a integridade de seus valores, utilizamos rotinas implementadas no Google Earth Engine(GEE) e em Python,este ultimo com suporte de bibliotecas especializadas em dados georreferenciados, como Pcraster, xarray e Gdal além de bibliotecas auxiliares, como pandas, numpy, matplotlib, scipy, entre outras.

Outro aspecto relevante é a re-espacialização dos dados. Uma vez que a resolução dos dados de entrada frequentemente excede a resolução desejada (0.01°), é necessário re-espacializar os dados para atender à resolução do modelo. Esse processo envolve a transformação e agregação dos dados para uma escala diferente.

Os cálculos e manipulações de dados para re-espacialização seguiram um conceito estruturado, conforme apresentado no organograma abaixo:



No total são necessários para a execução inicial do Lisflood um total de 61 mapas de dados. Eles podem ser separados em diferentes atribuições e consequentemente diretórios,como mostrado na tabela 3.0.1

Cada diretório mencionado anteriormente conterá arquivos do tipo NetCDF ou PCRaster, dependendo do segmento específico. A seguir, adentraremos cada um dos dados contidos em cada diretório.

3.0.2 Características Geográficas e Topográficas do Canal

A pasta "maps"contém arquivos essenciais para o modelo. O "mask map"é um mapa de máscara que define os padrões espaciais de resolução fornecendo a área e o

Tabela 4 – Organização de diretórios e seus elementos

Pasta	**Descrição**
maps	Características geográficas do canal e topográfica
landuse	Contém os dados de fração de uso do solo
soilhyd	Contém dados de umidade do solo
table2map	Características especificas para frações do solo
meteo	Contém dados meteorológicos utilizados nas simulações
lai	Armazena os dados de índice de área foliar
parameters	Armazena os parâmetros do modelo que serão utilizados para calibração
out	Pasta de saída para os resultados das simulações
codigos	Contém os códigos elaborados para tratamento e manipulação dos dados

Tabela 5 – Arquivos relacionados às características geográficas e topográficas do canal

Nome	**Unidades**	**Faixa**
mask map	-	nenhum-1
local drain direction map	-	1,2,3,4,5,6,7,8,9
slope gradient map	-	>0
standard deviation of elevation map	-	≥ 0
flow accumulation area/upstream area	m^2	>0
Side slope	m	0
Channel length	m	0
Channel gradient	m/m	0-1
Manning's roughness coefficient	$\frac{m^{1/3}}{s}$	>0
Bottom width	m	>0
Floodplain	m	>0
Bankfull channel depth	m	>0

comprimento de cada pixel, e é usado como referência para os outros conjuntos de dados. Esse arquivo foi criado utilizando o GEE e a função "ee.image.pixelArea()", que calcula a área em metros quadrados de cada célula, levando em conta a curvatura do globo. O comprimento de cada célula é calculado dividindo a área da célula pela sua resolução ao longo da longitude em metros.

Para os mapas topográficos, o primeiro passo é definir o modelo digital de elevação (DEM). Neste estudo, utilizamos dados do projeto Hydrosheds, que oferece uma variedade de dados baseados no SRTM-3 data (Shuttle Radar Topography Mission). O HydroSheds é um banco de dados hidrológicos que passou por processos de melhoria, como preenchimento de lacunas, filtragem de imperfeições e delineação de cursos d'água. Entre os dados disponiveis do HydroSheds, foi utilizado o dado de modelo digital de terreno (HydroSheads 2006).

O mapa de direção de fluxo, ou local drain direction map (LDD), é fundamental para conectar a malha de pixels e expressar a direção do escoamento de uma célula para outra. Existem nove direções possíveis, correspondentes aos pontos cardeais, além de um

2	8	1
3	5	9
7	6	4

Figura 6 – Direções adotadas no LDD

valor adicional para representar depressões. A figura 3.0.2 mostra a orientação seguida na criação do mapa de LDD. Onde atribuímos os seguintes valores às direções da rosa dos ventos: N=8, NE=9, E=6, SE=3, S=2, SW=1, W=4, NW=7 e células da grade com apenas entrada de água (depressões) igual a 5.

Obter um mapa de direção é um processo complexo principalmente ao alterar a escala de resolução dos dados, um bom guia de orientação foi encontrado em (A Pan-European Data Set for hydrological modelling 2014).

O mapa de inclinação (gradient) representa o gradiente de variação do valor entre uma célula e seus vizinhos. Para cada célula, é atribuído o valor da maior variação entre seus oito vizinhos, indicando a descida mais íngreme a partir da célula. Da mesma forma, o mapa de desvio padrão de elevação (elvstd) é calculado como o desvio padrão entre os 8 pixels ao redor do elemento em questão.

O mapa de área de contribuição (upArea) representa a área acumulada de todos os pixels de água conectados em uma rede de rios a montante de um determinado ponto. Ele representa o segmento inteiro que contribui para o fluxo de água em um ponto específico ao longo da rede de drenagem. Para estimar a área respectiva, são utilizados os mapas de direção do fluxo e de área. O mapa de área de contribuição fornece informações importantes sobre a quantidade de água esperada em diferentes pontos ao longo da rede de drenagem e serve de base para definir outras características do canal.

Para a geometria dos canais alguns dados são necessários. Afim de se estipular o comprimento do canal em cada pixel, foram utilizados os dados fornecidos no projeto Cama-Flood (CaMa-Flood: Global River Hydrodynamics Model 2023), que tem como objetivo simular a hidrodinâmica de rios em escala global. Esses dados foram processados pelo autor do projeto, Dai Yamazaki, e colaboradores.

Também é necessário um mapa que represente a inclinação do canal. Essa inclinação não se limita apenas à direção longitudinal (changrad), mas também inclui a inclinação do talude (chans). Foi considerada uma simplificação nos cálculos, assumindo que o talude tem uma inclinação constante de 45 graus. Já para a inclinação longitudinal, foram utilizados dados de elevação do terreno e da direção do fluxo.

Para cada pixel, são utilizados os dados do arquivo gerado de direção de fluxo e os dados de elevação do terreno. Com base nesses valores, a diferença de altitude é calculada e a inclinação do trecho é atribuída como a relação entre a diferença de altitude e o comprimento do canal.

$$changrad = \frac{\Delta elevacao}{chanlength} \tag{3.1}$$

Quando o pixel indica uma declividade, ou seja tem valor de LDD igual a 5, se é setado inclinação de 0.

Seguindo a metodologia descrita por Burek et al. (A Pan-European Data Set for hydrological modelling 2014), o coeficiente de rugosidade de Manning para os canais (chanman) foi calculado com base na relação empírica entre a elevação do canal e a área a montante 3.2. Também foram calculadas a largura do canal 3.3, a profundidade do canal 3.4 e a largura da planície de inundação 3.5, utilizando a mesma referência.

$$chanman = 0.025 + 0.015 * \min(\frac{50}{UpArea}, 1) + 0.03 * \min(\frac{DEM}{2000}, 1) \tag{3.2}$$

$$chanbw_1 = 0.0032 * UpArea \tag{3.3}$$

$$chanbnkf_1 = 0.27 * UpArea^{0.33} \tag{3.4}$$

$$chanflpn = 3 * chanbw \tag{3.5}$$

Após a realização do aquecimento do modelo, temos uma saída gerada que representa a vazão média em cada pixel, assim, tanto a profundidade quanto a largura do canal são ajustadas para obter uma simulação mais precisa e representativa. Nesse estágio, as seguintes equações são aplicadas, levando em consideração os valores de vazão média obtidos na primeira rodada do modelo,

$$chanbw_2 = Q_{med}^{0.539} \tag{3.6}$$

$$chanbnkf_2 = 1.004 * chanman^{0.6} \cdot (2 \cdot Q_{med})^{0.6} \cdot chanbw^{-0.6} \cdot changrad^{-0.3} \tag{3.7}$$

3.1 Profundidade de solo

Tanto para os mapas de cobertura vegetal e de características do solo, o Lisflood exige que seja feita uma descritização desses dados para três camadas de profundidade. Seguindo a metodologia de (A Pan-European Data Set for hydrological modelling 2014), o solo é dividido em três camadas: a camada superficial (camada 1), a camada intermediária (camada 2) e a camada de fundo (camada 3). Para obter essas informações, utilizamos os dados de (Hengl et al. 2017), que forneceram os valores de profundidade absoluta até a rocha matriz (abs_path).

Os valores de profundidade do solo são adicionados em milímetros ao modelo, enquanto todos os cálculos são realizados em metros. A profundidade da camada superficial é constante e definida como

$$SD_1 = 50 \text{ mm} \tag{3.8}$$

para a segunda camada, temos a equação se torna

$$SD_2 = \begin{cases} \frac{abs_path - SD_1}{2}, & \text{se } > 300 \text{ mm} \\ \min(\text{rootdepth}, (abs_path - 300 \text{ mm} - SD_1)), & \text{se } > 300 \text{ mm} \end{cases}$$

rootdepth representa a profundidade média das raízes no pixel (seção3.1.2).Para o caso em que SD2 é menor que 50 mm, é utilizado o valor padrão

$$SD_2 = 50 \text{ mm} \tag{3.9}$$

já para a camada de fundo (camada 3), temos

$$SD_3 = abs_path - (SD_1 - SD_2) \tag{3.10}$$

3.1.1 Dados de solo

As propiedades hidráulicas do solo, desempenham um papel fundamental na compreensão e modelagem dos processos relacionados à água no solo. Essas propriedades incluem o theta saturado, que representa a quantidade máxima de água que o solo pode reter quando está completamente saturado, e o theta residual, que representa a quantidade mínima de água presente no solo. Além disso, temos o parâmetro lambda, também conhecido como "n-1"na literatura de (Genuchten 1980), que indica o tamanho dos poros do solo. O genu alpha é outro parâmetro importante que caracteriza as propriedades hidráulicas do solo. Por fim, o K saturado representa a condutividade hidráulica saturada, que descreve a facilidade com que a água se move através dos espaços porosos do solo. Essas propriedades são essenciais para análises relacionadas à infiltração e ao fluxo preferencial da água no solo, como abordado na seção de infiltração e fluxo preferencial (seção 2.3.5).

Cada um dos dados apresentados em 3.1.1 tem seus valores discretizados para três diferentes profundidades de solo, e três tipos de cobertura de solo, resultando em um total

Tabela 6 – Arquivos relacionados a umidade do solo

Nome	**Unidades**	**Faixa**
Theta saturado	$\frac{m^2}{m^2}$	> 0 e < 1
Theta residual	$\frac{m^2}{m^2}$	> 0 e < 1
Lambda	-	> 0 e $\leq 0{,}42$
Genu_Alpha	cm^{-1}	> 0 e $\leq 0{,}055$
K saturado	$\frac{mm}{dia}$	> 0

de 25 arquivos. Tomando o parametro theta residual como exemplo, teriamos thetarN_T arquivos, onde N é o número da camada de profundidade do solo (N = '1' para a camada superficial, N = '2' para a camada intermediária, N = '3' para a camada inferior), e T é o tipo de cobertura do solo (T = 'f' para áreas florestadas, T = 'o' para áreas não florestadas ou outras). Para N = '3', o tipo de cobertura do solo não é diferenciado (áreas florestadas e outras são combinadas).

