



UNIVERSIDADE FEDERAL DO TOCANTINS
PRÓ REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS DO AMBIENTE

HUGO LOPES PEREIRA

**A IMPORTÂNCIA DAS DEPRESSÕES CÁRSTICAS PARA A GESTÃO DAS ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO SOBRADO, ESTADO DO TOCANTINS**

Palmas – TO
2025

HUGO LOPES PEREIRA

**A IMPORTÂNCIA DAS DEPRESSÕES CÁRSTICAS PARA A GESTÃO DAS ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO SOBRADO, ESTADO DO TOCANTINS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências do Ambiente da Universidade Federal do Tocantins, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências do Ambiente.

Área de concentração: Biodiversidade e Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Fernando de Morais.

**Palmas – TO
2025**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Tocantins

- P436i Pereira, Hugo Lopes.
A importância das depressões cársticas para a gestão das águas subterrâneas na bacia do rio Sobrado, estado do Tocantins. / Hugo Lopes Pereira. – Palmas, TO, 2025.
240 f.
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Tocantins – Câmpus Universitário de Palmas - Curso de Pós-Graduação (Doutorado) em Ciências do Ambiente, 2025.
Orientador: Fernando de Moraes
1. Aquíferos cársticos. 2. Dolinas. 3. Modelos Digitais de Elevação. 4. Recarga aquífera. I. Título

CDD 628

TODOS OS DIREITOS RESERVADOS – A reprodução total ou parcial, de qualquer forma ou por qualquer meio deste documento é autorizado desde que citada a fonte. A violação dos direitos do autor (Lei nº 9.610/98) é crime estabelecido pelo artigo 184 do Código Penal.

Elaborado pelo sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFT com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

HUGO LOPES PEREIRA

**A IMPORTÂNCIA DAS DEPRESSÕES CÁRSTICAS PARA A GESTÃO DAS ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NA BACIA DO RIO SOBRADO, ESTADO DO TOCANTINS**

Tese aprovada como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor no curso de Doutorado em Ciências do Ambiente da Universidade Federal do Tocantins, na linha de pesquisa Biodiversidade e Recursos Naturais.

Data da aprovação: 25/06/2025

Banca examinadora:

Prof. Dr. Fernando de Moraes – Orientador
(PGCIAMB/UFT)

Prof. Dr. Girlene Figueiredo Maciel
(PPGEA/UFT)

Prof. Dr. Ricardo Ribeiro Dias
(PPGEA/UFT)

Prof. Dr. Rogério Elias Soares Uagoda
(PPGGAG/UNB)

Prof. Dr. Luís Eduardo Panisset Travassos
(PPGG/PUC-MG)

Prof. Dr. Emerson Figueiredo Leite – Suplente
(PPGGeo/UFMS)

Prof. Dr. Rodolfo Alves da Luz – Suplente
(PPGDR/UFT)

“Não se gerencia o que não se mede, não se mede o que não se define, não se define o que não se entende e não há sucesso no que não se gerencia.”

(William Edwards Deming)

“Existem recursos suficientes neste planeta para atender as necessidades de todos, mas não o bastante para satisfazer o desejo de posse de cada um.”

(Mahatma Gandhi)

AGRADECIMENTOS

Agradeço profundamente ao Senhor Jesus Cristo, por ter me proporcionado o equilíbrio necessário e esperança ao longo do desenvolvimento deste estudo. Sem Ele não seria possível superar o cansaço, a sobrecarga e os desafios que ameaçaram me fazer parar. Foi por meio dessa força que pude superar os obstáculos e transformá-los em aprendizado.

Registro minha sincera gratidão ao Professor Doutor Fernando de Moraes, orientador desta pesquisa, cuja confiança foi determinante durante a elaboração deste trabalho. Agradeço fortemente pelas minuciosas correções, que sem dúvida lapidaram minha base científica. Tive o privilégio de realizar o estágio de docência em suas turmas, experiência que contribuiu imensamente para hoje estar trilhando a carreira docente.

Sou imensamente grato ao Prof. Fernando pela humildade, por todo conhecimento compartilhado em metodologia científica e principalmente em ambientes cársticos. Não poderia deixar de lembrar que estive presente em exaustivas visitas de campo, nas quais o aprendizado superou o cansaço. Por tudo isso, deixo meu reconhecimento e respeito.

Com muita admiração que agradeço a honra de ter como membros externos da banca examinadora o Professor Doutor Rogério Elias Soares Uagoda e o Professor Doutor Luís Eduardo Panisset Travassos, cujas contribuições foram decisivas para o aprimoramento desta tese, aos quais registro minha profunda gratidão. Estendo estes agradecimentos aos Professores Doutores Ricardo Ribeiro Dias e Girlene Figueiredo Maciel, membros internos da banca examinadora, agradeço especialmente pela valiosa presença desde a banca de avaliação do projeto, acompanhando de perto a evolução deste trabalho.

À esta conceituada banca, agradeço pelo tempo generosamente disponibilizado, pela paciência durante as análises e, sobretudo, pelas críticas construtivas. Manifesto também meus agradecimentos aos suplentes, Professor Doutor Emerson Figueiredo Leite e Professor Doutor Rodolfo Alves da Luz, pelo tempo e disposição em participar desse processo, mesmo diante de agendas tão exigentes.

Registro também minha sincera gratidão aos membros da banca de qualificação desta pesquisa, os Professores Doutores Heber Roberto Gracio e Marcos André de Oliveira, pela disponibilidade em avaliar essa etapa e pelas valiosas contribuições, que certamente fazem parte da consolidação deste trabalho.

Agradeço ao Programa de Pós-graduação em Ciências do Ambiente – PPGCiamb/UFT

pela oportunidade de desenvolver este trabalho e pelo auxílio financeiro para realização de atividades de campo e coleta de dados.

À Universidade Federal do Tocantins e todos os seus funcionários, em especial o motorista Jeremias, pela paciência de nos conduzir durante as visitas de campo, que por vezes excedeu o horário de expediente e transcorrendo horário de almoço. Também agradeço a generosidade do Secretário do PPGCiamb, Manoel, pela generosidade em me atender, inclusive durante suas férias.

Agradeço aos meus colegas do PPGCiamb, os quais tive a oportunidade de conhecer e trocar conhecimentos. Registro também meus sinceros agradecimentos à Professora Doutora Heloísa Nascimento, colega de pesquisa na mesma área de estudo, também sob orientação do Prof. Fernando, pelo compartilhamento de valiosos dados de campo sobre a área de estudo.

Sou profundamente grato à minha família, que esteve ao meu lado ao longo de toda esta jornada e pela compreensão. Em especial, agradeço à minha esposa, Simone, pela imensa contribuição, principalmente por ser minha psicóloga informal, ouvindo-me nos momentos mais difíceis. Esse cuidado, sem dúvida, foi essencial para que eu seguisse firme, mesmo diante das maiores pressões.

PREFÁCIO

Caros pesquisadores, que agora seguram estas páginas, esta pesquisa dedicada ao carste da bacia do rio Sobrado nasceu não apenas de rigor acadêmico, mas de um destino afetivo com este campo de pesquisa. Eu, nascido sobre os calcários aflorantes das grutas de Bom Jesus da Lapa no estado da Bahia, banhado pelas águas duras da Serra do Ramalho, hoje contribuo para entender os segredos hidrogeológicos dessas mesmas rochas que moldaram minha infância e juventude.

Iniciei minha vida acadêmica ajoelhado em um degrau esculpido em calcário, aos pés de Nossa Senhora Aparecida, em uma promessa para ingressar na faculdade de Engenharia Civil da UFBA (2010), o mestrado em Engenharia Ambiental da UFT (2018) e, agora, até o curso de doutorado em Ciências do Ambiente da UFT. Durante o doutorado tive a oportunidade de iniciar na docência do ensino superior, onde realizei estágio de docência nas disciplinas de Geologia Geral e Geomorfologia no curso de Geografia da UFT, sob a supervisão do meu orientador, Prof. Fernando. Essa experiência foi extremamente importante para minha motivação e capacitação para ingressar na carreira de Professor do Ensino Básico, Técnico e Tecnológico do IFTO no campus Palmas (2023), onde aos poucos pude assumir a cadeira de Geologia de Engenharia.

Caros leitores, esta pesquisa nasceu da promessa do estudante, do pesquisador que ouviu o rugido da onça na caverna do rio Melado e escalou junto com seu orientador os cortantes lapiás do carste dessa área de estudo, como se escalasse o próprio destino em um estudo de campo desta pesquisa na bacia do rio Sobrado, financiado pelo modesto, mas importante auxílio campo do Ciamb/UFT. Cada equação aqui escrita, cada tabela apresentada, trazem as noites em claro entre estudos, ausência de bolsas e a saudade da família.

Espero que encontrem aqui não só respostas, mas novas perguntas. Afinal, como sabemos nas cavernas, é nas frestas que as águas mais profundas se revelam. Deixo-lhes, então, a sugestão de, antes de iniciarem a leitura, imaginarem os caminhos de cada gota de chuva que se precipita sobre o carste, observando a dinâmica de infiltração e circulação subterrânea da água nesse ambiente. Que este texto, escrito por quem nasceu e viveu sob o clima e a paisagem cárstica do Grupo Bambuí, possa guiá-los nessa jornada.

RESUMO

Ter conhecimento assertivo das reservas explotáveis é fundamental para a gestão das águas subterrâneas e compreender seus mecanismos reguladores. Os aquíferos cársticos, por sua vez, apresentam heterogeneidade e anisotropia que impedem a aplicação de métodos tradicionais para o cálculo de recarga. Para que a gestão de aquíferos cársticos ocorra de forma eficaz, é necessário conhecimento de quando e onde a recarga ocorre, pois a utilização do solo pode impactar as vias de recarga e, assim, influenciar a qualidade e a quantidade de água subterrânea no aquífero. Além disso, no carste, o processo de dissolução proporciona uma paisagem característica de depressões superficiais, tornando-se importante fonte de recarga localizada, como: cavernas, dolinas e sumidouros que devem ser consideradas no cálculo de estimativa de recarga. Este estudo propõe uma abordagem integrada para calcular taxas de recarga, combinando métodos indiretos (balanço hídrico em depressões cársticas, separação do fluxo de base e método APLIS) com validação por meio do método direto do Balanço de Massa de Cloreto (BMC). A área de estudo é a bacia do rio Sobrado, sudeste do estado do Tocantins, inserida no Sistema Aquífero Bambuí (SAB), caracterizada por rochas carbonáticas e feições cársticas como dolinas. Para mapear as zonas de recarga, utilizou-se Modelos Digitais de Elevação (MDEs) globais: AW3D30, NASA DEM, Copernicus GLO-30 e um MDE híbrido, oriundo dos 3 MDEs. A delimitação das depressões foi realizada por meio de um MDE gerado por interferometria de imagens Sentinel-1 (Res. 15 m), identificando 299 depressões, das quais 270 (803,42 ha) são de origem cárstica. O cálculo da recarga localizada baseou-se no balanço hídrico dessas depressões, com a evapotranspiração real estimada pelo método SAFER, resultando em uma taxa média anual de 36,89% da precipitação. Paralelamente, a separação do fluxo de base por meio de análise de hidrogramas com filtros digitais e uma equação derivada da relação Q90/Q50 (vazões de permanência), forneceu uma taxa de 39,12%, confirmando a correlação entre parâmetros hidrológicos e recarga. O método APLIS, aplicado como complemento, permitiu a avaliação espacial da infiltração com base em fatores como: altitude, declividade, litologia, infiltração e solo, porém com limitações devido à subjetividade na ponderação dos parâmetros. O APLIS original apresentou uma taxa de recarga média anual de 31,44%, semelhante aos métodos comparados. A consistência dos resultados foi confirmada pelo BMC, que apontou 34,55% de recarga. Concluiu-se que a integração dos métodos indiretos, balanço hídrico em depressões e a separação do fluxo de base, pode ser utilizada de forma eficaz para avaliar e estimar a taxa de recarga em regiões cársticas. Além disso, a fusão de MDEs de múltiplas fontes mostrou-se eficaz para detectar feições que poderiam passar despercebidas. Este trabalho trata-se da primeira aplicação integrada destes métodos no Sistema Aquífero Bambuí, no sudeste do Tocantins, contribuindo com uma metodologia replicável para regiões carentes de dados hidrogeológicos, destacando a necessidade de uma integração de métodos para superar incertezas inerentes à complexidade do carste. Os resultados reforçam a importância das depressões cársticas como fontes de recarga e preservação de águas subterrâneas, apresentando-se como um instrumento de gestão hídrica em áreas vulneráveis, como a bacia do rio Sobrado.

Palavras-chave: Aquíferos cársticos; Dolinas; Modelos Digitais de Elevação; Recarga aquífera; Vazões de permanência.