Para obter os dados necessários, foram utilizadas informações sobre argila, silte, matéria orgânica, densidade aparente, pH e capacidade de troca de cátions (CTC) para diferentes tipos de vegetação. Esses dados foram obtidos por meio da plataforma SoilGrids (Poggio et al. 2021), que fornece informações sobre diferentes perfis de solo com uma resolução de 250 metros para camadas de 0-5cm, 5-15cm, 15-30cm, 30-60cm, 60-100cm e 100-200cm. Utilizando a metodologia em 3.1, foi possível determinar a profundidade de cada camada de solo. Em seguida, os dados necessários foram coletados e agregados para cada perfil de solo.

Como exemplo, considerando a porcentagem de argila presente, para representar o perfil superficial de solo de 5 cm, foram utilizados os dados de argila da camada de 0-5 cm. No entanto, para o segundo e terceiro perfis de profundidade do solo, o processo é um pouco mais complexo. Inicialmente, a profundidade do perfil foi determinada e os valores de argila compatíveis disponíveis nos perfis do SoilGrids foram agregados através de uma média para representar o conteúdo de argila dentro do intervalo especifico. Caso tenhamos um pixel com profundidade de solo2 de 100 cm, então os perfils de solo 5-15 cm, 15-30 cm, 30-60 cm, 60-100 cm seriam utilizados.

Com os dados reagrupados e discretizados para cada perfil de solo é possível se obter os parâmetros de solo utilizando da metodologia de (Tóth et al. 2015)

$$\Theta_s = 0.83080 - 0.28217 \cdot D + 0.0002728 \cdot C + 0.000187 \cdot S \tag{3.11}$$

$$sand = 100 - S - C$$

$$\Theta_r = \begin{cases} 0.179, & \text{se } Sand < 2.0 \\ 0041, & \text{se } Sand \geq 2.0 \end{cases}$$

$$\log_{10}(\lambda) = 0.22236 - 0.30189 \cdot B \cdot D - 0.05558 \cdot T - 0.005306 \cdot C - 0.003084 \cdot S - 0.01072 \cdot O \cdot C \tag{3.12}$$

$$\log_{10}(\alpha) = -0.43348 - 0.41729 \cdot D - 0.04762 \cdot O \cdot C + 0.21810 \cdot T - 0.01581 \cdot C - 0.01207 \cdot S$$

$$\log_{10}(K_{\mathrm{Sat}}) = 0.40220 + 0.26122 \cdot \mathrm{pH} + 0.44565 \cdot T - 0.02329 \cdot C - 0.01265 \cdot S - 0.01038 \cdot \mathrm{CEC}$$

Onde Θ_s é o parametro theta saturado, Θ_r é o parametro teta residual, λ o parametro lambda, α o parametro genu alpha e k_sat k saturado, com limites e unidades descritas na tabela 3.1.1,além disso D é a densidade aparente, C é % de argila, S é % de silte, OC é o teor de matéria orgânica, CEC é capacidade de troca catiônica, pH - pH do solo, e T é a distinção entre solo superficial e subsolo, sendo definido por (Allen 1977) como a camada de 0-30cm. logo T é igual a 1 na camada superficial e 0 no restante.

As equações fornecidas são seguidas pelas condições correspondentes a cada uma delas. Essas equações representam os dados para cada parâmetro de solo em diferentes profundidades. Além disso, os mapas de fração de floresta e não floresta são utilizados para definir as variações desses parâmetros em diferentes classes. Para essa finalidade, os mapas de fração de solo são agregados em dois arquivos: um representa a fração de solo correspondente às áreas de floresta, que é o próprio arquivo de fração de floresta, e o outro representa a soma da fração de solo de todas as áreas que não são floresta. É feita uma média ponderada pela porcentagem de floresta e não floresta para obter os dados correspondentes.

3.1.2 Caracteristicas de cobertura do solo

As características da cobertura do solo são calculados levando em consideração a distribuição geográfica de cada tipo de solo. Para isso, os elementos que compõem a atribuição de cada classe de solo são analisados mais detalhadamente.

Os dados necessários pelo lisflood são o coeficiente de cultura, o número do grupo de cultura e a rugosidade da superfície de Manning's, cada um deles apresentando variações de acordo com o tipo de cobertura, sendo agora separados em floresta, cultivo e outros.

Tabela 7 – Arquivos dentro da pasta table2map

Nome	**Unidades**	**Faixa**	
Coeficiente de Cultura	-	0,2 - 1,08	
Número do Grupo de Culturas	-	1 - 5	
Coeficiente de Manning	mannings_T.nc	$\frac{m^{(1/3)}}{s}$	0,015 - 0,20
Profundidade do Solo	soildepthN_T.nc	mm	>=50

A classificação "discrete_classification"presente em (Buchhorn et al. 2020) do programa Europeu Copernicus Global Land Service, contém informações sobre a cobertura predominante em cada pixel em uma resolução de 100metros. Na tabela 8 podemos encontrar as os índices utilizados para determinar áreas de florestas, bem como na tabela 9 e 10 com os índices e tipos para classificação de outros e cultivos respectivamente.

Índice	Nome
111	Floresta fechada de folhas perenes de agulha
112	Floresta fechada de folhas perenes de folhas largas
113	Floresta fechada de folhas caducas de agulha
114	Floresta fechada de folhas caducas de folhas largas
115	Floresta fechada mista
116	Floresta fechada desconhecida
121	Floresta aberta de folhas perenes de agulha
122	Floresta aberta de folhas perenes de folhas largas
123	Floresta aberta de folhas caducas de agulha
124	Floresta aberta de folhas caducas de folhas largas
125	Floresta aberta mista
126	Floresta aberta desconhecida

Tabela 8 – Classificações utilizadas em florestas

Índice	Nome
20	Arbustos
30	Vegetação herbácea
40	Área cultivada
60	Vegetação esparsa/sem vegetação
70	Neve e gelo
90	Área úmida herbácea
100	Musgo e líquen

Tabela 9 – Classificações utilizadas em outros

Índice	Nome
9	Silvicultura
15	Pastagem
21	Mosaico de usos
39	Soja
40	Arroz
41	Outras lavouras temporárias

Tabela 10 – Classificações utilizadas em cultivos

Com os arquivos discretizados de tipos de solos criados, serão necessários alguns parâmetros adicionais para cada um desses elementos. Os valores do coeficiente de cultivo (Kc), altura do cultivo (h), número do grupo de cultivo (kg) e profundidade do cultivo (root) foram obtidos através de (Centre 1994) e (Allen 1977), enquanto o coeficiente de Manning's (km) da superfície foi obtido em (Sturm 2001). Os valores correspondentes podem ser encontrados na Tabela 11.

Atravez das equaçôes

$$Kc = \frac{\text{fraction1} \cdot \text{height1} \cdot \text{Kc1} + \text{fraction2} \cdot \text{height2} \cdot \text{Kc2} + \ldots + \text{fraction6} \cdot \text{height6} \cdot \text{Kc6}}{\text{fraction1} \cdot \text{height1} + \text{fraction2} \cdot \text{height2} + \ldots + \text{fraction6} \cdot \text{height6}} \tag{3.13}$$

Índice	**Kc**	**h**	**kg**	**Km**	**root**
112	0.85	7	4	0.15	4.2
114	0.85	7	4	0.1	4.2
116	0.85	7	4	0.08	4.2
122	0.7	5	4	0.15	3
124	0.7	5	4	0.1	3
126	0.7	5	4	0.08	3
20	0.6	0.7	1	0.03	0.4
30	0.6	0.7	1	0.03	0.5
40	0.3	0.7	1	0.04	0.6
60	0.5	0.2	1	0.03	0.4
90	1.1	0.3	1	0.1	0.3
0	0.70	3.51	3	0.02	2
9	0.85	7	4	0.15	1
15	1.05	0.4	1	0.03	0.3
21	1.05	0.5	3	0.04	0.5
39	1.05	0.4	4	0.035	1
40	1.05	0.4	4	0.035	0.75
41	1.05	0.4	3	0.03	0.5

Tabela 11 – Parâmetros utilizados no calculo de características do solo

$$H = \frac{\text{fraction1} \cdot \text{height1} + \text{fraction2} \cdot \text{height2} + \ldots + \text{fraction6} \cdot \text{height6}}{\text{fraction1} + \text{fraction2} + \ldots + \text{fraction6}} \tag{3.14}$$

$$Root = \frac{\text{fraction1} \cdot \text{root1} + \text{fraction2} \cdot \text{root2} + \ldots + \text{fraction6} \cdot \text{root6}}{\text{fraction1} + \text{fraction2} + \ldots + \text{fraction6}} \tag{3.15}$$

$$Kg = \frac{\text{fraction1} \cdot \text{Kg1} + \text{fraction2} \cdot \text{Kg2} + \ldots + \text{fraction6} \cdot \text{Kg6}}{\text{fraction1} + \text{fraction2} + \ldots + \text{fraction6}} \tag{3.16}$$

$$Km = \frac{\text{fraction1} \cdot \text{Km1} + \text{fraction2} \cdot \text{Km2} + \ldots + \text{fraction6} \cdot \text{Km6}}{\text{fraction1} + \text{fraction2} + \ldots + \text{fraction6}} \tag{3.17}$$

puderam ser encontrados o coeficiente de cultura (Kc), altura da cultura (H), Profundidade das Raízes da Cultura (Root), Número do Grupo da Cultura (Kg) e o Coeficiente de Manning (Km) para cada pixel respectivamente.

3.1.3 Series temporárias

Todas as variáveis mencionadas até agora possuem uma característica em comum: elas representam dados estáticos no tempo. Os valores obtidos pelas metodologias anteriores são simplificações que assumem que essas características permanecem constantes ao longo do tempo. No entanto, os dados meteorológicos, e os dados do índice de área foliar possuem uma nova dimensão em suas informações: o tempo.

Os dados meteorológicos, descritos na Tabela 2.3.1, consistem em cinco variáveis diferentes: precipitação, temperatura média, evapotranspiração potencial do solo, evapotranspiração potencial da vegetação e evapotranspiração potencial da superfície.

A evapotranspiração é calculada utilizando o módulo Lisvap, conforme descrito em (JRC 1997). Já os dados de temperatura e precipitação, que são as forçantes de maior impacto nos resultados do modelo, foram obtidos a partir de estações do Instituto de Tecnologia ambiental do Paraná Simepar, Essas estações são listadas na tabela 12.