ABSTRACT

Having accurate knowledge of exploitable reserves is essential for groundwater management and understanding its regulatory mechanisms. Karst aquifers, in turn, exhibit heterogeneity and anisotropy that prevent the application of traditional methods for calculating recharge. For karst aquifer management to be effective, it is necessary to know when and where recharge occurs, as land use can impact recharge pathways and thus influence the quality and quantity of groundwater in the aquifer. In addition, in karst, the dissolution process creates a landscape characterized by surface depressions, which become important sources of localized recharge, such as caves, sinkholes, and swallow holes, which must be considered in recharge estimates. This study proposes an integrated approach to calculate recharge rates, combining indirect methods (water balance in karst depressions, separation of base flow, and the APLIS method) with validation using the direct Chloride Mass Balance (CMB) method. The study area is the Sobrado River basin, in the southeast of the state of Tocantins, part of the Bambuí Aquifer System (BAS), characterized by carbonate rocks and karst features such as sinkholes. To map the recharge zones, global Digital Elevation Models (DEMs) were used: AW3D30, NASA DEM, Copernicus GLO-30, and a hybrid DEM derived from the three DEMs. The depressions were delimited using a DEM generated by Sentinel-1 image interferometry (Res. 15 m), identifying 299 depressions, of which 270 (803.42 ha) are of karst origin. The calculation of localized recharge was based on the water balance of these depressions, with actual evapotranspiration estimated using the SAFER method, resulting in an average annual rate of 36.89% of precipitation. At the same time, the separation of the base flow through the analysis of hydrographs with digital filters and an equation derived from the Q90/Q50 ratio (flow-duration values) provided a rate of 39.12%, confirming the correlation between hydrological parameters and recharge. The APLIS method, applied as a complement, allowed for the spatial evaluation of infiltration based on factors such as altitude, slope, lithology, infiltration, and soil, but with limitations due to the subjectivity in the weighting of parameters. The original APLIS presented an average annual recharge rate of 31.44%, similar to the compared methods. The consistency of the results was confirmed by CMB, which indicated 34.55% recharge. It was concluded that the integration of indirect methods, water balance in depressions, and baseflow separation can be used effectively to assess and estimate the recharge rate in karst regions. In addition, the fusion of DEMs from multiple sources proved effective in detecting features that could go unnoticed. This work is the first integrated application of these methods in the Bambuí Aquifer System in southeastern Tocantins, contributing to a replicable methodology for regions lacking hydrogeological data and highlighting the need for an integration of methods to overcome uncertainties inherent to the complexity of karst. The results reinforce the importance of karst depressions as sources of recharge and preservation of groundwater, serving as a water management tool in vulnerable areas, such as the Sobrado watershed.

Keywords: Aquifer recharge; Digital Elevation Models; Flow-duration values; Karst aquifers; Sinkholes.

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| 1 INTRODUÇÃO | 25 |
| 1.1 Problema da pesquisa | 34 |
| 1.2 Justificativa | 35 |
| 1.3 Hipótese..... | 41 |
| 1.4 Objetivo geral..... | 44 |
| 1.5 Objetivos específicos | 44 |
| 2 BASE TEÓRICA E CONCEITUAL | 46 |
| 2.1 Aquíferos Cársticos..... | 46 |
| 2.2 Direção do fluxo subterrâneo em aquíferos cársticos | 50 |
| 2.3 Hidroquímica de aquíferos cársticos..... | 52 |
| 2.4 Instrumentos de regulamentação da paisagem cárstica..... | 54 |
| 2.5 Gestão hídrica em regiões cársticas | 56 |
| 2.6 Interdisciplinaridade na gestão de águas subterrâneas..... | 59 |
| 3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO | 61 |
| 3.1 Sistema Aquífero Bambuí..... | 64 |
| 3.2 Geologia..... | 69 |
| 3.3 Morfometria | 70 |
| 3.4 Geomorfologia | 71 |
| 3.5 Clima..... | 72 |
| 3.6 Hidrogeologia..... | 73 |
| 3.7 Solos..... | 78 |
| 4 MÉTODOS E TÉCNICAS | 81 |
| 4.1 Modelos Digitais de Elevação utilizados | 84 |
| 4.2 Detecção automática de depressões | 86 |
| 4.3 Delimitação das depressões..... | 88 |
| 4.4 Eliminação de falsos positivos | 88 |

| | |
|--|------------|
| | xi |
| 4.5 Capacidade de infiltração | 91 |
| 4.6 Estimativa da taxa de recarga por balanço hídrico em depressões cársticas..... | 92 |
| 4.7 Definição das direções dos fluxos subterrâneos..... | 99 |
| 4.8 Modelagem de recarga pelo método da separação de fluxos superficiais e subterrâneos | 102 |
| 4.9 Cálculo das vazões Q50 e Q90..... | 106 |
| 4.10 Aplicação do método APLIS | 108 |
| 4.11 Validação do método a partir da medição de cloretos | 116 |
| 4.12 Estações utilizadas como fonte de dados para aplicação do método | 120 |
| 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO | 121 |
| 5.1 Detecção de depressões cársticas | 121 |
| 5.2 Delimitação das depressões..... | 131 |
| 5.3 Morfometria das depressões detectadas e delimitadas | 132 |
| 5.4 Capacidade de infiltração das depressões detectadas..... | 135 |
| 5.5 Confirmação amostral <i>in loco</i> das depressões detectadas..... | 135 |
| 5.6 Direções de fluxo de base | 137 |
| 5.7 Balanço hídrico em depressões cársticas | 144 |
| 5.8 Separação do fluxo de base para a bacia do rio Sobrado | 157 |
| 5.9 Análise da relação entre a taxa de recarga obtida por meio da separação do fluxo de base e a morfometria de diferentes sub-bacias do SAB-Oeste..... | 162 |
| 5.10 Espacialização e comparação das taxas de recarga calculadas para a bacia do rio Sobrado a partir do método APLIS | 173 |
| 5.11 Validação do método a partir da medição de cloretos | 183 |
| 5.12 Base normativa e proposta metodológica para aplicação de métodos indiretos para a gestão de águas subterrâneas em ambientes cársticos..... | 187 |
| 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 193 |
| 7 SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS..... | 198 |
| 8 REFERÊNCIAS..... | 199 |
| 9 APÊNDICE A (Script em R para o cálculo dos eixos longitudinais e transversais de | |

| | |
|---|-----|
| | xii |
| depressões cársticas)..... | 226 |
| 10 APÊNDICE B (Hipsometria das sub-bacias analisadas)..... | 228 |
| 11 APÊNDICE C (Hidrogramas dos postos fluvimétricos analisados para separação do fluxo de base)..... | 232 |
| 12 APÊNDICE D (Separação do fluxo de base dos postos fluvimétricos analisados) | 235 |
| 13 APÊNDICE E (Curvas de permanência dos postos fluvimétricos analisados para separação do fluxo de base)..... | 239 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|-----|
| Figura 1 – Distribuição de trabalhos de detecção e delimitação de dolinas no Brasil. | 41 |
| Figura 2 – Balanço dos sistemas subterrâneos (“R” é a recarga proveniente da precipitação, “S” é a reserva, “D” são as saídas naturais e “Q” as saídas artificiais). | 42 |
| Figura 3 – Processo de evolução da porosidade em meios cársticos. | 47 |
| Figura 4 – Esquema de evolução de depressões em áreas cársticas. | 48 |
| Figura 5 – Superfície cárstica no território brasileiro, conforme o <i>World Karst Aquifer Map (WOKAN)</i> | 49 |
| Figura 6 – Localização, representação hipsométrica e principais cursos d’água da área da bacia do rio Sobrado. | 62 |
| Figura 7 – Classificação quanto ao potencial de escassez hídrica da bacia do rio Sobrado – TO. | 63 |
| Figura 8 – Sistema aquífero Bambuí entre o sudeste do Tocantins e o nordeste de Goiás. | 65 |
| Figura 9 – Mapa de localização das áreas de estudo (Escala 1:250.000). | 66 |
| Figura 10 – Aspectos hipsométricos da área do SAB-Oeste. | 68 |
| Figura 11 – Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí. | 70 |
| Figura 12 – Caracterização física e hidrogeológica da bacia do rio Sobrado: (A) Solos da bacia do rio Sobrado; (B) Domínios e subdomínios hidrogeológicos; (C) Mapa hidrogeológico; (D) Vazões de estabilização e potenciométrica. | 74 |
| Figura 13 – Mapa potenciométrico (A) e de vazões de estabilização (B) do SAB-Oeste. | 75 |
| Figura 14 – Mapa hidrogeológico (a) e de domínios hidrogeológicos (b) do SAB-Oeste. | 77 |
| Figura 15 – Tipos de solos encontrados no Sistema Aquífero Bambuí. | 79 |
| Figura 16 – Metodologia para estimativa da recarga aquífera em ambientes cársticos com base em métodos indiretos e validação cruzada. | 83 |
| Figura 17 – Procedimento utilizado para detecção e delimitação de depressões cársticas. | 86 |
| Figura 18 – Procedimento adotado para o cálculo da recarga localizada em depressões cársticas. | 99 |
| Figura 19 – Intervalos de valores de Condutividade Hidráulica (<i>K</i>) para diferentes materiais geológicos. | 111 |
| Figura 20 – Distribuição das classes de solo dominantes e sua relação com unidades hidrogeológicas e depressões cársticas potenciais na bacia do rio Sobrado (Escala 1:250.000). | 114 |

| | |
|---|-----|
| Figura 21 – Coleta e armazenamento de amostras de água de poços profundos e da chuva da área de estudo. | 118 |
| Figura 22 – Processo de Coleta de Água para Estudo de Recarga Aquífera. | 119 |
| Figura 23 – Distribuição espacial dos valores considerados para cada célula dos MDEs que originaram o MDE híbrido. | 121 |
| Figura 24 – Seções transversais correspondentes à três depressões detectadas a partir dos MDEs utilizados com resolução de 30 m. | 122 |
| Figura 25 – Diagrama de Venn das depressões potenciais detectadas entre os MDEs com resolução de 30 m utilizados na pesquisa. | 123 |
| Figura 26 – Depressões potenciais detectadas na bacia do rio Sobrado sobre o mapa de unidades aquíferas e relevo sombreado com exagero vertical de 3 x (azimute e elevação de insolação de 0 e 45°, respectivamente); a partir do modelo digital de elevação obtido por interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW. | 124 |
| Figura 27 – Depressões cársticas potenciais delimitadas a partir do MDE a partir de imagens Sentinel-1 IW com resolução horizontal de 15 m reamostrado para resolução de 5 m, com curvas de nível de 1 m de equidistância. As seções transversais A-A' e B-B' estão representadas pela altitude geométrica em metros. As representações 3D da figura estão com exagero vertical de 4 vezes. | 132 |
| Figura 28 – Localização das depressões visitadas sobre mapa de relevo sombreado com exagero vertical de 3 x. | 136 |
| Figura 29 – Registro de algumas depressões visitadas conforme nomenclatura presente na figura 9: (A) é a depressão V-09, (B) Sumidouro em rocha fraturada da depressão V-09, (C) depressão V-05 e (D) depressão V-03. | 137 |
| Figura 30 – Direção preferencial de: (A) lineamentos geológicos extraídos automaticamente, (B) Depressões cársticas potenciais e (C) Depressões potenciais com direção coincidente com os lineamentos que a interceptam. | 138 |
| Figura 31 – Matriz de intensidade de associação definida pelo coeficiente V de Cramer para as variáveis das quadriculas A, B e C apresentadas na Figura 30. | 139 |
| Figura 32 – (A) Densidade de lineamentos extraídos automaticamente; (B) Lineamentos extraídos automaticamente sobre imagem sombreada com exagero vertical $Z = 3$; (C) Perspectiva 3D do detalhe D com exagero vertical de 5 vezes; (D) Detalhe de lineamentos extraídos extraídos automaticamente. | 140 |
| Figura 33 – Comparação da direção preferencial de lineamentos extraídos automaticamente versus a direção preferencial das depressões potenciais para a área total da bacia do rio Sobrado, | |

| | |
|--|-----|
| para a porção da bacia correspondente à unidade geológica carbonática aflorante e para a área da porção da bacia correspondente à unidade geológica carbonática terrígena. | 141 |
| Figura 34 – (A) <i>Trends</i> obtidos por meio de mapas de densidades de lineamentos sobre imagem sombreada multidirecional com exagero vertical $Z = 3$; (B) Mapa de densidade de lineamentos com direção NE-SW; (C) Mapa de densidade de lineamentos com direção N-S..... | 143 |
| Figura 35 – Classificação supervisionada da cobertura da terra para a bacia do rio Sobrado a partir de imagens Planet de dezembro de 2022. | 145 |
| Figura 36 – Reconhecimento <i>in loco</i> sobre a cobertura do solo de algumas das depressões detectadas..... | 147 |
| Figura 37 – Distribuição espacial das estações meteorológicas utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência. | 149 |
| Figura 38 – Matriz de correlação de Pearson entre as variáveis que influenciam na diminuição da recarga localizada..... | 151 |
| Figura 39 – (a) Curva hipsométrica e (b) mapa hipsométrico da sub-bacia referente à estação fluviométrica 21545000 excluída dos cálculos da regionalização de vazões..... | 158 |
| Figura 40 – Localização e precipitação média anual das bacias pertencentes ao SAB – Oeste que foram utilizadas para regionalização de vazões para o cálculo da recarga aquífera da bacia do rio Sobrado | 165 |
| Figura 41 – Matriz de correlação de Pearson entre as características morfométricas e a taxa de recarga aquífera (TR) nas bacias do SAB-Oeste em estudo..... | 170 |
| Figura 42 – Dados de entrada para o cálculo dos índices APLIS original e modificado. (A) Altitude; (B) Declividade; (C) Pedologia e (D) Litologia. | 174 |
| Figura 43 – Espacialização da taxa de recarga média anual da bacia do rio Sobrado pelo método APLIS original..... | 177 |
| Figura 44 – Espacialização da taxa de recarga média anual da bacia do rio Sobrado pelo método APLIS adaptado..... | 177 |
| Figura 45 – Matriz de correlação de Pearson entre as taxas de recarga aquífera médias anuais calculadas exclusivamente para as áreas delimitadas pelas depressões cársticas, entre os métodos APLIS original e adaptado por Teixeira <i>et al.</i> (2024) e pela média do balanço hídrico das depressões..... | 179 |
| Figura 46 – Detalhe da região com maiores taxas de recarga calculadas pelo método APLIS original para bacia do rio Sobrado..... | 182 |
| Figura 47 – Diagrama de Schöeller e Berkloff das águas do SAB-Oeste Tocantinense, coletadas em abril de 2010, elaborado por Tocantins (2010). | 185 |

Figura 48 – Fluxo de gestão para emissão e revisão de outorgas de uso de água subterrânea em ambientes cársticos com carência de dados hidrogeológicos..... 192

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1 – Distribuição absoluta e relativa das classes de relevo da bacia do rio Sobrado..... | 72 |
| Tabela 2 – Variáveis hidrodinâmicas do SAB-Oeste, obtidas a partir de dados de 77 poços tubulares..... | 76 |
| Tabela 3 – Distribuição percentual de amostras de condutividade hidráulica com base em ensaios de infiltração <i>in situ</i> em diferentes ordens de magnitude para Neossolos Quartzarênicos e Litólicos em diferentes profundidades..... | 113 |
| Tabela 4 – Depressões detectadas por MDE utilizado..... | 121 |
| Tabela 5 – Precisão altimétrica dos MDEs utilizados para a área de estudo. | 125 |
| Tabela 6 – Morfometria das depressões potenciais detectadas..... | 133 |
| Tabela 7 – Classificação do percentual das depressões delimitadas quanto à sua alongação (ELG) e por unidade estratigráfica aflorante do Grupo Bambuí. | 134 |
| Tabela 8 – Valores calculados para o coeficiente de escoamento <i>runoff</i> (C), coeficiente de cultura (Kc), evapotranspiração de referência (ET _o) e evapotranspiração real (ET). | 144 |
| Tabela 9 – Dados climatológicos médios anuais das estações do INMET utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência..... | 148 |
| Tabela 10 – Médias anuais da precipitação total, recarga localizada e taxa de recarga localizada, considerando o recorte temporal de 2012 a 2021, considerando as depressões em condições atuais de cobertura do solo e caso fossem 100% florestadas. | 152 |
| Tabela 11 – Médias anuais da precipitação total, recarga localizada e taxa de recarga localizada, considerando o recorte temporal de 2017 a 2021, considerando as depressões em condições atuais de cobertura do solo e caso fossem 100% florestadas. | 152 |
| Tabela 12 – Separação do fluxo de base médios mensais para a bacia do rio Sobrado e equações de regionalização de vazões a cada mês, considerando a área da bacia A= 1105,048 km ² e comprimento do canal principal L = 74025,907 m..... | 160 |
| Tabela 13 – Parâmetros para o cálculo da taxa de recarga aquífera do SAB na bacia do rio Sobrado, utilizando os métodos de separação do fluxo de base de Eckhardt (2005) e Collischonn e Fan (2012)..... | 161 |
| Tabela 14 – Taxa de recarga aquífera obtidas por meio do método da separação do fluxo de base para bacias pertencentes ao SAB – Oeste que foram utilizadas para regionalização de vazões para o cálculo da recarga aquífera da bacia do rio Sobrado. | 166 |
| Tabela 15 – Parâmetros hidrológicos e característicos das bacias analisadas | 167 |

| | |
|--|-----|
| Tabela 16 – Características morfométricas das bacias pertencentes ao SAB – Oeste utilizadas na regionalização de vazões para o cálculo da recarga aquífera da bacia do rio Sobrado. | 169 |
| Tabela 17 – Distribuição dos percentis de recarga aquífera nas depressões cársticas: comparação entre valores médios por depressão (balanço hídrico) e valores pixel a pixel (APLIS e APLIS adaptado) circunscritos às depressões. | 180 |
| Tabela 18 – Comparação da distribuição espacial das taxas de recarga aquífera entre os métodos APLIS original e adaptado. | 180 |
| Tabela 19 – Distribuição das taxas de recarga aquífera por percentis na bacia hidrográfica segundo os métodos APLIS original, APLIS adaptado e balanço hídrico das depressões cársticas. | 181 |
| Tabela 20 – Resultados do teste de concentração de cloreto em amostras de água da chuva e de poços profundos listados no Quadro 1. | 184 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|---|-----|
| Quadro 1 – Perfil estimado do uso da água subterrânea no mundo. | 36 |
| Quadro 2 – Principais formas cársticas de absorção. | 48 |
| Quadro 3 – Determinação dos campos epistemológicos de conhecimentos, objetos de pesquisa e questões clássicas por profissões e/ou especializações disciplinares. | 60 |
| Quadro 4 – Valores do coeficiente de escoamento <i>runoff</i> em função da textura do solo, cobertura da terra e declividade da área de captação. | 94 |
| Quadro 5 – Alturas de vegetação utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência. . | 96 |
| Quadro 6 – Coeficientes de cultura (Kc), para fins de estimativa dos parâmetros de regressão a e b do algoritmo SAFER. | 98 |
| Quadro 7 – Pontuações APLIS adotadas para classe de Características Físicas e Litológicas. | 115 |
| Quadro 8 – Pontuações APLIS para classe de infiltração, solo, fator de correção e classificação da recarga por faixa de infiltração. | 116 |
| Quadro 9 – Localização e as características das amostras coletadas para aplicação do método BMC. | 118 |
| Quadro 10 – Perfis construtivos de dois poços na área de estudo correspondente às unidades estratigráficas: terrígena e carbonática, aflorantes. | 129 |
| Quadro 11 – Característica morfométricas utilizadas para análise de correlação de Pearson com a taxa de recarga aquífera obtida por meio do método da separação do fluxo de base. | 163 |

LISTA DE GRÁFICOS

| | |
|--|-----|
| Gráfico 1 – Representatividade global do total da água consumida em relação ao total de águas subterrâneas exploradas, subdividida por diferentes usos. | 36 |
| Gráfico 2 – Captação de água no Brasil por uso setorial no ano de 2023 (Retirada em m ³ /s).37 | |
| Gráfico 3 – Usos da água subterrânea no Brasil. | 38 |
| Gráfico 4 – Evolução da área plantada de culturas permanentes e temporárias para o estado do Tocantins para o recorte temporal de 2003 a 2023. | 38 |
| Gráfico 5 – Evolução da área plantada de culturas permanentes e temporárias para a microrregião de Dianópolis para o recorte temporal de 2003 a 2023. | 39 |
| Gráfico 6 – Evolução da demanda hídrica da bacia do rio Sobrado. | 61 |
| Gráfico 7 – Gráfico de correlação ente o nível estático (Ne) e a vazão de estabilização (a) e a vazão específica (b). | 76 |
| Gráfico 8 – Densidade e área das depressões detectadas subdivididas por unidade estratigráfica aflorante no Grupo Bambuí. | 131 |
| Gráfico 9 – Morfometria das depressões detectadas subdivididas por unidade estratigráfica aflorante para a porção da área de estudo correspondente ao Grupo Bambuí. | 134 |
| Gráfico 10 – Índice de Umidade Topográfica (TWI) médio para cada depressão detectada neste estudo. | 135 |
| Gráfico 11 – Cobertura da terra das depressões detectadas. | 146 |
| Gráfico 12 – Taxa de recarga em função da precipitação mensal na bacia do rio Sobrado... 155 | |
| Gráfico 13 – Médias mensais da precipitação e taxas de recarga sobre a área das depressões detectadas considerando o recorte temporal de 2012 a 2021. | 156 |
| Gráfico 14 – Médias anuais da precipitação e taxa de recarga sobre a área das depressões detectadas considerando o recorte temporal de 2012 a 2021. | 156 |
| Gráfico 15 – Relação entre o BFI_{max} e o inverso da razão das vazões de permanência Q90/Q50 para o SAB-Oeste. | 158 |
| Gráfico 16 – Separação do fluxo de base médio mensal para a bacia do rio Sobrado. | 162 |
| Gráfico 17 – Variação da taxa de recarga média anual em cada pixel dos rasters calculados utilizando os Índices APLIS original e adaptado para a bacia do rio Sobrado (outliers ocultados graficamente). | 175 |
| Gráfico 18 – Comparação da taxa de recarga nas áreas de depressões utilizando os métodos APLIS original e adaptado com o método do balanço hídrico nas depressões. | 178 |

| | |
|---|-----|
| Gráfico 19 – Comparação das taxas de recarga obtidas a partir do balanço hídrico em depressões cársticas e o balanço de massa de cloreto para o poço Sapateiro para os meses de abril, coleta realizada por Tocantins (2010); setembro e novembro a partir de dados desta pesquisa. | 186 |
|---|-----|

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- APA – Área de Preservação Ambiental
- APLIS – Acrônimo: Altitude, Pendiente, Litología, Infiltración, Suelo.
- ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
- ALOS – Advanced Land Observing Satellite
- ANA – Agência Nacional de Água
- AW3D30 – ALOS Global Digital Surface Model
- BALSEQ – Balanço hídrico sequencial
- BFI – Índice de fluxo de base
- BFI_{max} – Índice de fluxo de base máximo
- BMC – Balanço de Massa de Cloretos
- CID – Carbono Inorgânico Dissolvido
- CN – Curva Normal
- CNRH – Conselho Nacional de Recursos Hídricos
- COP30 – Modelo digital de elevação Copernicus Global com resolução de 30 m
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
- DEM – Sigla em inglês para Modelo Digital de Elevação
- DQA – Diretiva Quadro da Água da União Europeia
- DSI – State Hydraulic Works
- EMQ – Erro Médio Quadrático
- EP – Erro Posicional
- EPM – Erro Padrão da Média
- ES – Escoamento Superficial
- ESA – Sigla em inglês para Agência Espacial Europeia
- ET – Evapotranspiração real
- ET_o – Evapotranspiração de referência
- ETM+ – Enhanced Thematic Mapper Plus
- FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations
- GDEM – Global Digital Elevation Map Announcement
- GIS – Sigla em inglês para Sistema de Informação Geográfica
- GNSS – Sigla em inglês para Sistema Global de Navegação por Satélite
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IDW – Inverse Distance Weighted
IC – Índice de Circularidade
IN – Instrução Normativa
IW – Sigla em inglês para Modo de Faixa Larga Interferométrica
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
InSAR – Sigla em inglês para Radar Interferométrico de Abertura Sintética
JAXA – Sigla em inglês para Agência de Exploração Aeroespacial do Japão
MDE – Modelo Digital de Elevação
MMA – Ministério do Meio Ambiente
MODIS – Sigla em inglês para Espectrorradiômetro de Imagem de Resolução Moderada
NASA – Sigla em inglês para Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço dos EUA
NDVI – Sigla em inglês para Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
ODS – Objetivos de Desenvolvimento Sustentável das Nações Unidas
ONU – Organização das Nações Unidas
PCH – Pequena Central Hidrelétrica
PEC – Padrão de Exatidão Cartográfica
PNRH – Política Nacional de Recursos Hídricos
PRISM – Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping
Q50 – Vazão fluviométrica de permanência de 50%
Q90 – Vazão fluviométrica de permanência de 90%
QGIS – Sigla em inglês para Sistema de Informação Geográfica Quantum
REMQ – Raíz do Erro Médio Quadrático
SAB – Sistema Aquífero Bambuí
SAB-Oeste – Sistema Aquífero Bambuí a oeste do Sistema Aquífero Urucuia
SAFER – Surface Algorithm for Evapotranspiration Retrieving
SAU – Sistema Aquífero Urucuia
SIAGAS – Sistema de Informações de Águas Subterrâneas
SIG – Sistema de Informação Geográfica
SIGEF – Sistema de Gestão Fundiária
SINGREH – Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos
SRTM – Shuttle Radar Topography Mission
TPI – Topographic Position Index
TWI – Topographic Wetness Index
UGRH – Unidade Gestora de Recursos Hídricos

UGRHE – Unidade Gestora de Recursos Hídricos Estadual

UNESCO – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

VNA – Método da Variação do Nível de Água

WOKAM – World Karst Aquifer Map

1 INTRODUÇÃO

Aquíferos cársticos se formam em rochas carbonáticas, como o calcário, que se dissolvem ao longo do tempo, criando condutos e cavernas. Esse processo de dissolução, conhecido como carstificação, torna os aquíferos cársticos altamente heterogêneos e anisotrópicos (KIRCHHEIM *et al.*, 2021; MORAIS *et al.*, 2024). Esses recursos hídricos são amplamente utilizados pela atividade agrícola, incluindo cultivos como soja, milho e algodão. A gestão sustentável desses recursos é essencial para garantir a disponibilidade e qualidade da água subterrânea, considerando a alta demanda agrícola e a importância desses aquíferos como reservatórios de água (CARVALHO *et al.*, 2022).

Nesse sentido, Vasconcelos *et al.* (2013) esclarecem que é necessário desenvolver metodologias de diagnóstico de recarga e descarga de aquíferos com aplicação viável no contexto dos instrumentos das políticas públicas de meio ambiente e de recursos hídricos, visando fornecer subsídios para tomadas de decisão quanto à sua gestão. Os volumes de entrada e saída da água subterrânea estão diretamente ligados a diversos fatores que compõem um ecossistema, tais como o uso do solo e das águas superficiais e subterrâneas, que estão relacionados ao aumento da população e à expansão da produção agropecuária.

Para estudar aquíferos, é necessário utilizar diversos métodos de investigação hidrogeológica, dentre eles, a análise de concentração de cloreto, o método da variação do nível de água (VNA) e o balanço hídrico sequencial (BALSEQ). Um dos métodos mais precisos é a hidrologia isotópica, que emprega isótopos estáveis da molécula da água. Esses isótopos permanecem inalterados durante a interação entre a água e a rocha em baixas temperaturas, tornando-os excelentes traçadores para estudar a recarga, a circulação e o tempo de permanência da água no aquífero (CARVALHO *et al.*, 2022). No entanto, este método é altamente oneroso e inviável para a realidade da maioria dos órgãos gestores do Brasil.

Para preservar os suprimentos de água subterrânea é essencial compreender de forma assertiva os processos de recarga. Nesse sentido, os aquíferos cársticos se destacam pelo poder de recarga, aproveitando grande parte do escoamento superficial, pois o carste é uma paisagem sustentada por rochas solúveis que normalmente se tornam pontos de recarga localizada, como cavernas e sumidouros. O fato de não haver homogeneidade em sua estruturação torna difícil

observar e medir diretamente os processos de recarga. Por isso, os métodos indiretos obtidos por meio da contabilização de componentes do balanço hídrico de precipitação e perda de fluxo necessitam ser tratados com cautela (HAUWERT; SHARP, 2014).