Tabela 12 – Estações utilizadas com dados de precipitação para a bacia de Porto Amazonas

Código	**Nome**	**Altitude (m)**	**Latitude**	**Longitude**
25134856	Capivari Montante	819.00	-25.2208	-48.9395
25424858	Guaricana	709.79	-25.7114	-48.9828
25334953	Porto Amazonas	-	-25.5500	-49.8833
25484859	Salto do Meio	815.00	-25.8080	-48.9919
25564947	São Bento	799.00	-25.9333	-49.7833
25494905	Vossoroca	851.00	-25.8166	-49.0833
25264916	Curitiba	935.00	-25.4482	-49.2303
25654927	Fazenda Gralha Azul-PUC	911.73	-25.6546	-49.2785
25474946	Lapa	909.80	-25.7817	-49.7598
25254905	Pinhais	930.00	-25.3907	-49.1299

Os dados são medidos em intervalos de 15 minutos, inicialmente foi feita a agregação dos dados para o passo de tempo diário. A primeira etapa do processo envolveu a análise das séries de chuvas e a remoção de valores de baixa qualidade, como valores negativos ou tendendo ao infinito. Períodos históricos de estações muitos dados ausentes ou falhas também foram desconsiderados.

As estações foram comparadas entre si com o objetivo de identificar possíveis erros, como falsos zeros ou valores excessivamente elevados, ao analisar a precipitação ao longo do tempo na bacia. Para as estações que apresentaram falhas ou erros, realizou-se uma ponderação por meio do método de regressão linear múltipla, conforme descrito em ("Regressão linear múltipla para o preenchimento de falhas em dados de chuva" 2022), utilizando os dados de todas as estações.

A comparação foi feita visualmente, analisando as séries temporais dos dados. As precipitações foram acumuladas nas escalas diária, mensal e anual, como ilustrado nas Figuras 7 e 8. Em seguida, as séries foram comparadas ano a ano, levando em consideração a localização das estações. A análise priorizou as estações mais próximas em detrimento das mais distantes, considerando sua influência na decisão sobre a qualidade e consistência dos dados.

A estação Barragem UHE Marumbi apresentou dados de precipitação significativamente superiores aos registrados nas outras estações da região, com uma média anual

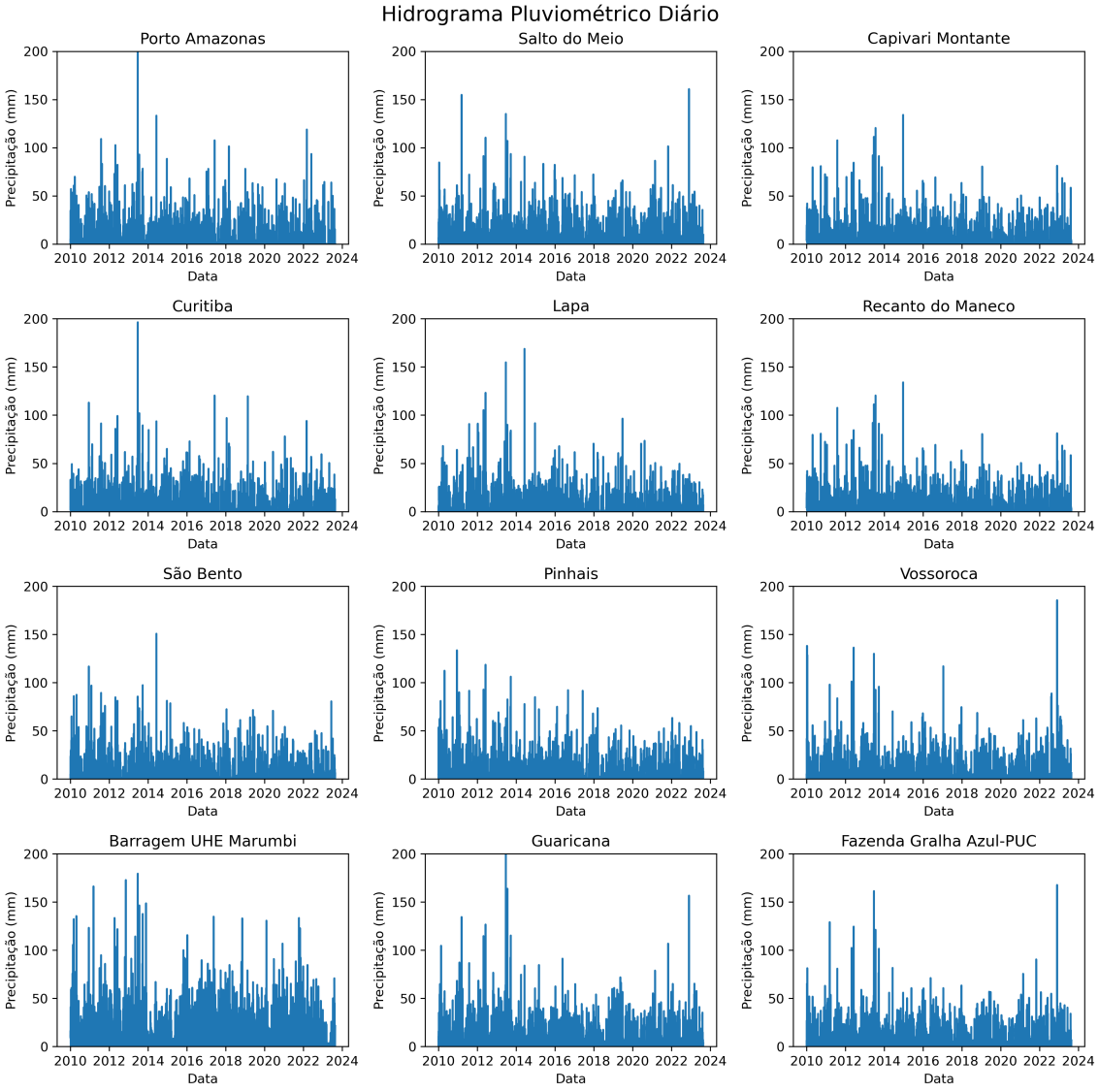


Figura 7 – Precipitação diária para as estações utilizadas em Porto Amazonas

acumulada de cerca de 4000 mm. Por esse motivo, sua contribuição foi excluída da geração dos dados espacializados de chuva.

A espacialização dos dados de precipitação foi realizada utilizando o método de interpolação conhecido como IDW, conforme descrito em (Chen e Liu 2012). Utilizando da grade já estabelecida anteriormente na figura 10, foi-se ponderado valores de precipitação para cada elemento da bacia de acordo com a distancia de cada estação em relação ao pixel.

Para avaliar a veracidade dos resultados, a chuva média na bacia foi comparada com os dados de reanálise do ERA5, conforme ilustrado na Figura 9 e quantificado na tabela 13. O ERA5 é um produto do ECMWF que fornece uma ampla gama de dados em escala global, a partir de 1940. Esses dados combinam informações de observações com modelagens, permitindo a obtenção de estimativas horárias para comparação. É importante

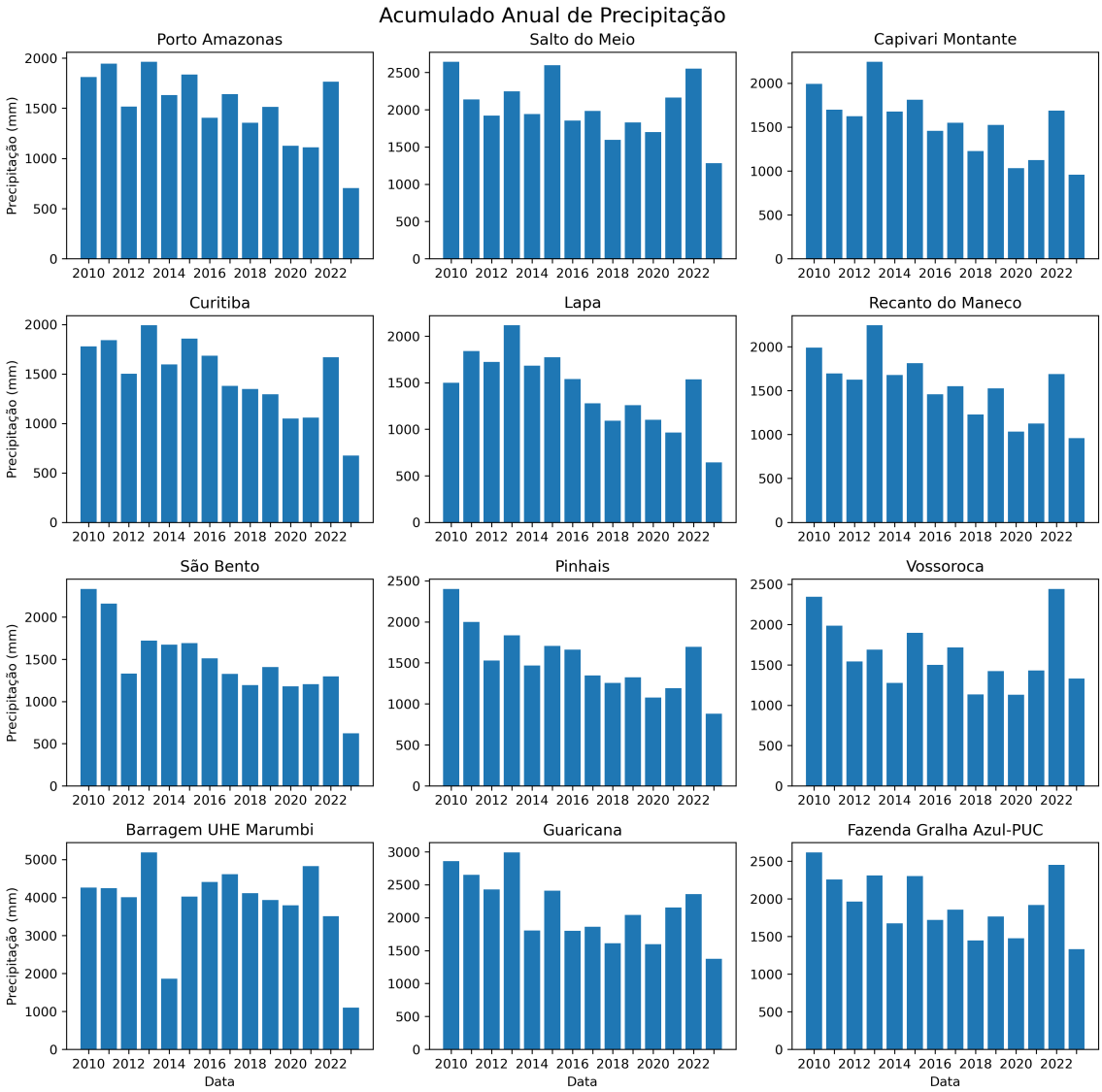


Figura 8 – Precipitação Acumulada anual para as estações utilizadas em Porto Amazonas

observar que os dados de reanálise podem conter alguma incerteza, principalmente em relação à precipitação. Conforme destacado por Santos (2022), o ERA5 pode ser menos preciso em regiões altamente sazonais e pode enfrentar dificuldades, especialmente durante o verão, ao simular grandes volumes de precipitação.