A identificação da origem e as estimativas de recarga da água subterrânea são componentes significativos do desenvolvimento sustentável em aquíferos cársticos (HAUWERT; SHARP, 2014). Por essa razão, ter conhecimento apropriado das reservas exploráveis dos sistemas subterrâneos é fundamental para a gestão integrada das águas subterrâneas e para se compreender seus mecanismos reguladores (SILVA *et al.*, 2019).

A recarga é um dos componentes menos compreendidos do ciclo hidrológico, devido à sua variabilidade espacial e temporal e à dificuldade de medição direta. Para estudos em escala regional é comum a estimativa de recarga de diferentes classes de aquíferos, baseados exclusivamente em parâmetros, como a precipitação média anual e coeficientes fixos de infiltração o que pode superestimar a taxa de recarga por ignorar a complexidade dos processos hidrológicos. Abordagens como essa podem ser enganosas, pois desconsideram fatores críticos como vegetação, estrutura do solo e mudanças no uso da terra, que influenciam diretamente os fluxos de água no solo e a recarga subterrânea (MOECK *et al.*, 2020).

Para o carste, esse problema torna-se ainda mais acentuado, pois a produtividade e a taxa de recarga destes aquíferos ocorrem de forma regionalizada, diferente do que ocorre com aquíferos porosos, os quais apresentam certa homogeneidade. Por isso, para que a gestão das águas subterrâneas no carste ocorra de forma eficaz, é necessário conhecimento de quando e onde a recarga ocorre, pois a utilização do solo pode impactar as vias de recarga e, assim, influenciar a qualidade e a quantidade de água subterrânea no aquífero (JONES; BANNER, 2000). Além disso, pode não ser adequado adotar a taxa de infiltração de outra área cárstica devido à heterogeneidade destes ambientes (HARTMANN *et al.*, 2015).

Conforme Mattiuzi *et al.* (2015) e Mattiuzi *et al.* (2016), a precipitação é a principal responsável pela recarga. Entretanto, não existe uma ligação direta e simples entre esses dois processos, ainda mais no caso de aquíferos cársticos, devido à alta heterogeneidade e complexidade dos caminhos de infiltração e armazenamento, que tornam o processo de recarga particularmente difícil de ser compreendido. A escolha do método a ser utilizado dependerá da precisão exigida pelas características hidrogeológicas e dimensões dos sistemas aquíferos. Ou seja, a relação entre a demanda existente e as reservas disponíveis definirá o nível de precisão

do cálculo a ser adotado para a quantificação das vazões explotáveis a partir da taxa de recarga. Conforme Souza *et al.* (2020), são vários os métodos de estimativa de recarga subterrânea, mas poucos são de uso específico ao carste.

Hauwert e Sharp (2014), por meio do método do balanço de massa de cloreto (BMC), demonstraram que, no caso de aquíferos cársticos, a parcela de precipitação que é destinada para recarga destes aquíferos é relativamente grande. Os autores obtiveram esse resultado, correlacionando as concentrações médias de cloreto na chuva e nas águas subterrâneas, partindo do princípio de que concentrações significativas de cloreto originam-se exclusivamente da precipitação. Levou-se também em consideração que as concentrações de cloreto tendem a variar com a intensidade pluviométrica ao longo do tempo.

Conforme Scanlon *et al.* (2006), o BMC é uma das técnicas mais amplamente utilizadas para estimar a recarga aquífera. No entanto, os dados sobre a variabilidade espacial e temporal da deposição de cloreto são geralmente escassos, com registros restritos, em muitos casos, a séries curtas de apenas 1 a 3 anos. Diante da realidade da maioria dos aquíferos brasileiros, essa limitação compromete a aplicabilidade do método como subsídio técnico para autorizações de uso, uma vez que dificilmente se disporia de séries históricas suficientemente robustas para contemplar cenários de risco, especialmente frente à ocorrência de eventos extremos.

Outro método muito utilizado para estimativa da taxa de recarga é o método da variação do nível de água (VNA). Este método parte do princípio de que a alteração do nível freático em aquíferos livres corresponde à variação da taxa de recarga aquífera, assumindo que toda a água que atinge este nível é armazenada, desconsiderando as perdas pela evapotranspiração, pelo fluxo de base e pelas saídas subsuperficiais durante o período de recarga (MATTIUIZI *et al.* 2016). No entanto, esse princípio é inadequado para sistemas cársticos, dada a alta condutividade, a conectividade complexa entre condutos e a ausência de um nível freático estável.

Esse fato já havia sido levantado por Rennolls *et al.* (1980), ao concluírem que a aplicação de parâmetros lineares não é condizente com a realidade desses sistemas. Como o método desconsidera perdas importantes, como a evapotranspiração e a recomposição do fluxo de base, sua aplicação pode superestimar a taxa de recarga, comprometendo a definição precisa da disponibilidade hídrica (SOARES; VELASQUES, 2013).

Cambraia Neto (2019) aplicou o método do balanço hídrico sequencial (BALSEQ) para a definição da recarga potencial em uma bacia hidrográfica do Cerrado brasileiro, constatando

que o modelo refletiu bem as características da região. O autor concluiu que o modelo BALSEQ possibilita individualizar o efeito do uso da terra na recarga, o que pode ser útil em trabalhos de planejamento e manejo de bacias hidrográficas. Sendo que a recarga potencial foi calculada pela Equação 1:

$$R_p = P - ET + Ar - ES \quad (1)$$

Sendo:

$$R_p = \begin{cases} \text{Equação 1, se } R_p \geq 0 \\ 0, \text{ se } R_p < 0 \end{cases}$$

Em que:

R_p é a recarga potencial em mm;

P é a precipitação total diária em mm;

ET é a evapotranspiração diária em mm;

Ar é o armazenamento de água no solo e

ES é o escoamento superficial diário.

No entanto, o método BALSEQ utiliza uma hipótese simplificadora que pode representar possível fonte de erro. Trata-se do cálculo do escoamento superficial a partir do método da curva número (CN), o qual pode superestimar a recarga ao assumir uma intensidade de precipitação constante para um determinado intervalo de tempo. Conforme Cambraia Neto (2019), pode-se utilizar a Equação 2 para o cálculo do escoamento superficial (ES) em mm:

$$ES = \frac{25,4 \left(\frac{P}{25,4} - \frac{200}{CN} + 2 \right)^2}{\frac{P}{25,4} + \frac{800}{CN} - 8} \quad (2)$$

Em que CN é a curva número (índice numérico adimensional que representa as características hidrológicas do solo e uso da terra).

No caso de ambientes cársticos, o método BALSEQ pode não representar adequadamente a realidade hidrológica, pois nesse ambiente, parte do escoamento superficial não necessariamente é destinada aos rios superficiais, mas para a recarga concentrada em sumidouros, ressurgências e cavernas. Por esse motivo, Hauwert e Sharp (2014), para estimar

a taxa de recarga de um aquífero cárstico na cidade de Austin, consideraram que o escoamento superficial nunca flui além da bacia. Nesse sentido, Silva (2008) esclarece que valores baixos de escoamento superficial é uma característica que pode ser atribuída na maioria das regiões cársticas, devido à alta permeabilidade e à presença de estruturas geológicas que favorecem a rápida percolação da água.

Os métodos convencionais para definição da taxa de recarga aquífera usados na hidrogeologia clássica são geralmente inválidos em aquíferos cársticos, porque os resultados não podem ser estendidos a todo o aquífero nem a algumas partes, como muitas vezes pode ocorrer em aquíferos não cársticos (SOMARATNE *et al.*, 2013). Pois a permeabilidade de ambientes cársticos ocorre por meio de depressões superficiais originadas pelo processo de dissolução das rochas carbonáticas devido à reação da calcita com o gás carbônico presente na precipitação após o contato com o material orgânico do solo.

A infiltração em aquíferos fissuro-cársticos também ocorre em regiões fraturadas ou outras discontinuidades das rochas carbonáticas que evoluem por dissolução química. Esse processo origina uma série de condutos de diferentes dimensões, nos quais se dá o armazenamento e a circulação de águas subterrâneas. Como a dissolução ocorre de forma não uniforme, sua estrutura hidrogeológica é de difícil identificação, promovendo a heterogeneidade tanto na produtividade quanto no armazenamento dentro de um mesmo sistema aquífero (SILVA, 2008). Porém, Silva (2008, p. 153) esclarece que “as superfícies cársticas não apresentam relevos caóticos e desorganizados de dolinas, depressões fechadas e sumidouros. Um padrão organizado e estruturante condicionado sempre existe em todas as superfícies cársticas”.

A partir desse princípio, pretende-se aqui encontrar uma correlação entre parâmetros hidrológicos e a taxa de recarga desses aquíferos. Para isso, foi avaliada a importância das depressões cársticas para a definição da taxa de recarga aquífera, utilizando técnicas semiautomáticas para detecção das depressões a partir de Modelos Digitais de Elevação globais gratuitos com resolução de 30 m, seguindo o método aplicado por Chen *et al.* (2018), Kakavas *et al.* (2018) e Ferreira e Uagoda (2020). O referido método foi incrementado com técnicas de fusão dos MDEs: AW3D30 (JAXA, 2021), NASA DEM (NASA JPL, 2020) e Copernicus Glo-30 (ESA, 2021).

Carvalho Júnior *et al.* (2013) também utilizaram uma abordagem semiautomática

baseada em MDEs globais (ASTER, SRTM e ALOS/PRISM) para mapear depressões cársticas no Grupo Bambuí. Exploraram a aplicação de MDEs globais para detectar depressões cársticas em uma área próxima ao rio São Francisco. Os resultados indicaram que os MDEs globais são ferramentas promissoras para mapear depressões cársticas em larga escala.

Neste trabalho, foram utilizadas depressões cársticas mapeadas em superfície para estimar a recarga localizada, por meio de métodos indiretos baseados em balanço hídrico e parâmetros físicos do terreno. Em ambientes cársticos, a água que infiltra pelas depressões tende a alimentar diretamente condutos subterrâneos que ressurgem em nascentes, sendo essas as principais responsáveis pela manutenção do fluxo de base. Conforme Sauro (2019), as dolinas estabelecem a ligação entre a superfície e os sistemas subterrâneos de drenagem, atuando como pontos preferenciais de infiltração que alimentam condutos e cavernas no interior do maciço cárstico. Segundo o autor, essas feições “podem ser consideradas a expressão superficial de uma hidroestrutura tridimensional peculiar” (SAURO, 2019, p.287).

Essa estrutura tridimensional, refere-se à toda rede subterrânea composta por condutos, fraturas ampliadas, sífões, cavernas e canais por onde a água infiltrada flui até ressurgir em uma nascente cárstica. Devido a essa particularidade dos aquíferos cársticos, a recarga localizada pode ser associada à estimativa do fluxo de base por meio de métodos de separação do escoamento, os quais se mostram a forma mais prática para a estimativa indireta da taxa de recarga. Esses métodos visam determinar as parcelas direta e indireta do escoamento a partir da análise de hidrogramas derivados de dados de séries históricas de vazão, com aplicação de filtros numéricos, sendo que a lâmina do escoamento de base representa a própria recarga (MATTIUZI *et al.*, 2015).

Muitos filtros numéricos para separação de fluxo já foram publicados, podendo-se destacar os de Lyne e Hollick (1979); Chapman (1991) e Chapman (1999). No entanto, Eckhardt (2005) evidenciou em seu estudo que estes filtros poderiam ser representados por uma única fórmula geral (COLLISCHONN; FAN, 2012).

A equação de Eckhardt (2005) é:

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot a \cdot b_{i-1} + (1 - a) \cdot BFI_{max} \cdot y_i}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad (3)$$

Sendo:

$$b_i = \begin{cases} \text{Equação 3, se } b_i \leq y_i \\ y_i, \text{ se } b_i > y_i \end{cases}$$

Em que:

b_i é a vazão de base;

y_i é o fluxo total e

a é a constante de recessão.

Além disso, para recessões de longa duração, como ocorre no Tocantins, especialmente na região sudeste, onde podem superar quatro meses, é razoável assumir uma relação linear entre a vazão de base e o armazenamento do aquífero (CHAPMAN, 1999). Nessa relação, o coeficiente angular corresponde à constante de recessão (a), a qual expressa a razão entre o fluxo de base em um dado instante e o fluxo de base no dia anterior, sob condições em que o escoamento direto é nulo e a recarga subterrânea é desprezível (Equação 4) (COLLISCHONN; FAN, 2012).

$$a = \frac{b_i}{b_{i-1}} \quad (4)$$

Outro fator destacado por Eckhardt (2005) é que a função de separação do fluxo de base utiliza o índice de fluxo de base máximo (BFI_{\max}), definido como a fração máxima do escoamento total de longo prazo que pode ser atribuída ao escoamento de base. Esse parâmetro pode ser aplicada caso a caso, refletindo diferentes situações hidrogeológicas, o que, em tese, pode estimar as condições particulares de aquíferos cársticos.

Neste sentido, Collischonn e Fan (2012) propuseram uma relação linear entre a razão $Q90/Q50$ e o índice de fluxo de base máximo (BFI_{\max}), corroborando a hipótese de Smakhtin (2001) de que essa razão pode ser usada como indicador do BFI. Essa abordagem oferece uma forma menos trabalhosa para estimar o BFI_{\max} , que poderia ser usada pelas Unidades Gestoras de Recursos Hídricos como instrumento para definição da disponibilidade hídrica de aquíferos cársticos, considerando, ainda, que estes parâmetros já são constantemente usados na gestão de águas superficiais pelos órgãos gestores. Além disso, em regiões que não dispõem de séries fluviométricas locais, podem ser aplicados métodos adequados de regionalização de vazões para estimar as vazões de permanência.