Os dados meteorológicos de evapotranspiração potencial foram obtidos por meio do modelo Lisvap e da metodologia descrita em 2.3.1. Dessa forma, foram obtidos os resultados mostrados na Figura 11, expressos em milímetros por dia, que representam: a evaporação da superfície da água (e_0), a evapotranspiração potencial (e_t) e a evaporação potencial do solo (e_s).

Para os cálculos das evapotranspirações, por termos uma menor pluralidade de estações, foi-se utilizado a espacialização de dados de Thiessen, também conhecida como Polígonos de Thiessen ou Voronoi, que é uma técnica de interpolação utilizada na análise

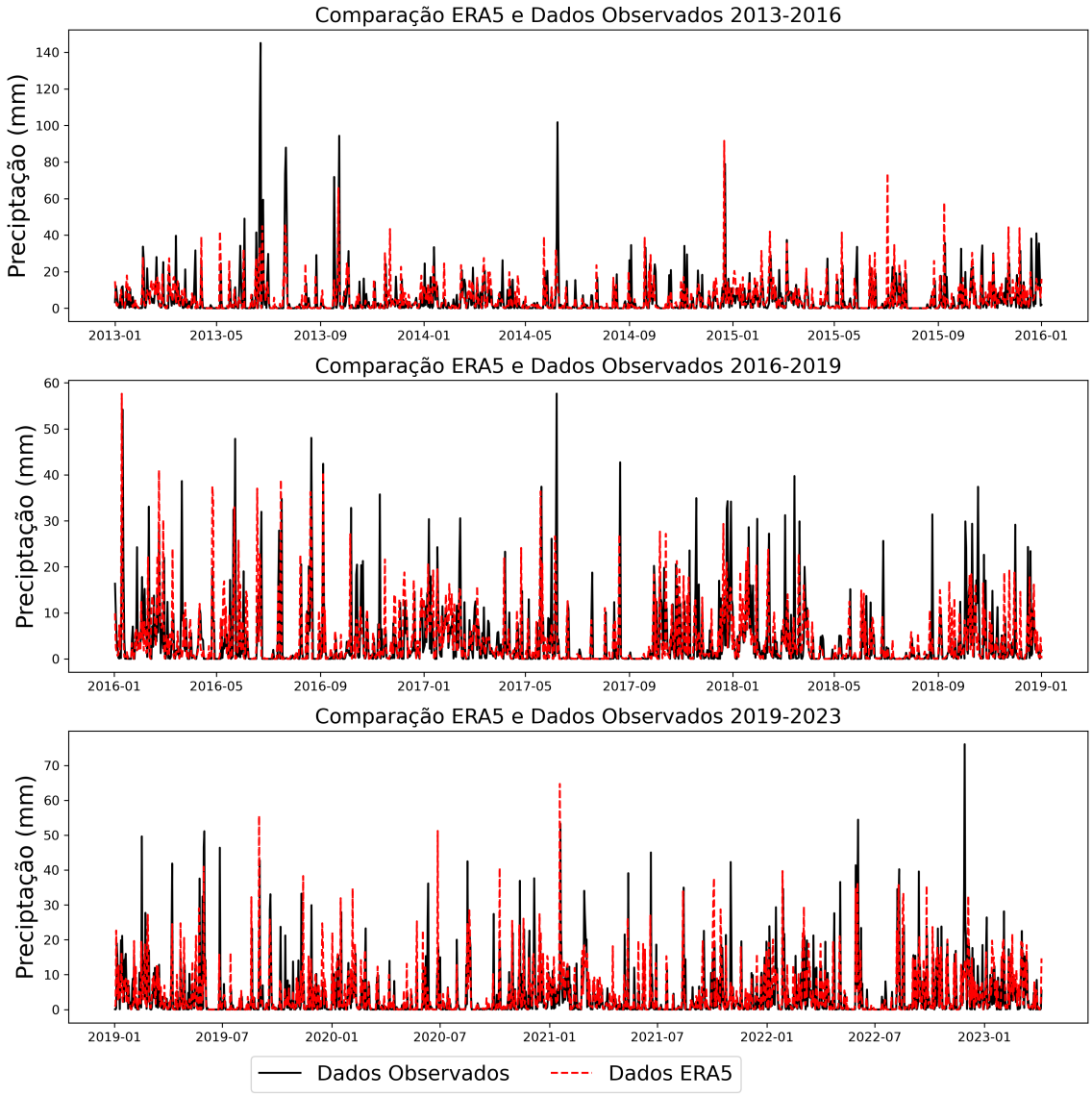


Figura 9 – Comparação da precipitação gerada e os dados de reanalise do ERA5

espacial para estimar valores em locais onde não há medições diretas (Aurenhammer 1991), na imagem 10 conseguimos ver as cinco estações utilizadas, assim como o diagrama de Thiesen/Voronoi adotado.

Tendo em vista que que a latitude do sistema não varia mais do que um grau, é possível se assumir que variáveis como radiação, pressão e temperatura não variem tanto ao longo dos eixos oque torna a espacialização de dados meteorológicos adotada condizente.

Os dados de índice de área foliar foram obtidos por meio do Copernicus Global Land Service, que fornece produtos bio-geofísicos da superfície terrestre em nível global . Esses dados possuem uma resolução de 1 km e estão estruturados em intervalos de 10 dias. Ou seja, para cada ano, temos um total de 36 conjuntos de dados.

Para a utilização do modelo LISFLOOD, os dados de índice de área foliar são

Ano	Volume de Água (mm)
2013	220.093
2014	70.117
2015	-197.300
2016	-77.746
2017	73.184
2018	50.494
2019	28.980
2020	-123.503
2021	-148.926
2022	51.365
2023	-409.867

Tabela 13 – Comparação do Volume de Precipitação ao Longo dos Anos dos dados utilizados e do ERA5

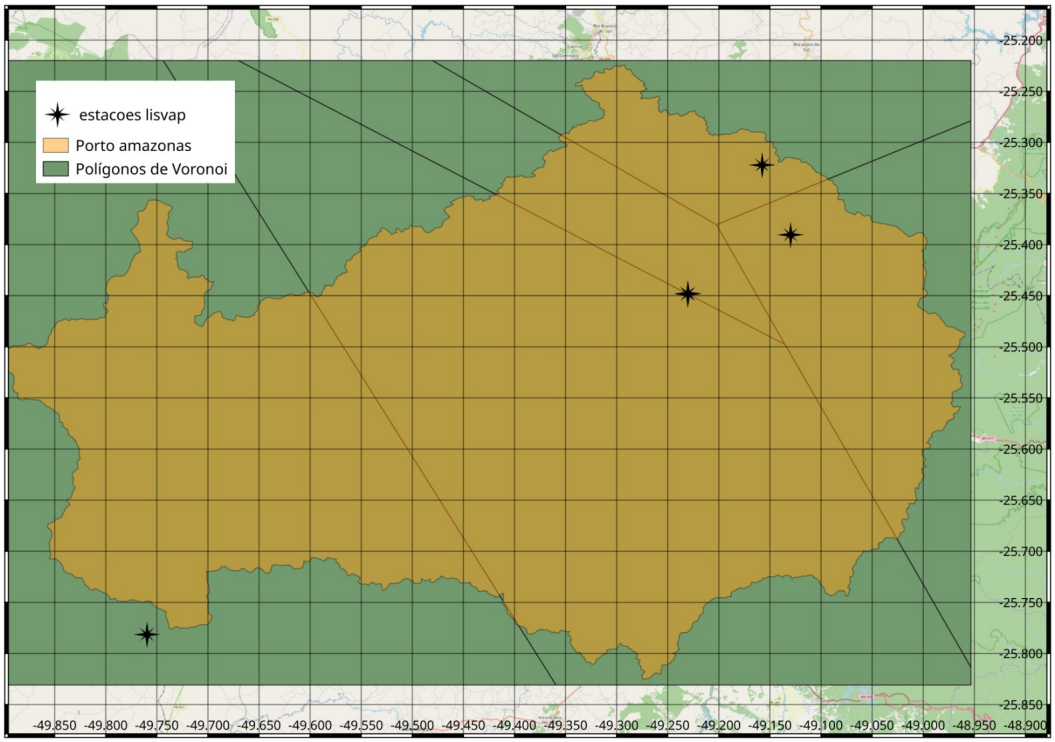


Figura 10 – Poligono de Voronoi e malha de pontos IDW

agregados ao longo de todo o intervalo de análise. Por exemplo, se considerarmos um horizonte de 10 anos de dados, teremos 10 conjuntos de dados para os primeiros 10 dias de janeiro. Nesse caso, é feita a média desses valores para obter um valor médio de índice de área foliar para cada ano, que será o padrão durante a execução do modelo.

Inicialmente, foi decidido utilizar os valores do último ano disponível, que é 2021. Essa decisão foi tomada devido ao volume extenso dos dados disponibilizados e à demanda computacional para processá-los. Em seguida para os dados de índice de área folear, é atribuído um fator aos valores de fração de floresta para cada pixel, seguindo abordagens

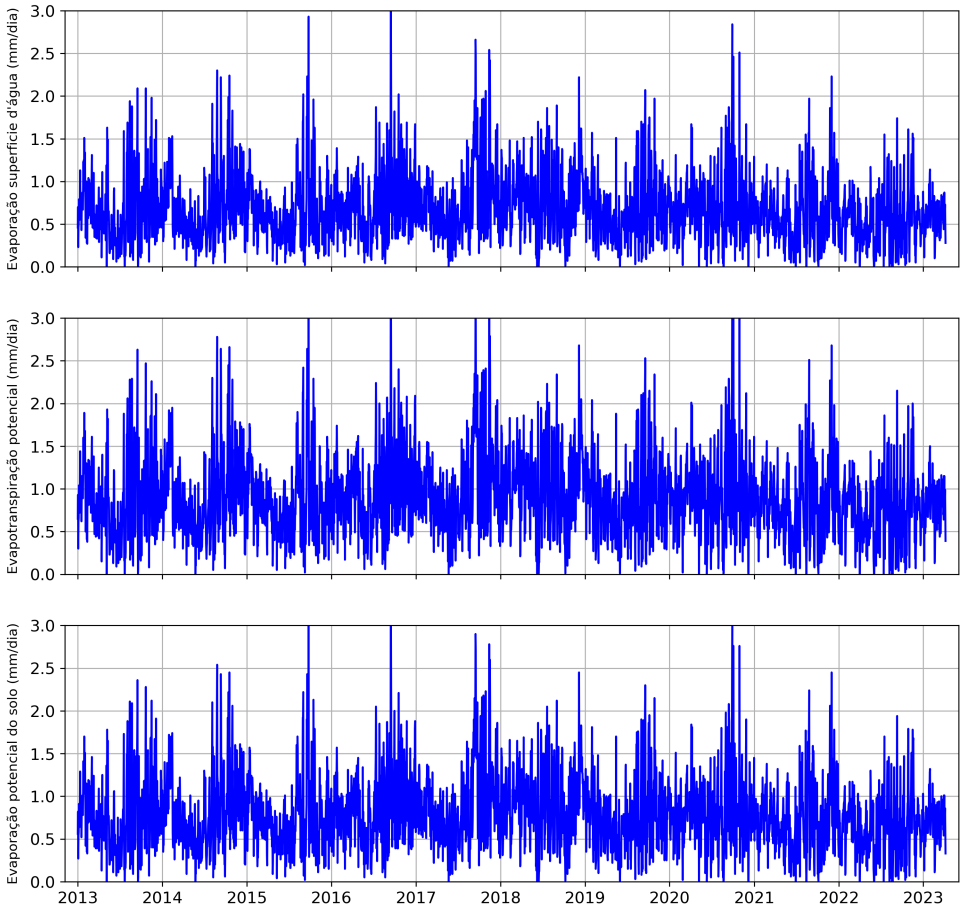


Figura 11 – Resultados Evapotranspiração

anteriores. Para cada pixel, é feita uma média ponderada dos valores de fração de tipos de solo e do índice de área foliar.

4 Calibração

O processo de calibração envolve o ajuste dos parâmetros de um modelo usando leituras observadas com o objetivo de aprimorar a qualidade das simulações (Asgari et al. 2023). A calibração de modelos hidrológicos é computacionalmente intensiva, uma vez que exige várias simulações do modelo, abrangendo diferentes valores de seus parâmetros, a fim de encontrar a combinação ideal.

Neste estudo, realizou-se a calibração e validação do software Lisflood por meio de uma abordagem semiautomática, usando o algoritmo de otimização Dynamically Dimensioned Search (DDS) . O DDS foi desenvolvido especificamente para problemas com um grande número de parâmetros e se destaca por sua simplicidade de implementação e pela capacidade de produzir resultados melhores que outros algorítimos consagrados como o SCE (Tolson e Shoemaker 2007).

O algoritmo possui um parâmetro(r), que é a perturbação, expressando a variação desejada em cada parâmetro por iteração, além disso pode ser utilizado para variáveis discretas, continuas e/ou mistas (Campos 2017).

O funcionamento do DDS começa com buscas globais por soluções. À medida que as iterações avançam e melhores resultados são obtidos, o espaço de possibilidades para os parâmetros converge para os conjuntos que proporcionaram os melhores resultados, reduzindo assim o valor da função objetivo .

Embora o DDS seja um algoritmo de busca global estocástico que não garante a otimização global, ele foi escolhido devido à sua eficiência computacional e à sua capacidade de lidar com um grande número de parâmetros de entrada.

4.0.1 Parâmetros e Constantes

Antes de iniciar o processo de calibração, realizamos uma análise de sensibilidade abrangente das variáveis e parâmetros do modelo. Essa análise teve como base a execução do modelo, considerando tanto os parâmetros quanto os mapas de dados. Para explorar a sensibilidade dos dados, aplicamos um processo de escalonamento, onde multiplicamos os valores dos dados por um fator de escala. Esse fator variou dentro do intervalo de zero (0) a dois (2), em incrementos de 0.2.

Esse procedimento proporcionou uma visão inicial significativa dos parâmetros do e do conjunto de dados que estávamos trabalhando, bem como de seus valores mínimos e máximos. Vale destacar que certas variáveis, como a fração de cobertura do solo (seção 2.3.2), tiveram um impacto expressivo nos resultados do modelo. Além disso, as informações

relacionadas às características hidráulicas do solo, especialmente os parâmetros de conteúdo de água residual e saturação no solo, também se revelaram fundamentais na análise de sensibilidade.

Com isso conseguimos definir os principais parâmetros de calibração disponíveis no Lisflood, assim foram selecionados um conjunto de sete parâmetros para a calibração.

Tabela 14 – Parâmetros do modelo LISFLOOD utilizados para calibração.

Nome do Parâmetro	**Unidades**	**ID**	**Mínimo**	**Máximo**	**Valor Padrão**
Constante da Zona Superior	dias	UZTC	3	40	15
Constante da Zona Inferior	dias	LZTC	50	2500	1000
Percolação das Águas Subterrâneas	mm/dia	GwPV	0.5	2	0.5
Perda para Águas Subterrâneas	-	GwLoss	0.01	0.7	0.01
Potência na Equação de Infiltração	-	b_Xinans	0.01	1	0.6
Potência na Equação de Fluxo Preferencial	-	PPrefFlow	0.5	8	3.5
Multiplicador aplicado aos mapas de rugosidade de Manning do sistema de canais	-	CCM	0.1	15	1.5
Multiplicador aplicado aos mapas de rugosidade de Manning adjacentes	-	CCM2	0.1	15	3

Na Tabela 14, podemos observar que diferentes características do escoamento estão relacionadas a cada um desses parâmetros. As constantes da zona superior e inferior mostraram ser as de maior impacto no sistema, uma vez que representam o número de dias em que uma partícula de água tende a permanecer nos respectivos reservatórios, sob a suposição de que o sistema permaneça estacionário. Esses parâmetros têm um impacto direto tanto no escoamento de base quanto nas vazões máximas. Valores elevados para o UZTC resultam em vazões mais baixas imediatamente após a ocorrência da chuva, pois a água tende a permanecer no sistema por mais tempo, não se transformando em escoamento de forma imediata. Por outro lado, o LZTC determina o escoamento de base do sistema, afetando a duração do tempo em que a água armazenada na camada inferior influenciará o escoamento.

Também relacionado ao escoamento de base, o parâmetro GwPV representa a taxa máxima de percolação da zona superior para a zona inferior, ou seja, determina a taxa de recarga das camadas inferiores. De maneira semelhante a esse efeito, o parâmetro de perda para águas subterrâneas (GWLoss) reflete a fração da água que atravessa a zona inferior e atinge o lençol freático do sistema, atuando como um sumidouro de água no modelo.

Este fenômeno é relevante, uma vez que a água que atinge os níveis inferiores do lençol freático tende a retornar ao sistema em escalas de tempo maiores do que as resolvidas pelo Lisflood ou,dependendo da extensão do aquífero, em uma bacia hidrográfica diferente.

CCM e CCM2 são parâmetros que influenciam a rugosidade do sistema de canais. Seus valores desempenham um papel na construção e suavização dos gradientes das curvas de vazão, o que pode afetar a retenção da água dentro do canal ou acelerar o escoamento. Os parâmetros PPrefFlow e b_{Xinan} estão relacionados à heterogeneidade de cada pixel, conforme descrito em 2.3.5.

Conforme mencionado anteriormente, os dados de fração e cobertura de solo foram extremamente significantes para a solução do modelo, principalmente para acertar o escoamento de base do sistema. Tendo isso em mente e procurando melhorar os resultados, os parâmetros de fração e cobertura de solo foram implementados como constantes de calibração. Como dito em 2.3.2, a fração de escoamento direto (FDR) é composta pela área impermeável e a fração de cobertura de água. A figura 12 mostra o impacto das frações impermeáveis e permeáveis para o modelo, cada linha representa valores adotados para simulação do Lisflood. Para isso, todos os valores de fração e cobertura são zerados, e então foi acrescentado ha uma frequência de 0.1 ao mapa de superfície impermeável, e então permeável. Podemos ver claramente o impacto desses valores sobre o escoamento de base, e as vazões maximas.

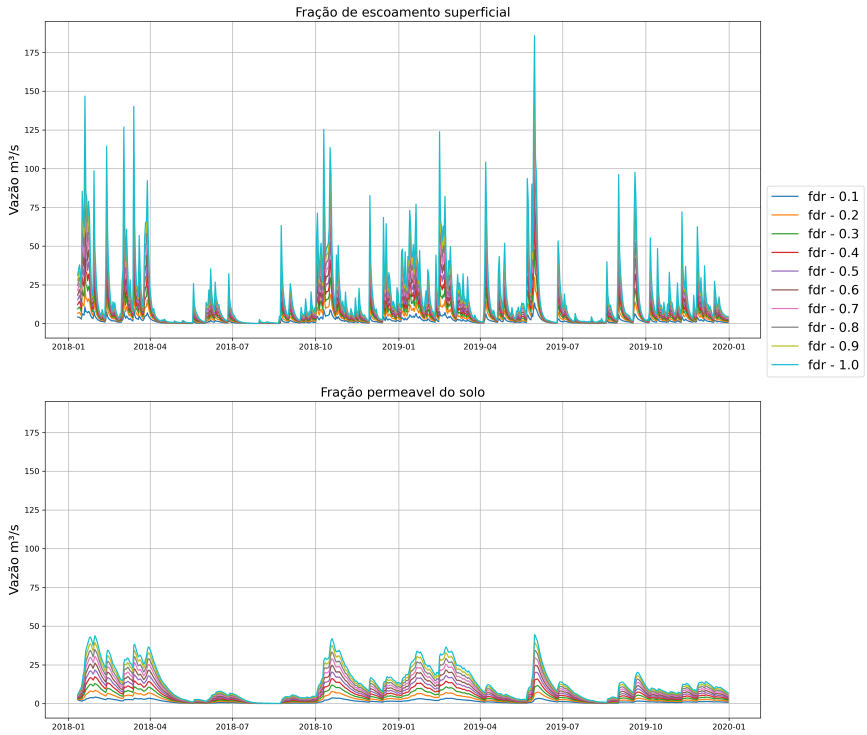


Figura 12 – Comparação entre a fração de uso do solo permeável e impermeável para os diferentes valores possíveis.

4.0.2 Escolha do período

O período de calibração foi definido como o intervalo de 2013 a 2020, enquanto o período de validação compreende o intervalo de 2021 a 2023. No caso do Lisflood, o período de aquecimento é obtido por meio de uma execução inicial antes do processo de calibração, a fim de determinar os parâmetros iniciais do sistema.

4.0.3 Funções objetivas e avaliação de desempenho

Antes de iniciar o processo de calibração do modelo, é fundamental definir uma maneira de avaliar o seu desempenho. Para isso, são utilizadas métricas que representam a precisão dos resultados. Durante a avaliação, foram aplicadas três métricas principais: Eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), Coeficiente de Eficiência de Kling-Gupta (KGE) e a variante logarítmica de NSE, conhecida como LogNash (LNS). No entanto, a análise visual dos resultados é o principal parâmetro para tomada de decisões.

O critério de eficiência de Nash-Sutcliffe (equação 4.1) possui limitações por utilizar de referencia o valor médio. Um valor alto de NSE pode ser obtido com um modelo ruim se os dados tiverem alta sazonalidade. Em contrapartida, se as observações apresentam menos variabilidade e os valores próximos dos valores observados médios, o NSE pode se aproximar de menos infinito, mesmo quando tendo resultados satisfatórios (Muleta 2012).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}(O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^{N}(O_i - \bar{O})^2} \tag{4.1}$$

Em 4.1, NSE representa a Eficiência de Nash-Sutcliffe, variando de menos infinito a um (1). Um valor inferior a 1 indica que os resultados do modelo estão aquém da média, e o valor 1 corresponde a uma correspondência perfeita. N representa o número de observações ou simulações, O_t e O_s representam, respectivamente, os valores observados e simulados para iteração de tempo i.