Para essas bacias, onde nem todos os cursos d'água estão providos de estações

fluviométricas, principalmente no estado do Tocantins, este problema pode ser contornado, aplicando-se métodos de estimativas de vazões mínimas e medianas a partir de dados pluviométricos, conforme proposto por Silveira *et al.* (1998) e aplicado por Mello *et al.* (2008) e Oliveira e Fioreze (2011). Nesse contexto, as vazões de base obtidas a partir dos postos fluviométricos existentes, podem ser regionalizadas em função da precipitação acumulada dos últimos cinco meses do período de recessão do escoamento subterrâneo, conforme Equação 5. No entanto, essa equação serve apenas para o ramo do hidrograma correspondente ao período de recessão.

$$Q_b = (a + b.P_5). e^{-\alpha.(t-t_0)} \quad (5)$$

Em que:

Q_b é a vazão de base regionalizada referente ao tempo em dias, a contar do início da recessão do escoamento subterrâneo t_0 ;

P_5 é precipitação acumulada dos últimos cinco meses do período de recessão do escoamento subterrâneo;

α é coeficiente médio do aquífero (d^{-1}) e

a e b são os parâmetros de ajuste.

Uma outra vantagem no uso do método de separação de fluxo é que a aplicação do método independe das particularidades da bacia de captação, como a declividade e a cobertura, pois se baseia exclusivamente nas vazões fluviais, o que sem dúvida isenta-se de erros com aproximações na definição de coeficientes de escoamento e declividades. Chama-se a atenção para que não se confunda a área de captação para o método de separação de fluxo, que é uma sub-bacia hidrográfica, com a área de captação de depressões cársticas, que se trata da área cujo escoamento direciona-se para o ponto mais baixo da depressão, que é relativamente menor. Por essa razão, a aplicação de coeficientes de escoamento nesse último caso configura-se como uma aproximação válida para estimar a recarga localizada, pois em ambientes cársticos, a relação entre superfície e escoamento subterrâneo é altamente localizada e variável (FORD; WILLIAMS, 1989).

Este estudo contribui para essa discussão ao investigar a possibilidade de calcular a taxa de recarga em aquíferos cársticos pela média do balanço hídrico de depressões potenciais da

bacia do rio Sobrado – TO, pertencente ao Sistema Aquífero Bambuí na porção oeste do aquífero Urucuia (SAB-Oeste), compreendendo em suma os estados do Tocantins e Goiás, com uma pequena parte abrangendo o estado da Bahia e o Distrito Federal.

Com base nesses parâmetros, foi apresentada uma equação para estimativa do parâmetro BFI_{max} para o SAB-Oeste, que serviu como dado de entrada para o cálculo da taxa de recarga aquífera, visando a sustentabilidade quantitativa deste recurso. Análogo ao realizado por Collischonn e Fan (2012), essa equação depende somente da relação Q90/Q50 obtida a partir de séries históricas de vazões registradas em estações de monitoramento, as quais, por sua vez, são comumente utilizadas como referência para concessão de outorgas de usos consuntivos, principalmente para captações superficiais.

Conforme ANA (2013), o cálculo das vazões de permanência, leva em consideração a sazonalidade das vazões naturais. Neste estudo, buscou-se explorar a correlação entre a razão Q90/Q50 e a taxa de recarga de aquíferos cársticos, partindo da premissa de que é possível estabelecer uma correlação entre estes parâmetros e a taxa de recarga destes aquíferos. Paralelamente, as taxas de recarga foram estimadas mensalmente a partir do balanço hídrico de depressões cársticas potenciais, previamente identificadas e delimitadas na área de estudo. Os resultados obtidos pelas duas abordagens foram então comparados, de modo a verificar sua consistência e aplicabilidade no contexto hidrogeológico local.

Como uma abordagem complementar, utilizou-se o método APLIS, desenvolvido por Andreo *et al.* (2004), para comparar os resultados obtidos e fornecer uma análise mais abrangente dos processos de recarga na região. O método APLIS, comumente aplicado na estimativa de taxas de recarga anuais em sistemas cársticos, permite uma avaliação espacializada das variáveis que influenciam a infiltração, oferecendo uma perspectiva adicional que complementa os dados obtidos pelo balanço hídrico das depressões potenciais detectadas e delimitadas nesta pesquisa.

Dentre os métodos indiretos utilizados para estimar as taxas de recarga de águas subterrâneas em sistemas cársticos, o método APLIS é um dos mais destacados (ERRAHMOUNI *et al.*, 2022). Este método utiliza análise morfoestrutural e sistemas de informação geográfica para avaliar espacialmente cinco variáveis fundamentais: altitude (A), declive (P), litologia (L), áreas preferenciais de absorção-infiltração (I) e solo (S) (ERRAHMOUNI *et al.*, 2022; AYADI *et al.*, 2024). A análise multicritério resultante produz

um mapa de distribuição espacial que ilustra a infiltração potencial efetiva dentro do sistema de águas subterrâneas cársticas, facilitando o cálculo da recarga anual expressa como a porcentagem de infiltração efetiva de precipitação (AYADI *et al.*, 2024; GONZÁLEX *et al.*, 2024; NANOU *et al.*, 2024; TEIXEIRA *et al.*, 2024).

O método APLIS, embora amplamente utilizado para estimar a taxa de recarga de aquíferos carbonáticos, apresenta algumas limitações significativas. Uma das principais críticas é a sua natureza subjetiva, pois baseia-se na atribuição de pontuações que variam de 0 a 10 para diferentes parâmetros morfológicos e geológicos, como altitude, declive, litologia, áreas preferenciais de absorção-infiltração e solo (ERRAHMOUNI *et al.*, 2022). Essa subjetividade pode introduzir incertezas nos resultados, uma vez que a precisão das estimativas depende da experiência e do julgamento do pesquisador ao atribuir essas pontuações (ARDANA *et al.*, 2020).

Além disso, cumpre esclarecer que o método APLIS pode não capturar adequadamente a complexidade e a variabilidade espacial dos sistemas cársticos, especialmente em regiões com carência de dados (HARYONO, 2023). Teixeira *et al.* (2024) esclarecem que é essencial considerar essas limitações ao interpretar os resultados obtidos por esse método e, sempre que possível, complementar a análise com outros métodos e dados adicionais para aumentar a confiabilidade das estimativas de recarga aquífera.

Devido às incertezas associadas aos diferentes métodos indiretos de estimativa de recarga, é recomendado o uso combinado de múltiplas técnicas para aumentar a confiabilidade dos resultados, especialmente em sistemas hidrogeológicos complexos como os aquíferos cársticos (SCANLON *et al.*, 2002; GUARDIOLA-ALBERT *et al.*, 2014). Dessa forma, é importante que os resultados obtidos por métodos indiretos sejam validados ou complementados por outras abordagens independentes a partir de dados diretos. Nesse sentido, Shen *et al.* (2022) destacam o uso do método do Balanço de Massa de Cloretos (BMC) como uma das estratégias mais eficazes para validar estimativas de recarga, sobretudo em aquíferos cársticos com predomínio de recarga localizada.

1.1 Problema da pesquisa

Para preservar os suprimentos de água subterrânea, é essencial compreender os processos de recarga. A recarga é definida como a porção da precipitação total que finalmente

atinge o lençol freático dentro da zona saturada de um aquífero (JUKIĆ *et al.*, 2021). Estimativas precisas de recarga são essenciais para gerenciar os recursos hídricos subterrâneos e desenvolver planejamentos de uso sustentável (SHEN *et al.*, 2023).

Em determinadas formações carbonáticas, aquíferos cársticos podem captar significativa parcela do escoamento superficial, especialmente quando o relevo e a litologia favorecem a ocorrência de feições como dolinas e sumidouros. Nesses contextos, a dissolução das rochas solúveis origina pontos de recarga concentrada, cuja distribuição espacial e morfologia irregular dificulta a observação e quantificação direta dos processos de recarga. (HAUWERT; SHARP, 2014).

Para quantificar a disponibilidade hídrica de aquíferos cársticos, que têm como característica predominante a anisotropia e heterogeneidade do meio, é importante ter conhecimento de dados dimensionais e hidrodinâmicos de suas unidades hidrogeológicas, como: a espessura do aquífero, a profundidade do lençol freático, a conectividade com as águas superficiais e a direção do fluxo das águas subterrâneas. No entanto, estudos que permitam a definição destes parâmetros, ainda encontram-se escassos em escala nacional, sendo que as Unidades Gestoras de Recursos Hídricos utilizam métodos clássicos e padronizados para estimativa da recarga, independente do tipo do aquífero, aumentando o grau de incerteza e subjetividade (KIRCHHEIM *et al.*, 2018).

Esse problema é intensificado para o caso de aquíferos interfronteiriços, o que inviabiliza o uso equitativo da água, por diferenças conceituais e metodológicas no que concerne aos cálculos de estimativa de recarga, existindo vazões médias diferentes tanto para um estado quanto para o outro, visto que os estudos contratados para este fim são realizados em nível estadual, sem levar em consideração que a bacia hidrogeológica nem sempre coincide com os limites da bacia hidrográfica, fazendo com que a água produzida em uma sub-bacia possa ser captada em outra (ARRAES; CAMPOS, 2008).

Desse modo, questiona-se: É possível utilizar métodos indiretos de estimativa de recarga como instrumentos confiáveis para a gestão de águas subterrâneas em aquíferos cársticos, mesmo em regiões com dados hidrogeológicos escassos ou inexistentes?

1.2 Justificativa

As reservas de água cárstica abastecem aproximadamente 25% da população mundial.

No entanto, a gestão desses recursos enfrenta desafios significativos devido à dificuldade em medir a taxa de recarga aquífera nesses sistemas. Sua estrutura que inclui meios porosos secundários e terciários, como fraturas e condutos de dissolução química, torna os processos hidrológicos complexos e difíceis de prever (DELLE ROSE, 2022; SHEN *et al.*, 2023; WAN *et al.*, 2024).

A importância da água cárstica e a complexidade de sua gestão ressaltam a necessidade de pesquisas detalhadas e abordagens inovadoras para garantir a sustentabilidade desses recursos (PICCINI *et al.*, 2023). Shen *et al.* (2023) enfatizam a urgência de desenvolver métodos mais precisos para estimar a recarga dos sistemas aquíferos cársticos. Além disso, a produção agrícola requer cada vez mais um consumo excessivo de água. A escassez de água tem sido reconhecida como um risco global primário para a humanidade na próxima década, mostrando a necessidade de usar a água de forma muito mais eficiente do que atualmente, o que requer uma avaliação pormenorizada do equilíbrio entre a água consumida e a água que efetivamente retorna para os aquíferos (SAWALHAH *et al.*, 2021).

Estudos globais indicam que a crescente demanda hídrica, especialmente em zonas semiáridas, tem sido suprida de forma crescente por meio da extração de água subterrânea. Essa intensificação no uso levou a uma taxa estimada de depleção que corresponde a aproximadamente 39% da retirada anual global de água subterrânea, representando uma parcela significativa do balanço hídrico planetário (WADA *et al.*, 2010). Cerca de 70% dessa água subterrânea extraída é destinada à irrigação mundialmente (Quadro 1). Este dado torna evidente que a sustentabilidade da utilização da água subterrânea para o desenvolvimento da agricultura está diretamente condicionada a uma gestão eficiente e tecnicamente fundamentada desse recurso.

Quadro 1 – Perfil estimado do uso da água subterrânea no mundo.

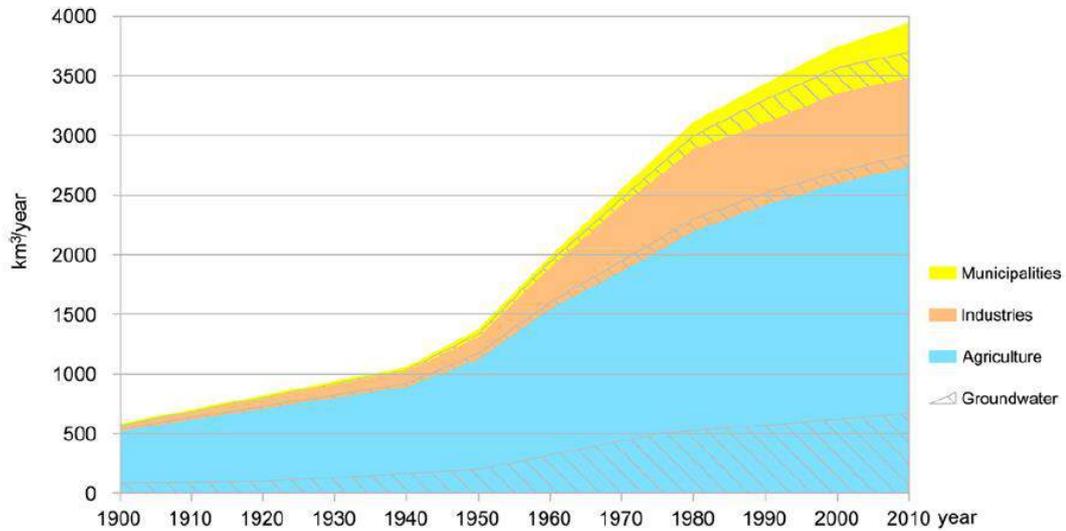
| Fonte | Irrigação (%) | Doméstico | Industrial |
|-------------------------------|----------------------|------------------|-------------------|
| Jasechko <i>et al.</i> (2024) | 70,0 | --- | --- |
| UNESCO (2022) | 69,0 | 22,0 | 9,0 |
| Margat e Van der Gun (2013) | 70,1 | 21,2 | 8,4 |
| Siebert <i>et al.</i> (2010) | 70,0 | --- | --- |

Fonte: Elaborado pelo autor conforme dados disponíveis nas fontes citadas no quadro.

No Gráfico 1, Stevanović (2019) demonstra que a captação de água subterrânea cobre aproximadamente 45% da demanda de água doméstica, principalmente pelo abastecimento público, 24% da demanda de água para irrigação e 15% do uso industrial, havendo uma

tendência de aumento desse consumo em nível global.