A métrica LogNash, é usada com o propósito de analisar os parâmetros que mais influenciam o escoamento de base

$$LNS(X) = \frac{\sum_{i=1}^{N}((ln(S_i) + 0.001) - (ln(O_i) + 0.001))^2}{\sum_{i=1}^{N}((ln(O_i) + 0.001) - \bar{O_{ln}})^2} \tag{4.2}$$

Similar ao NSE, que se baseia em valores médios, o LogNash emprega uma transformação logarítmica nos valores de vazão. Isso resulta na redução dos picos de vazão, mantendo as vazões mínimas em níveis relativamente uniformes. Como consequência, LNS enfatiza a influência das vazões mínimas em comparação com as vazões de pico, proporcionando uma visão mais aprofundada dos efeitos dos parâmetros sobre o escoamento de base (Krause, Boyle e Bäse 2005).

O teste de eficiência de Kling-Gupta (KGE) (Silva et al.) é uma reformulação do teste de Nash Sutcliffe conforme expressão

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2} \tag{4.3}$$

Onde onde r é a correlação, α é a taxa entre o desvio padrão das séries observada e simulada

$$\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \tag{4.4}$$

representando a variabilidade, enquanto β é a taxa entre a média simulada e a média observada, indicando o viés

$$\beta = \frac{\bar{S}}{\bar{O}} \tag{4.5}$$

Sendo assim, o valor ideal para r, α e β é um (1), oque representaria uma correlação ideal(r), média idêntica entre simulado e observado (α) bem como desvio padrão.

Para a calibração tanto a solução foi realizada em duas etapas. Primeiramente a função objetiva LNSE juntamente com analises gráficas foram empregadas para determinar o melhor conjunto de parâmetros relacionados ao uso e ocupação do solo, afim de acertar o escoamento de base do sistema. Em seguida as funções objetivas Nash (4.1) e KGE (4.3) foram usadas separadamente, calibrando parâmetros listados na tabela 14, a fim de aprimorar características do sistema.

4.0.4 GR4J SISPSHI

Com o objetivo de comparar o desempenho da implementação do Lisflood em Porto Amazonas, seus resultados de calibração foram comparados com mais dois modelos, um deles concentrado e outro distribuído espacialmente, semelhante ao Lisflood.

O modelo concentrado GR4J é um modelo francês de chuva-vazão desenvolvido no Instituto Nacional de Pequisa para Agricultura, Alimentação e Meio Ambiente da França. Este modelo é amplamente utilizado por sua eficiência e praticidade, é um modelo concentrado que possui duas entradas, a evapotranspiração potencial e a precipitação simulando vazão em escala diaria (Kuana Louise Akemi 2022). Para a comparação com o Lisflood, o GR4J foi implementado na bacia de Porto Amazonas para o mesmo período e conjunto de dados. Além disso, a calibração dos quatro parâmetros, conforme mostrado na tabela 15 foi realizada utilizando o algoritmo de otimização DDS, juntamente com a função objetiva KGE.

Em operação do Instituto Tecnológico SIMEPAR em parceria com a COPEL, foi desenvolvido um Sistema de Previsão Hidrológica do Iguaçu (SISPSHI) em meados de 2003. Sua estrutura principal utiliza uma simplificação do modelo SAC-SMA , e faz previsões de vazão para 18 sub-bacias do rio Iguaçu, incluindo a bacia de Porto amazonas (Araujo et

Tabela 15 – Descrições e intervalos para os parâmetros do modelo GR4J.

Parâmetros	**Descrição**	**Intervalo**
$x1$	Capacidade do reservatório de produção (mm)	0 a 6000
$x2$	coeficiente de troca de água com aquífero (mm/dia)	-20 a 10
$x3$	Capacidade de referência do reservatório de propagação (mm)	0 a 4000
$x4$	Tempo de base do hidrograma unitário (dias)	0,04 a 20

al. 2014). O sistema faz previsões diárias em intervalos de seis horas, com um horizonte de previsão de 7 dias e está em constante aprimoramento. Cada execução do sistema gera dois cenários de previsão de vazão com base na média das chuvas futuras na bacia. Um desses cenários pressupõe uma situação de seca, ou seja, sem chuva, enquanto o segundo utiliza previsões quantitativas de chuva. Para a comparação com o Lisflood, foram utilizados os dados de calibração do SISPSHI executados em 2020 para operacionalização das previsões de vazão, abrangendo o intervalo de tempo de 2013-01-01 até 2019-12-31.

5 Resultados

5.0.1 Desempenho dos resultados de calibração e validação

A seguir são descritos os resultados obtidos do Lisflood para as duas funções objetivas descritas, bem como a comparação de seu desempenho com os modelos hidrologicos GR4J e SISPSHI.

Na figura 13 vemos uma comparação gráfica dos resultados obtidos, e na tabela 5.0.1 vemos os índices de desempenho relacionados a cada um dos modelos. Além dos parametros discutidos na seção 4.0.3 foi calculado o vazão das curvas simuladas e subtraido da curva de vazão observada, dessa forma o indice "Volume"apresentado mostra a diferença percentual de água faltando ou sobrando no sistema.

Para o período de calibração as simulações apresentaram representatividade, o forçante meteorológico do sistema consegue recriar o padrão do escoamento da bacia. Entre as simulações do Lisflood, a utilização da função objetiva LNSE apresentou maior sucesso em representar o escoamento das vazões minímas, no entanto, obteve dificuldade na simulação das vazões máximas, por esse motivo ela foi utilizada para calibrar os parâmetros de fração de uso do solo de fração impermeável e de irrigação.

A utilização do parâmetro KGE apresentou bons resultados sobre o escoamento de base e o perfil e tempo de retenção de água no canal, no entanto teve problemas com as máximas históricas do período.

Contrariamente, a função objetiva NSE fez com que o modelo tende-se seu resultado para os extremos. Afim de atingir as vazões máximas o tempo de retenção de água no canal diminuiu, com isso a água que entra no sistema tende a sair muito mais rapidamente, não interferindo nos escoamentos de longo prazo. Graficamente oque foi observado é a formação de gradientes acentuados, já que com a incidência de precipitação a vazão tendeu

	GR4J	SISPSHI	Lisflood NASH	Lisflood KGE
KGE	0.48	0.82	0.54	0.82
r	0.71	0.83	0.65	0.85
alpha	0.82	0.97	1.29	0.92
beta	1.03	1.02	1.01	1.08
LNSE	0.37	0.16	0.99	0.27
NASH	0.99	0.3	0.99	0.28
Volume	-2.44%	-9.93%	-0.86%	-7.5%

Tabela 16 – Índices de desempenho dos resultados para calibração

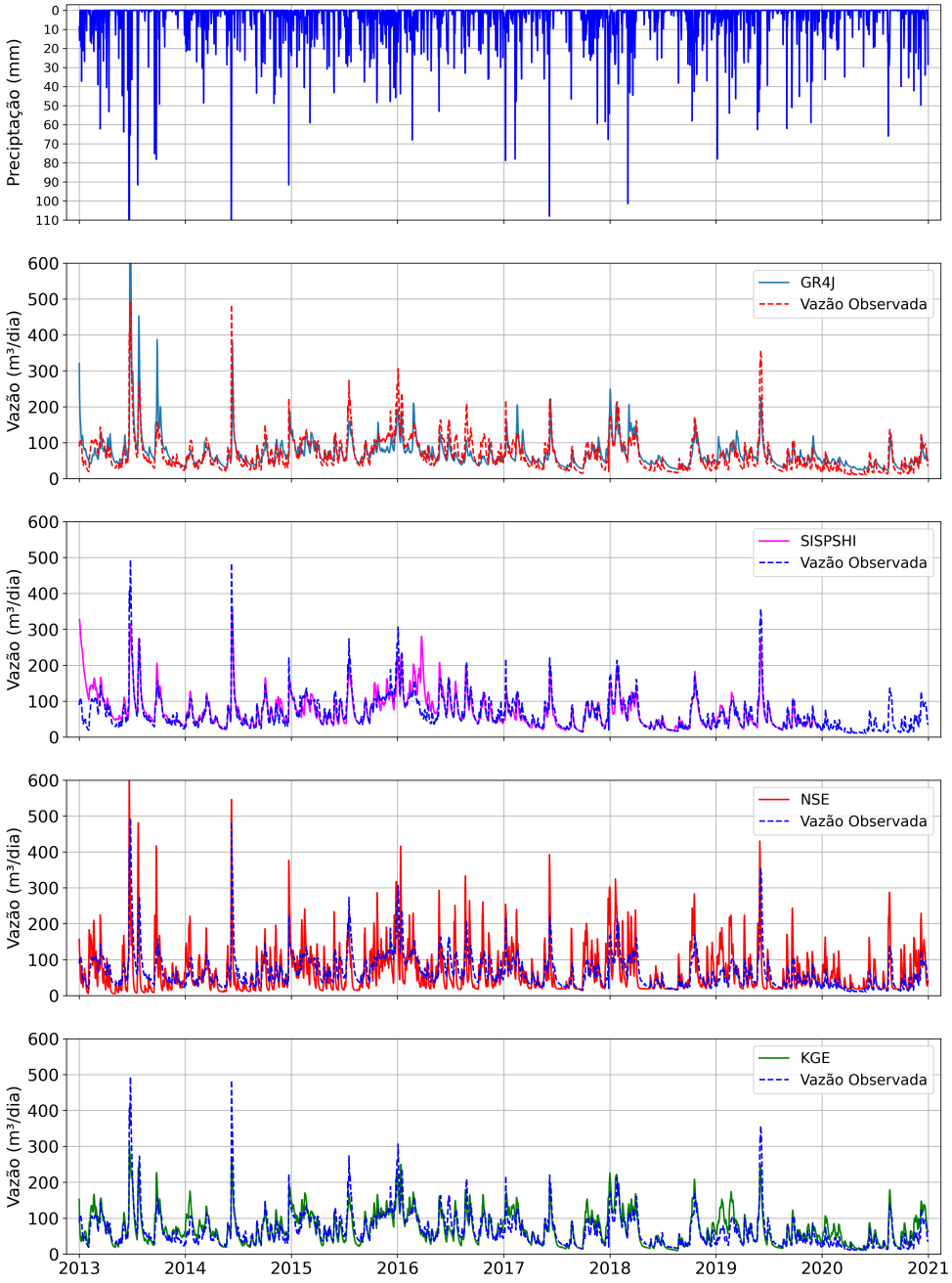


Figura 13 – Comparação gráfica dos resultados de calibração obtidos

a subir instantaneamente, consequentemente sua ausência gerou baixas abruptas.As vazões máximas foram ultrapassadas e as minímas foram abaixo do esperado, dessa forma o escoamento médio do sistema é recriado e o valor de NASH um (1) mostrado em 5.0.1 é obtido.