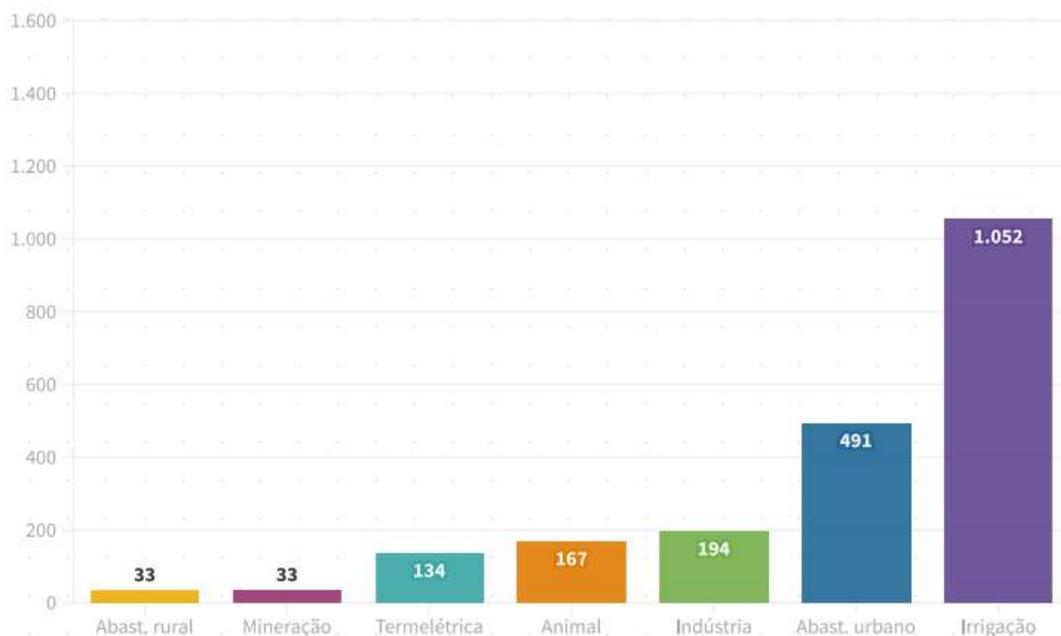
Gráfico 1 – Representatividade global do total da água consumida em relação ao total de águas subterrâneas exploradas, subdividida por diferentes usos.



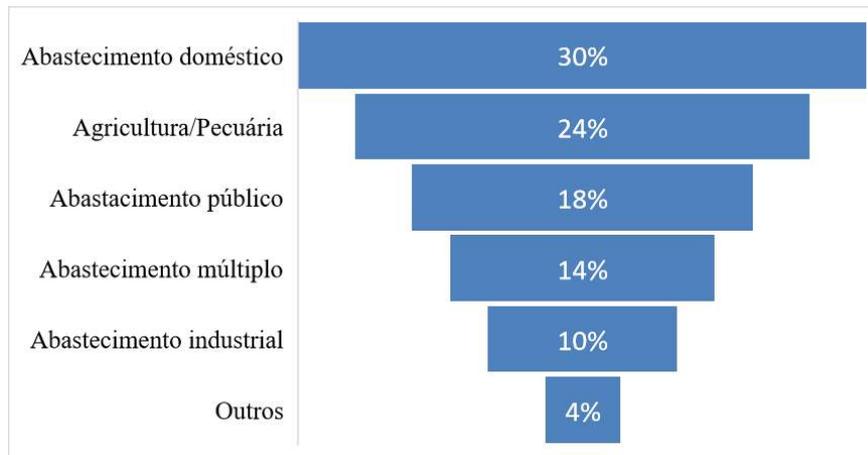
Fonte: Stevanović (2019, p. 662).

No Brasil, a agricultura irrigada consome aproximadamente 50% de toda água captada (Gráfico 2) (PAZ *et al.*, 2000; ANA, 2024). Com relação à água subterrânea, Hirata *et al.* (2019, p. 15) informam que este “é o recurso natural mais extraído do subsolo brasileiro”, contabilizando-se mais de 2,5 milhões de poços tubulares, sendo que 24% do volume captado são destinados para uso agrícola (Gráfico 3).

Gráfico 2 – Captação de água no Brasil por uso setorial no ano de 2023 (m³/s).

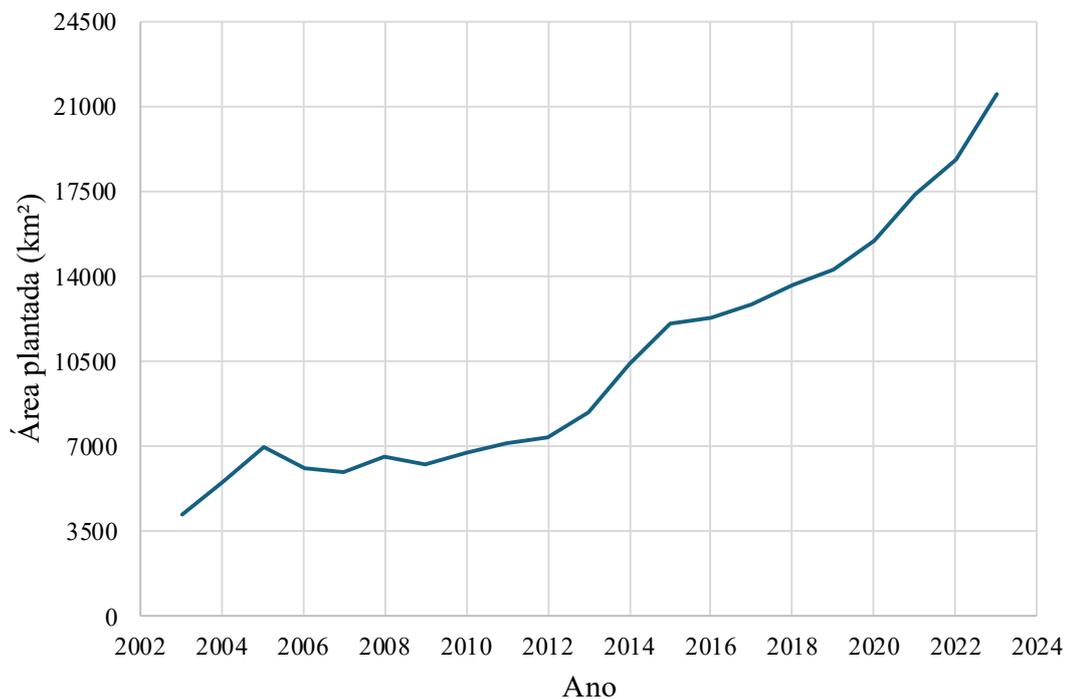


Fonte: ANA (2024, p. 44).

Gráfico 3 – Usos da água subterrânea no Brasil.

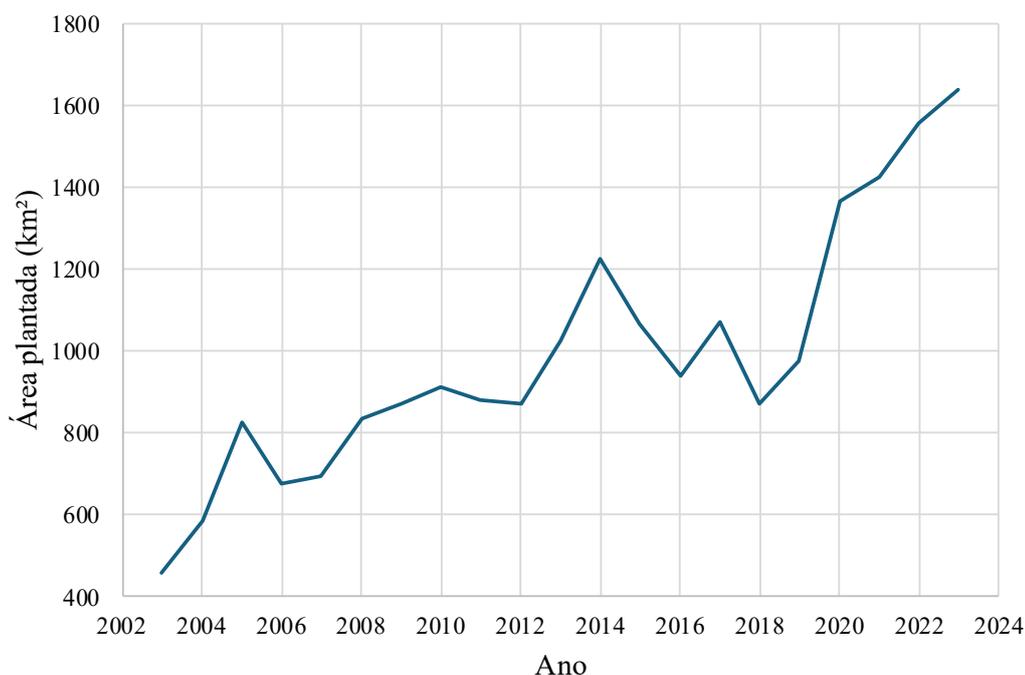
Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados de CPRM (2018, *apud* HIRATA *et al.* 2019, p. 15)

Com base nos dados do IBGE (2023b) sobre a área plantada entre os anos de 2003 e 2023, tanto para o estado do Tocantins (Gráfico 4) quanto para a microrregião de Dianópolis (Gráfico 5), onde se insere a bacia do rio Sobrado, observa-se uma considerável expansão das áreas plantadas, abrangendo tanto culturas permanentes quanto temporárias. Esse crescimento expressivo, especialmente associado à produção de commodities agrícolas, indica uma relação proporcional com o aumento da demanda por recursos hídricos.

Gráfico 4 – Evolução da área plantada de culturas permanentes e temporárias para o estado do Tocantins para o recorte temporal de 2003 a 2023.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados do IBGE (2023b).

Gráfico 5 – Evolução da área plantada de culturas permanentes e temporárias para a microrregião de Dianópolis para o recorte temporal de 2003 a 2023.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados do IBGE (2023b).

Diante do panorama da expansão de áreas plantadas e a crescente necessidade de exploração de águas subterrâneas para suprir a necessidade hídrica para irrigação, desenvolver métodos de gestão sustentáveis para este recurso, é fundamental para garantir seu uso racional e duradouro. Esta preocupação consta, inclusive, nos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) das Nações Unidas (ONU, 2021). O Objetivo 6 dos ODS é garantir a disponibilidade e gestão sustentável da água e saneamento, especificamente a Meta 6.4 que visa até 2030, “aumentar substancialmente a eficiência do uso da água em todos os setores e assegurar retiradas sustentáveis e o abastecimento de água doce para enfrentar a escassez de água, e reduzir substancialmente o número de pessoas que sofrem com a escassez de água”.

Conforme o Plano Nacional de Recursos Hídricos, além da agricultura irrigada ser considerada a atividade que mais consome, também é a que mais se expande em termos de área plantada, o que tem exigido a adoção de melhorias nos procedimentos que regulem o uso dos recursos hídricos de forma mais apropriada. Atualmente, para regulamentar a captação para irrigação de áreas agrícolas, seja subterrânea ou superficial, os agricultores devem solicitar a outorga de uso da água à Agência Nacional das Águas (ANA), para o caso de corpos hídricos de domínio da união; ou às Unidades Gestoras de Recursos Hídricos Estaduais (UGRHE), para o caso de corpos hídricos de domínio estadual e águas subterrâneas (FERRARINI; FERREIRA

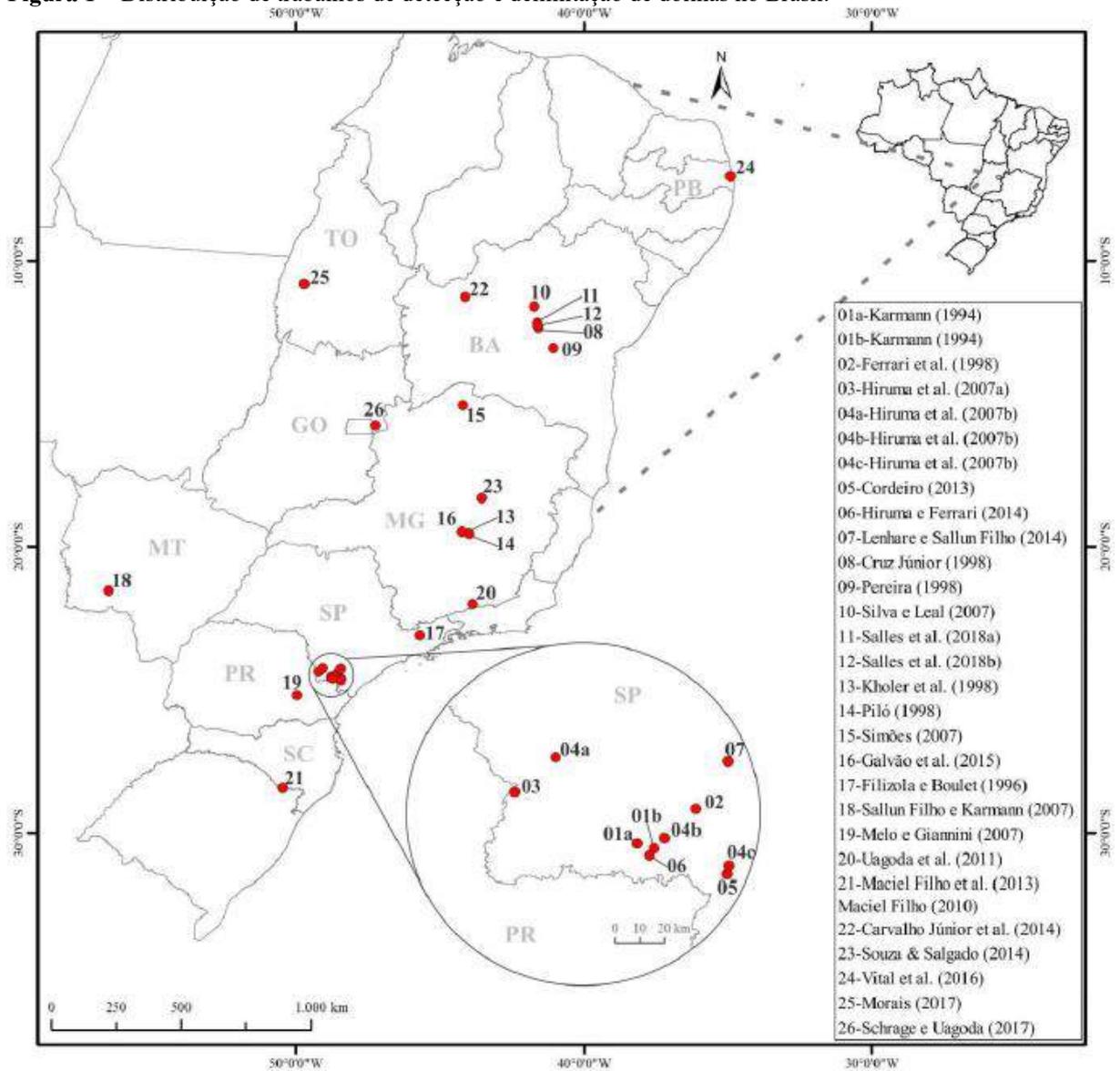
FILHO, 2020).

Conforme Resolução ANA n. 1.041/2013, o prazo de validade das outorgas de direito de uso de recursos hídricos de domínio da União é de 10 (dez) anos para irrigação de lavouras de até 2.000 ha e de 20 anos para lavouras superiores a 2.000 ha. Em relação aos estados onde encontra-se o Sistema Aquífero Bambuí (SAB), por exemplo, no Tocantins a outorga de uso de recursos hídricos é regulamentada pelo Decreto n° 2.432, de 6 de junho de 2005, o qual estabelece o prazo para outorga de até cinco anos. Em Goiás, as concessões são outorgadas pelo prazo máximo de doze anos e as autorizações, de seis anos, a partir da emissão da portaria de outorga, conforme os Arts. 5° e 6° da Resolução CERHI-GO n. 9 de 04 de maio de 2005, respectivamente. Posteriormente, o Art. 3° da Instrução Normativa n. 15/2023 da Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável uniformizou o prazo máximo para captações subterrâneas em 12 anos para quaisquer finalidades.

Porém, mesmo se fosse considerada a manutenção da dimensão da área plantada durante a vigência da portaria de outorga, tanto a disponibilidade hídrica dos aquíferos quanto a necessidade hídrica para irrigação sofreriam variações de um ano para o outro. Por isso, faz-se necessário um instrumento de gestão compatível com a natureza hidrogeológica do manancial, que permita o cálculo da outorga de forma dinâmica, com vazões variáveis a cada ano ou até mesmo durante o ano hidrológico, para definição da disponibilidade hídrica de vazões exploráveis e de captação superficial, assegurando a manutenção da vazão de base como condição essencial à sustentabilidade do aquífero.

Outro ponto que justifica esta pesquisa é a carência de estudos relacionados à identificação e delimitação de depressões cársticas, conforme demonstrado por Ferreira (2020) na Figura 1. Como será demonstrado no decorrer desta tese, essas feições são essenciais e desempenham um papel importante na recarga aquífera em ambientes carbonáticos. Além disso, são potenciais fontes de contaminação devido ao contato direto dessas aberturas com a água subterrânea. Portanto, devem ser invariavelmente consideradas na gestão de águas cársticas.

Figura 1 – Distribuição de trabalhos de detecção e delimitação de dolinas no Brasil.



Fonte: Ferreira (2020, p. 36).

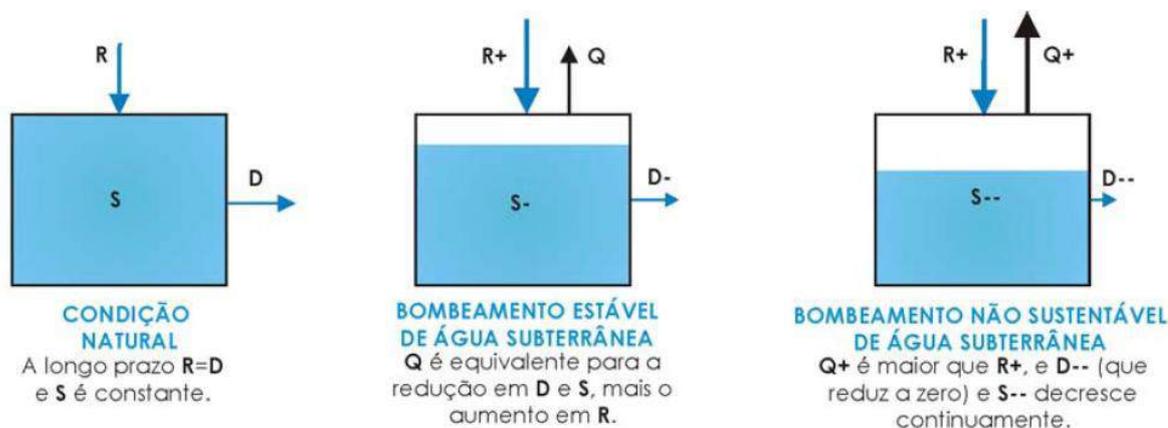
1.3 Hipótese

Diferentemente das águas subterrâneas, os cálculos de disponibilidade hídrica das bacias hidrográficas para a maioria dos rios brasileiros, em que o potencial hídrico não é explorado por meio da construção de reservatórios, baseia-se na definição de vazões mínimas dos rios principais e seus afluentes para aplicação do instrumento de outorga. Essas vazões servem como uma garantia de manutenção do fluxo residual nos cursos de água. No Brasil, essas vazões mínimas são definidas mediante duas análises: vazões mínimas com determinado tempo de recorrência e vazões de curva de permanência, de modo que a distribuição dos recursos hídricos disponíveis entre os diversos requerentes deve atender esses limites, que são estabelecidos nos

Planos de Recursos Hídricos estaduais e nacional (ANA, 2013).

Por isso, visando a sustentabilidade dos aquíferos, é cabível a aplicação de método análogo ao adotado para as captações superficiais, em que a disponibilidade hídrica dos aquíferos esteja associada à vazão superficial, que por sua vez depende do fluxo de base. Conforme Tucci e Cabral (2003), para que haja sustentabilidade no uso de águas subterrâneas, o balanço hídrico deve ser feito de forma minuciosa, considerando todas as fontes de recarga e descarga, pois quando a água é consumida em volume superior do que a reposição, ocorrerá o rebaixamento do lençol freático, fazendo com que não seja possível realizar captações ou ainda torná-las muito onerosas. Isso está demonstrado na Figura 2, onde a garantia da sustentabilidade está condicionada à equivalência da vazão bombeada de um determinado aquífero com sua taxa de recarga.

Figura 2 – Balanço dos sistemas subterrâneos (“R” é a recarga proveniente da precipitação, “S” é a reserva, “D” são as saídas naturais e “Q” as saídas artificiais).



Fonte: Foster *et al.* (2003, *apud* TUCCI e CABRAL, 2003, p. 12).

Com base nessa análise, percebe-se que em sistemas cársticos, parcela significativa da precipitação que incide sobre a bacia pode acessar o endocarste por meio de pontos concentrados de recarga, como dolinas, fraturas e condutos ligados a rios com perda parcial ou total (fluviocarste). Outra fração da água, no entanto, esco superficialmente para os rios, evapora ou retorna à atmosfera por transpiração vegetal. Esse comportamento pode ser representado, de forma análoga, por meio da média do balanço hídrico aplicado às depressões cársticas. Nessas feições, a água superficial que esco para o fundo da dolina tende a se acumular temporariamente, podendo evaporar ou infiltrar através de fraturas e fissuras. Carvalho Júnior *et al.* (2013) destacam que essas depressões frequentemente apresentam fundo selado por argilas, o que favorece o acúmulo temporário de água ou a presença de vegetação

herbácea hidrófila.

A hipótese central desta pesquisa é que a taxa de recarga pode ser calculada pela média do balanço hídrico de uma amostra representativa de depressões cársticas potenciais de uma sub-bacia hidrográfica, pois em sistemas cársticos, dolinas e sumidouros, de forma análoga, funcionam como canais de primeira ordem de drenagem interna, conduzindo parte do escoamento superficial para o aquífero. Essas feições geomorfológicas representam zonas preferenciais de infiltração e refletem a heterogeneidade espacial típica do carste (SAURO, 2019).

Essa hipótese parte da premissa de que a água escoada superficialmente para o interior das dolinas, ao acumular-se no fundo dessas feições, é considerada como evaporada, e tem por objetivo evitar a superestimação da recarga, equilibrando o contraste entre as maiores taxas de infiltração que ocorrem de forma direta no fundo das dolinas e as menores taxas de recarga difusa nas áreas interdolinas. Dessa forma, a depressão cárstica passa a ser tratada como um microcosmo da recarga cárstica, no qual se refletem tanto os processos dominantes de percolação, quanto as perdas naturais que equilibram o sistema em escala regional. Assim, uma amostra de depressões espacialmente representativa sobre a bacia permite capturar a heterogeneidade do sistema cárstico e, por consequência, estimar a recarga média regional.

Conforme Andjelov *et al.* (2016), em balanços de longo prazo, pressupõe-se um equilíbrio entre a recarga efetiva e o escoamento subterrâneo que contribui para os corpos hídricos superficiais. Assim, ao se estimar a recarga média em depressões cársticas por meio do balanço hídrico, parte-se da premissa de que, em escala regional e ao longo do tempo, essa recarga tende a se equivaler ao fluxo de base medido nos exutórios das sub-bacias hidrográficas conectadas ao sistema cárstico. Essa equivalência teórica sustenta a hipótese de que a taxa de recarga média estimada nas depressões pode representar a taxa de recarga regional do aquífero, e deve convergir com a taxa de recarga obtida por meio da separação do escoamento de base.

A combinação desses dois métodos indiretos, balanço hídrico em depressões cársticas e separação do fluxo de base, permite uma validação cruzada das estimativas de recarga, aumentando a confiabilidade dos resultados em áreas cársticas pouco instrumentadas, o que é o caso da bacia do rio Sobrado. Nesse contexto, para ambientes carbonáticos onde faltam dados hidrológicos, propõe-se que técnicas de definição da taxa de recarga a partir da parcela do escoamento proveniente do subsolo, por meio da separação do fluxo de base por filtros

numéricos, especificamente o filtro de Eckhardt (2005), pode ser aplicada a partir da regionalização de vazões de bacias com características geológicas e hidrogeológicas semelhantes.

O filtro de Eckhardt (2005) pode ser utilizado de forma recursiva com médias mensais regionalizadas, permitindo que o parâmetro de entrada, o índice de fluxo de base máximo (BFI_{max}), seja obtido por meio de uma regressão linear entre o BFI_{max} e a razão de vazões de permanência Q90/Q50 das bacias utilizadas para regionalização de vazões. Este método de cálculo do BFI_{max} a partir da razão Q90/Q50 já foi discutido por Collischonn e Fan (2012), que obtiveram resultados adequados em suas aplicações para ambientes não cársticos. A combinação desses dois métodos indiretos é necessária para verificar a validade de um método em relação ao outro, garantindo a confiabilidade dos resultados.

A necessidade de incrementar um método para realizar o cálculo da taxa de recarga aquífera em ambientes carbonáticos, tecnicamente consistente, que possa ser aplicado com os recursos disponíveis pela maioria dos órgãos gestores de recursos hídricos no Brasil, torna-se evidente. E esta hipótese encontra respaldo na dependência da taxa de recarga com as vazões de permanência e com a precipitação, parâmetros já utilizados na gestão de águas superficiais, sendo que erros metodológicos ou de aproximação foram avaliados no decorrer desta pesquisa.

1.4 Objetivo geral

Avaliar a eficácia da estimativa da taxa de recarga de aquíferos cársticos, por meio de métodos indiretos, como instrumentos de apoio à gestão em regiões com insuficiência de dados hidrogeológicos, visando o uso equitativo da água.

1.5 Objetivos específicos

- a) Detectar e delimitar, de forma semiautomática, as depressões cársticas potenciais na bacia do rio Sobrado, pertencente ao Sistema Aquífero Bambuí, por meio da integração de dados provenientes de diferentes Modelos Digitais de Elevação (MDEs).
- b) Estimar o percentual de recarga aquífera, que ocorre a partir das depressões cársticas detectadas, por meio do balanço hídrico individual dessas feições.
- c) Comparar a taxa de recarga média obtida a partir do balanço hídrico em depressões

cársticas potenciais com aquela derivada do método de separação de fluxo de base, tendo como parâmetro de análise a razão entre quantis de descarga Q90 e Q50.

- d) Definir a direção potencial do fluxo subterâneo e espacializar a taxa de recarga aquífera na bacia do rio Sobrado com base na aplicação do método APLIS.
- e) Avaliar a relação entre os parâmetros morfométricos de bacias pertencentes ao SAB-Oeste e a taxa de recarga aquífera estimada por meio do método da separação do fluxo de base.
- f) Examinar amostras de água de poços e da chuva da área de estudo, visando validar os resultados obtidos pela aplicação dos métodos indiretos a partir da aplicação do método do Balanço de Massa de Cloreto (BMC).

2 BASE TEÓRICA E CONCEITUAL

Um aquífero é uma formação geológica que contém água, a qual é proveniente da precipitação (chuvas e/ou neve) que penetra no solo e essa água pode ser extraída por meio de poços e bombas (RICHTER, 2015). As águas subterrâneas fluem ao longo de um curso de diminuição de energia potencial gravitacional em meio à porosidade e/ou espaços vazios do material rochoso conforme aumenta o seu gradiente hidráulico que é a variação da cota do nível da água em relação ao nível médio do mar, por unidade de percurso ou trajeto, indo alimentar as descargas de base dos rios, as fontes ou nascentes, as saídas naturais e as vazões dos poços (saídas artificiais) (REBOUÇAS, 2004; TEIXEIRA; GONÇALVES, 2014).