O GR4J teve dificuldades em conseguir recriar os padrões do sistema, aumentando as máximas e diminuindo as mínimas. Ele obteve sucesso em recriar o escoamento médio do sistema, porem superfaturando as máximas históricas, e com dificuldades para identificar as máximas locais.

Parameter ID	NASH	KGE
UZTC	3.02	8.63
LZTC	905.11	50.14
GWPV	1.5	1.32
b_Xinanjiang	0.93	0.73
PPrefFlow	2.9	0.87
CCM	2.63	2.76
CCM2	0.69	0.22

Tabela 17 – Tabela de Parâmetros obtidos pós calibração

O Sispshi teve bons resultados, após o período de aquecimento do modelo, o perfil do escoamento passa a ser bem representado por ele, com resultados similares aos obtidos pelo Lisflood com a função objetiva KGE. Ambos tiveram assertividade sobre o escoamento de base, e dificuldades nos máximos históricos do período.

A Tabela 5.0.1 mostra os parâmetros calibrados para cada uma das metodologias. Os principais parâmetros observados foram o tempo de residência da zona superior e inferior, que impactam diretamente o escoamento das vazões de cheia e de seca. Já os outros parâmetros afetaram principalmente o perfil do escoamento e a capacidade de permanência das vazões; o gradiente de percolação e o coeficiente da equação de Manning 1 se destacaram entre os demais.

As figuras 14 e 15 apresentam os resultados da validação para o período de 2020 a 2023. A Tabela 5.0.1 exibe os parâmetros obtidos para ambas as simulações. A validação com a função objetiva KGE demonstrou-se satisfatória, com um valor de 0.7 e uma correlação (r) de 0.82. No entanto, o parâmetro alpha, relacionado ao desvio padrão das amostras e dos dados observados, indica que a simulação possui menor variabilidade do que os dados observados. Além disso, o parâmetro beta sugere que a média do sistema simulado é maior do que a do observado.

Já no caso da validação com a função objetiva NASH, a representatividade da simulação foi baixa, devido à alta variabilidade do sistema, o que resultou em erros nas vazões de mínimas e máximas. A correlação de 0.63 indica que a simulação responde aos forçantes do sistema, porém, o valor de alpha, que é igual a 1.41, indica picos e mínimos muito acentuados.

	NASH	KGE
kge	0.43	0.70
r	0.63	0.82
alpha	1.41	1.05
beta	1.10	1.24
nash	1.25	0.48
volume	-9.99%	-23.62%

Tabela 18 – Índices de desempenho obtidos para a validação das simulações

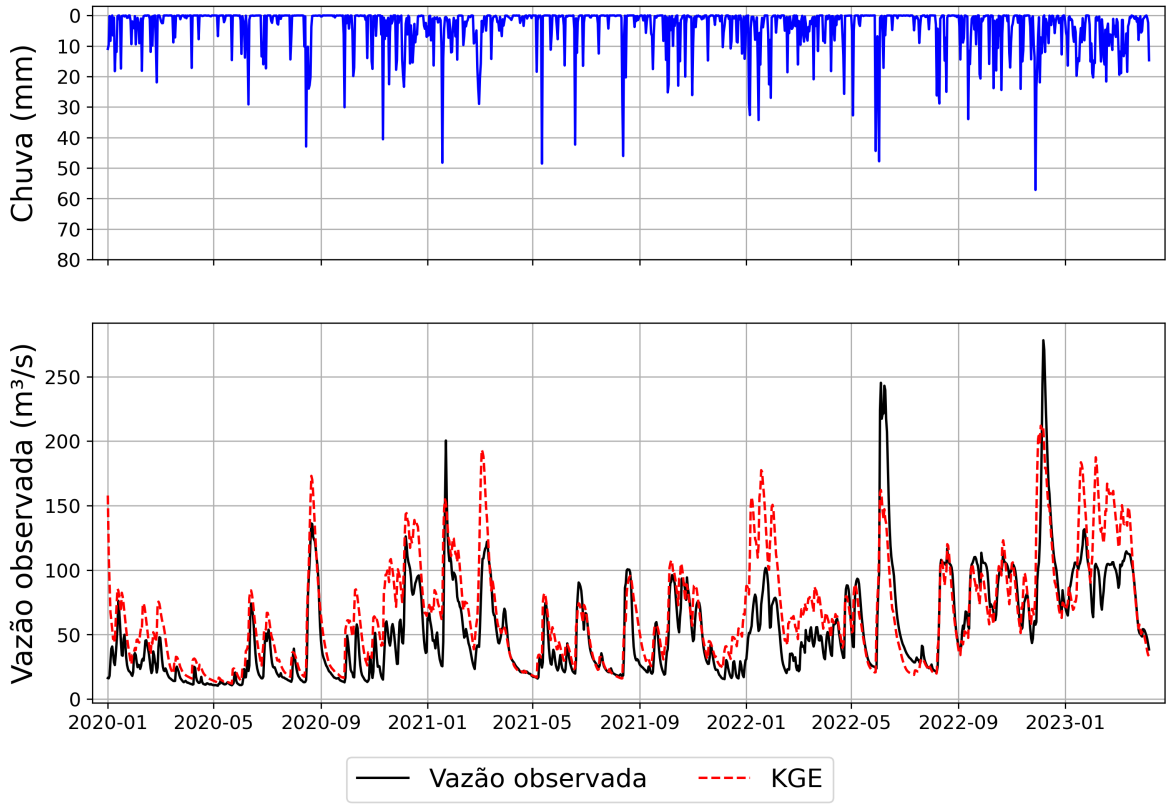


Figura 14 – Validação do modelo Lisflood para os anos de 2020 a 2023 com a função objetiva KGE

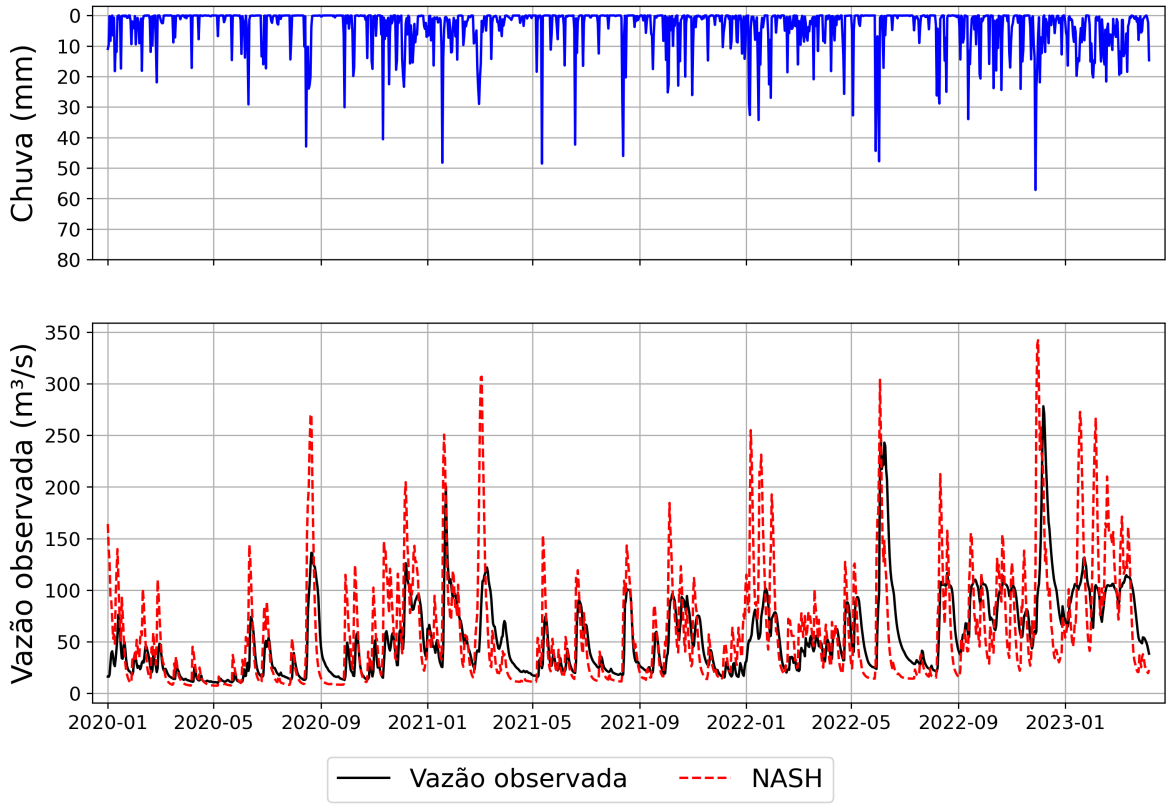


Figura 15 – Validação do modelo Lisflood para os anos de 2020 a 2023 com a função objetiva NASH

6 Conclusão

O modelo Lisflood se revelou uma escolha qualificada para aplicação na bacia de Porto Amazonas. De acordo com o objetivo geral desta pesquisa, que buscou avaliar a viabilidade e implementar o modelo hidrológico Lisflood na bacia de Porto Amazonas, comparando seus resultados com outros modelos hidrológicos disponíveis e avaliando qual metodologia de calibração é mais apropriada para essa bacia específica, conseguimos alcançar diversos objetivos específicos.

Inicialmente, o modelo Lisflood demonstrou ser uma opção sólida para ser aplicado na bacia de Porto Amazonas, abrindo portas para investigações mais detalhadas. A calibração do modelo foi realizada, com o refinamento dos parâmetros de forma a aproximar os resultados aos dados observados. Durante esse processo, avaliamos o uso de duas funções objetivas para a calibração: o coeficiente Nash-Sutcliffe (NASH) e o coeficiente Kling-Gupta Efficiency (KGE). O coeficiente KGE mostrou-se mais representativo do sistema, superando o modelo concentrado GR4J, especialmente na representação dos perfis de escoamento, não se limitando apenas aos valores médios, similar a simulação do modelo distribuído SISPSHI.

Com base nos resultados obtidos, podemos tirar algumas conclusões importantes. Modelos organizados de forma distribuída são mais complexos, exigem mais tempo para aplicação e demandam uma operacionalização mais delicada. No entanto, os resultados são proporcionais ao investimento de tempo. Ambos os modelos distribuídos apresentaram melhor desempenho em comparação ao GR4J. No entanto, todas as simulações demonstraram concordância e representatividade. A escolha entre eles depende dos objetivos do usuário. Se a intenção da simulação é obter uma estimativa média do sistema para análises de longo prazo, como em escalas anuais, o GR4J pode ser uma ferramenta satisfatória e de fácil implementação. Se a análise precisa ser diária, visando o desenvolvimento de alertas durante períodos de excesso de água, os modelos distribuídos, especialmente o Lisflood com os parâmetros da calibração da função objetiva NASH, podem ser mais adequados, por ter a tendência de superestimar as vazões de cheias. No entanto, se o usuário estiver preocupado com longos períodos de estiagem, como para o abastecimento urbano, o escoamento de base se torna mais relevante, tornando o uso dos parâmetros de calibração da função objetiva KGE mais interessante.

A influência das condições climáticas na calibração também ficou evidente. O período de 10 anos escolhido se mostrou relativamente extenso, o que significa que padrões climáticos afetaram os resultados da calibração. Uma possível alternativa, dependendo dos objetivos do usuário, seria realizar a calibração em períodos de recessão hidráulica ou

excesso, a fim de obter parâmetros mais adequados para fins específicos.

Em resumo, este estudo alcançou com sucesso seus objetivos, proporcionando uma validação abrangente do modelo hidrológico Lisflood na bacia de Porto Amazonas. Este trabalho contribui significativamente para a compreensão da viabilidade e eficácia desse modelo, bem como para a identificação das melhores práticas de calibração e modelagem em uma região de importância.

Referências

A Pan-European Data Set for hydrological modelling. 2014. Disponivel em: <https://ec-jrc.github.io/lisflood/pdfs/Dataset_hydro.pdf>. acesso em 13/06/2023. Citado 3 vezes nas páginas 48, 49 e 50.

ALLEN, R. G. *FAO irrigation and drainage paper*. 1977. Citado 2 vezes nas páginas 52 e 53.

ALLEN, R. G. et al. Fao irrigation and drainage paper no. 56. crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). *Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rome*, v. 300, 1998. Citado na página 35.

ALMEIDA, L.; SERRA, J. C. V. Modelos hidrológicos, tipos e aplicações mais utilizadas. *Revista da FAE*, v. 20, n. 1, p. 129–137, 2017. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 21.

ANDRADE, T. Enchente histórica isola cidades e deixa centenas de desabrigados no brasil. *Diário de Pernambuco*, Março 2023. Disponível em: <https://www.diariodepernambuco.com.br/noticia/brasil/2023/03/enchente-historica-isola-cidades-e-deixa-centenas-de-desabrigados-no-n.html>. Citado na página 19.

ARAUJO, A. et al. Hydrological and meteorological forecast combined systems for flood alerts and reservoir management: the iguaçu river basin case. In: *INTERNATIONAL CONFERENCE IN FLOOD MANAGEMENT*. [S.l.: s.n.], 2014. v. 6. Citado na página 65.

ASGARI, M. et al. Development of a knowledge-sharing parallel computing approach for calibrating distributed watershed hydrologic models. *Environmental Modelling Software*, v. 164, p. 105708, 2023. ISSN 1364-8152. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815223000944>. Citado na página 61.

ASTON, A. Rainfall interception by eight small trees. *Journal of Hydrology*, v. 42, n. 3, p. 383–396, 1979. ISSN 0022-1694. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216947990057X>. Citado na página 33.

AURENHAMMER, F. Voronoi diagrams—a survey of a fundamental geometric data structure. *ACM Computing Surveys (CSUR)*, ACM New York, NY, USA, v. 23, n. 3, p. 345–405, 1991. Citado na página 58.

BUCHHORN, M. et al. *Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: collection 3: epoch 2017: Globe*. Zenodo, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.5281/zenodo.3518036>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 52.

CAMA-FLOOD: Global River Hydrodynamics Model. 2023. Disponivel em: <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/cama-flood/index.html>. acesso em 13/06/2023. Citado na página 48.

CAMPOS, A. L. B. d. Estudo de um modelo de otimização dos custos de energia elétrica do bombeamento em sistema de abastecimento de água. 2017. Citado na página 61.

CANTONI, E. et al. Hydrological performance of the era5 reanalysis for flood modeling in tunisia with the lisflood and gr4j models. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 42, p. 101169, 2022. ISSN 2214-5818. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581822001823>. Citado na página 22.

CENTRE, J. R. *System Description of the WOFOST 6.0 crop simulation model implemented in CGMS. Volume 1: Theory and Algorithms*. 1994. Citado na página 53.

CHEN, F.-W.; LIU, C.-W. Estimation of the spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (idw) in the middle of taiwan. *Paddy and Water Environment*, Springer, v. 10, p. 209–222, 2012. Citado na página 56.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. *Applied hydrology*. 1988. Citado 2 vezes nas páginas 40 e 41.

COLLISCHONN, W. Simulação hidrológica de grandes bacias. 2001. Citado na página 17.

COOLS, J.; INNOCENTI, D.; O'BRIEN, S. Lessons from flood early warning systems. *Environmental Science and Policy*, v. 58, p. 117–122, 2016. ISSN 1462-9011. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1462901116300065>. Citado na página 21.

CRUZ, M. M. Traumas com enchentes constantes: o que dizem moradores da avenida tereza cristina. *Estado de Minas*, fevereiro 2020. Disponível em: <https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2020/02/08/interna_gerais,1120352/traumas-com-enchentes-constantes-o-que-dizem-moradores-de-avenida.shtml>. Citado na página 19.

FILHO, G. M. M. et al. Modelos hidrológicos: conceitos e aplicabilidades. *Revista de Ciências Ambientais*, v. 6, n. 2, p. 35–47, 2013. Citado na página 20.

FLÜGEL, W.-A. Combining gis with regional hydrological modelling using hydrological response units (hrus): An application from germany. *Mathematics and Computers in Simulation*, Elsevier, v. 43, n. 3-6, p. 297–304, 1997. Citado na página 31.

GENUCHTEN, M. T. V. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, Wiley Online Library, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980. Citado 2 vezes nas páginas 37 e 50.

HENGL, T. et al. Soilgrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLoS one*, Public Library of Science San Francisco, CA USA, v. 12, n. 2, p. e0169748, 2017. Citado na página 50.

HOYNINGEN-HUENE, J. von. *Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen*. [S.l.]: Arbeitsbericht Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, DVWK, 1981. Citado na página 34.

HURTADO, A. L. B. *Variabilidade da condutividade hidráulica do solo em valores fixos de umidade e de potencial matricial.* Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2004. Citado na página 37.

HYDROSHEADS. 2006. Disponivel em: <https://www.hydrosheds.org/about>. acesso em 13/06/2023. Citado na página 47.

IAT. Comitê das bacias do alto iguaçu e afluentes do alto ribeira - coaliar. 2007. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 26.

INSTALAçãO e teste LF. 2010. Disponivel em: <https://ec-jrc.github.io/lisflood-code/3_step2_installation/>. acesso em 13/06/2023. Citado na página 45.

JRC, J. R. C. Balance, lisflood water and model, flood simulation. janeiro 1997. Disponível em: <https://ec-jrc.github.io/lisflood-lisvap/>. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 55.

KNIJFF, J. M. V. D.; YOUNIS, J.; ROO, A. P. J. D. Lisflood: a gis-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation. *International Journal of Geographical Information Science*, Taylor and Francis, v. 24, n. 2, p. 189–212, 2010. Citado 6 vezes nas páginas 22, 27, 28, 34, 37 e 38.

KRAUSE, P.; BOYLE, D.; BÄSE, F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in geosciences*, Copernicus Publications Göttingen, Germany, v. 5, p. 89–97, 2005. Citado na página 64.

KUANA LOUISE AKEMI, . Regionalização de parâmetros do modelo gr4j para a predição de vazão diária em bacias não monitoradas. Universidade Federal do Paraná. Setor de Tecnologia. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, 2022. Citado na página 65.

LESNAU, A. Veja os principais desastres causados por chuvas em 2022 no brasil. *Metrópoles*, dezembro 2022. Disponível em: <https://www.metropoles.com/brasil/veja-os-principais-desastres-causados-por-chuvas-em-2022-no-brasil>. Citado na página 19.

LIU, Z. et al. Conceptual hydrological models. In: _____. *Handbook of Hydrometeorological Ensemble Forecasting*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2019. p. 389–411. ISBN 978-3-642-39925-1. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-3-642-39925-1_22>. Citado na página 35.

MIRANDA, R. A. C. de; OLIVEIRA, M. V. S. de; SILVA, D. F. da. Ciclo hidrográfico planetário: abordagens e conceitos. *Geo Uerj*, v. 1, n. 21, p. 109–119, 2010. Citado na página 19.

MULETA, M. K. Model performance sensitivity to objective function during automated calibrations. *Journal of hydrologic engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 17, n. 6, p. 756–767, 2012. Citado na página 64.

NEITSCH, S. L. et al. *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009*. [S.l.], 2011. Citado na página 21.

PAPPENBERGER, F. et al. How do i know if my forecasts are better? using benchmarks in hydrological ensemble prediction. *Journal of Hydrology*, v. 522, p. 697–713, 2015. ISSN 0022-1694. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415000414>. Citado na página 22.

POGGIO, L. et al. Soilgrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty. *Soil*, Copernicus GmbH, v. 7, n. 1, p. 217–240, 2021. Citado na página 51.

"REGRESSãO linear múltipla para o preenchimento de falhas em dados de chuva". 2022. Disponivel em: <https://www.youtube.com/watch?v=zgBSX9QjF7g>. acesso em 02/04/2023. Citado na página 55.

SAHOO, B. The xinanjiang model and its derivatives for modeling soil moisture variability in the land-surface schemes of the climate change models: an overview. In: *Proceedings of the international conference on hydrological perspectives for sustainable development*. [S.l.: s.n.], 2005. Citado na página 36.

SILVA, L. F. C. da et al. Balanço hídrico e eventos extremos na américa do sul mediante acoplamento entre modelo de escoamento hymap e modelos de superfície noah-mp e clsm. Citado na página 65.

STULL, R. B. *Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science*. [S.l.]: University of British Columbia, 2015. Citado na página 30.

STURM, T. W. *Open channel hydraulics*. [S.l.]: McGraw-Hill New York, 2001. v. 1. Citado na página 53.

SUPIT, I.; HOOIJER, A.; DIEPEN, C. van. *System Description of the Wofost Crop Simulation Model Implemented in CGMS. Volume I: Theory and Algorithms*. SC-DLO: Wageningen, The Netherlands, 1994. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/13658810802549154>. Citado na página 35.

TOLSON, B. A.; SHOEMAKER, C. A. Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, Wiley Online Library, v. 43, n. 1, 2007. Citado na página 61.

TÓTH, B. et al. New generation of hydraulic pedotransfer functions for europe. *European journal of soil science*, Wiley Online Library, v. 66, n. 1, p. 226–238, 2015. Citado na página 51.

TUCCI, C. E. et al. *Hidrologia*. [S.l.: s.n.], 1993. Citado 4 vezes nas páginas 17, 20, 37 e 39.

WESSELUNG, C. G. et al. Integrating dynamic environmental models in gis: the development of a dynamic modelling language. *Transactions in GIS*, Wiley Online Library, v. 1, n. 1, p. 40–48, 1996. Citado na página 28.

WRF-HYDRO Modelin system. 2013. Citado na página 21.