Conforme Teixeira e Gonçalves (2014), nem sempre um reservatório subterrâneo pode ser denominado aquífero, pois para ser considerado um aquífero, além da existência do acúmulo de água na região saturada, deverá haver fluxo em direção a locais de menor energia potencial gravitacional. Por isso, as águas subterrâneas alimentam o fluxo de base dos cursos d'água superficiais. Para os rios perenes, o seu fluxo de base é igual à taxa de infiltração da água na sua respectiva bacia hidrográfica (REBOUÇAS, 2004).

O fluxo ocorre nos espaços vazios das formações geológicas caracterizados, por serem de pequenas dimensões e de escalas milimétricas ou micrométricas, como ocorre nos espaços porosos de rochas sedimentares, que caracterizam os aquíferos granulares. No caso de maciços graníticos, o fluxo ocorrerá por meio de fissuras muito finas, na ordem de 1 mm de abertura, o que caracterizam sistemas aquíferos fraturados ou fissurados (TEIXEIRA; GONÇALVES, 2014).

2.1 Aquíferos Cársticos

Nos terrenos cársticos essas fissuras são alargadas pela dissolução do calcário propiciada pelo gás carbônico que satura a água proveniente da atmosfera, criando condutos cársticos (TEIXEIRA; GONÇALVES, 2014). Esse processo é característico do modelo epigênico, onde a dissolução ocorre principalmente devido à água meteórica carregada de CO₂. Segundo Ford e Williams (2007) e Machado *et al.* (2014), a reação de dissolução de carbonato de cálcio por ácido carbônico pode ser representada considerando uma única etapa (Equação 6). No entanto, também deve-se considerar o modelo hipogênico, onde a dissolução do calcário é impulsionada por águas profundas ricas em CO₂ e H₂S, que sobem através de fraturas e falhas,

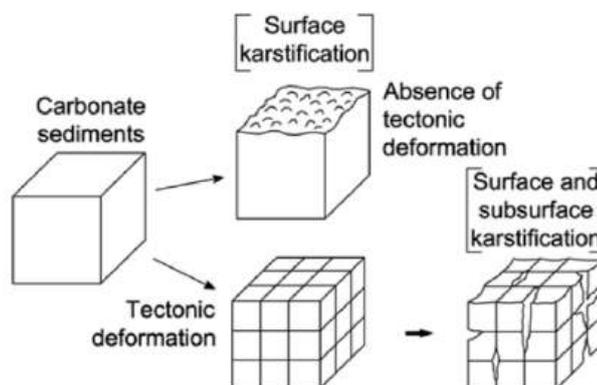
contribuindo para a formação de cavernas e condutos subterrâneos.



O processo de dissolução das rochas carbonáticas por meio do intemperismo químico e outros processos físicos, aumenta a permeabilidade dos aquíferos cársticos ao longo do tempo, criando uma rede de condutos subterrâneos em que a maior parte da água é transportada. Por isso, a infiltração nestes aquíferos é caracterizada por ocorrer de maneira imediata, difusa e concentrada, resultando em alta heterogeneidade e anisotropia subsuperficiais. Esta condição influi na variabilidade das características do fluxo, variando de difusão muito lenta a rápida, dependendo das condições hidrológicas o que é uma especificidade dos aquíferos cársticos (HARTMANN *et al.*, 2014; TURPAUD *et al.*, 2018).

A dissolução das rochas carbonáticas modela a paisagem com feições como: cavidades, dolinas, vales cegos e sumidouros, conforme representado na Figura 3 (TEODORO *et al.*, 2019). Ford e Williams (2007) classificam a percolação em meios carbonáticos em três categorias: (a) Primária – referindo-se à infiltração por meio da porosidade intergranular das rochas; (b) Secundária – a infiltração através das fraturas e (c) Terciárias – quando o processo de dissolução da calcita origina canais (condutos ou cavernas).

Figura 3 – Processo de evolução da porosidade em meios cársticos.



Fonte: Stevanović (2015, p. 28).

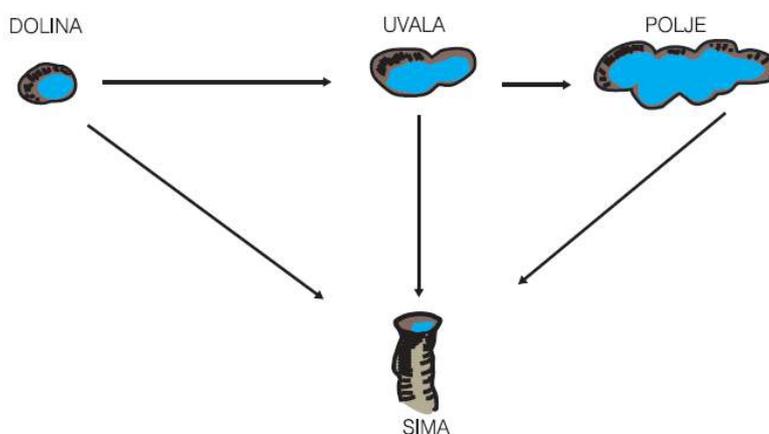
Conforme Silva (2008), a superfície de uma região cárstica apresenta feições que são fonte de recarga direta por absorção de águas pluviais, elas são classificadas em abertas e fechadas, conforme resumo do Quadro 2.

Quadro 2 – Principais formas cársticas de absorção.

| Tipo | Forma cárstica | Descrição |
|----------|--|---|
| Fechadas | Dolinas | “São formações aproximadamente circulares, muito comuns em áreas cársticas originadas da dissolução de rochas carbonáticas através da infiltração de água superficial nas intersecções de diaclases.” |
| | Uvalas | “São coalescências de dolinas, próximas umas das outras, resultantes da evolução superficial mais rápida do que em profundidade, As uvalas tendem a formar elipsoides quando derivam da conjugação de duas dolinas.” |
| | Poljes | “São formas alargadas (vales profundos) ao longo de elementos tectônicos, preenchido de sedimentos e paredes normalmente elevadas e bem carstificadas. Os poljes podem ser secos, intermitentes ou permanentemente inundados.” |
| | Vales cegos, zonas de perda e vales mortos | “São vales epigenéticos que deixaram de funcionar devido a uma carstificação mais profunda. Em alguns casos, eles podem ser intermitentes nas épocas de chuvas intensas.” |
| Abertas | Simas | “São formas cársticas abertas de absorção, originadas de desabamentos de rochas em profundidade. São normalmente circulares e com paredes verticais a subverticais. Podem ser originados da evolução da carstificação de uma dolina.” |
| | Sumidouros | “São locais de infiltração preferencial de águas superficiais nos cartes. Eles podem ser permanentes, quando absorvem as vazões de riachos, córregos e, até mesmo, de rios; acidentais, quando atuam unicamente nas enchentes das drenagens superficiais; ou intermitentes, quando “funcionam” somente em épocas chuvosas.” |
| | Cavernas | “São condutos desenvolvidos horizontalmente e conectados a outras formas cársticas, principalmente as de absorção. As cavernas podem ser ativas, quando conduzem água, e mortas, quando suas condições topográficas não permitem a circulação.” |

Fonte: Elaborado a partir de Silva (2008, p. 156).

A Figura 4 exemplifica o esquema de evolução de diversas formas cársticas.

Figura 4 – Esquema de evolução de depressões em áreas cársticas.

Fonte: Silva (2008, p. 159, modificado de Lladó, 1970).

Conforme Goldscheider *et al.* (2020), os aquíferos cársticos ocupam cerca de 20% da superfície terrestre e contribuem com 25% do abastecimento mundial de água. No Brasil, a representatividade da paisagem cárstica equivale 3,7% da extensão do seu território ou 312.000

km², sendo 2,6% (219.000 km²) composto por rochas carbonáticas contínuas e 1,1% (93.000km²) por rochas carbonáticas descontínuas e rochas carbonáticas mistas com evaporitos (GOLDSCHIEDER *et al.*, 2020).

Segundo o *World Karst Aquifer Map* (WOKAM), um mapa global criado em 2017 para obter uma melhor visão dos aquíferos cársticos (Figura 5), percebe-se que a ocorrência de superfícies carbonáticas no Brasil concentra-se principalmente entre os estados do Tocantins, Goiás, Minas Gerais e Bahia (WOKAM, 2017).

Figura 5 – Superfície cárstica no território brasileiro, conforme o *World Karst Aquifer Map* (WOKAM).



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados vetoriais do WOKAM (2017).

Conforme Aly Junior (2019), a reserva potencial explotável dos aquíferos cársticos fica em torno de 12 m³/s para a região hidrográfica Tocantins/Araguaia e de 30 m³/s para a região hidrográfica do São Francisco. Esses dados demonstram a importância desses sistemas aquíferos, para o uso econômico, social e para a manutenção dos ecossistemas. A representatividade das águas cársticas em relação à retirada total de águas subterrâneas em nível global para serem utilizadas para irrigação, fins domésticos e industriais é de 13% (STEVANOVIĆ, 2019).

Apesar de os aquíferos cársticos serem considerados uma importante fonte de água potável para várias regiões do mundo, suas características também os tornam altamente vulneráveis à contaminação por poluentes. Devido à sua macroporosidade, “a sua pouca profundidade, a alta velocidade do fluxo de água, a sua conexão direta com a superfície e a sua recarga através de formas de absorção abertas”, a qualidade da água nesses sistemas pode ser comprometida. Atividades como a agricultura, o turismo e a indústria, ao avançarem sobre essas áreas, podem afetar negativamente a qualidade da água (GASSER *et al.*, 2018, p. 70).

Esta vulnerabilidade ocorre devido à baixa capacidade de filtração dos solos que recobrem o epicarste, pois têm espessura insuficiente de modo que a infiltração da recarga difusa seja mínima (FORD; WILLIAMS, 2007). Assim, as depressões são os pontos de recarga mais eficientes do carste, elas correspondem a zonas de influência direta, em que grande parte da precipitação (cerca de 30 a 50 %) que ali ocorre infiltra para o aquífero. Desse modo, estes aquíferos são altamente vulneráveis à poluentes que estejam depositados na área delimitada pela depressão. A detecção e delimitação destas depressões é o primeiro passo para propor formas de ocupação e proteção destas áreas (LAURIANO, 2013; SILVA, 2022)

Existem métodos que classificam a vulnerabilidade de aquíferos à contaminação como os métodos: GOD, DRASTIC, SINTACS, EPIK, PI e KDI. Para o carste, destacam-se os métodos EPIK e KDI, os quais abrangem maior número de parâmetros específicos do carste para classificação. Mesmo que EPIK e KDI sejam mais específicos, todos os métodos, mesmo os genéricos, utilizam a zona de recarga como critério (LENHARE, 2014; SILVA, 2022).

Soares e Bettu (2017) esclareceram que a conexão direta entre o escoamento superficial e os locais de recarga localizada, está correlacionada com a existência de pulsos de recarga relacionados à precipitação a partir do estudo da correlação entre a precipitação e o nível dinâmico de poços, demonstraram que para poços próximos à sumidouros e dolinas o nível dinâmico reage de imediato com a chuva. Conforme Cordeiro (2013), a recarga aquífera no carste é essencialmente autogênica, podendo representar cerca de 4 vezes maior que a recarga alogênica.

2.2 Direção do fluxo subterrâneo em aquíferos cársticos

Devido a heterogeneidade do carste, mesmo em perfurações de poços separados por poucos quilômetros de distância, pode haver diferenças significativas de produtividade ou

improdutividade de um para o outro. Ter conhecimento desta estrutura permite saber as direções preferenciais do fluxo de água subterrânea no carste, esse procedimento é pré-requisito para o mapeamento de áreas explotáveis potenciais e de pontos de recarga (GAIKWAD *et al.*, 2023; PARDESHI *et al.*, 2024). Haryono *et al.* (2005) informam que em suma, existem três técnicas para este mapeamento: (i) A técnica de rastreamento de entrada e saída; (ii) o levantamento topográfico de cavernas e (iii) o método geofísico.

Existem, no entanto, limitações na aplicação destes métodos: O rastreamento de entradas e saídas não permite detectar meandros e mudanças de direção dos condutos, o método geofísico tende a ser muito caro para áreas extensas; o levantamento de cavernas por sua vez, é o método considerado ideal para este fim, porém, em passagens muito pequenas ou fissurais, ocasionam interrupções no mapeamento (HARYONO *et al.*, 2005).

Harvono *et al.* (2005) apresentam hipóteses sobre a pertinência do uso de imagens de sensoriamento remoto por meio de SIGs para extração de lineamentos. Pardeshi *et al.* (2024) definem lineamentos como uma característica linear da superfície terrestre, formada pelo seu deslocamento e deformação, que originam fraturas, falhas e outras estruturas geológicas; dessa forma desempenham um papel fundamental na identificação de alinhamentos de cursos d'água e na detecção de fontes de recarga de água subterrâneas.

Ao se comparar a direção dos lineamentos com resultados de investigações indiretas, é possível estimar a direção do fluxo de água subterrânea, pois existe correlação entre a direção dos lineamentos de vales superficiais com o curso de canais subterrâneos no carste. Por isso, a estimativa da direção preferencial do fluxo de água subterrânea através da extração de lineamentos utilizando imagens de satélite, requer validação por meio de trabalhos predecessores que apresentem variáveis que se correlacionem com a direção dos lineamentos (HARYONO *et al.*, 2005; PARDESHI *et al.*, 2024).

Muitas variáveis podem ser estudadas com intuito de verificar existência de correlação com a direção preferencial do fluxo subterrâneo, sendo: a direção preferencial da alongação de depressões cársticas (MALDONADO, 2000; SILVA 2008; SOUEI *et al.*, 2022); a direção preferencial da potenciometria (DASSARGUES *et al.*, 2021); a direção preferencial de talwegues de baixa ordem (PALMQUIST *et al.*, 1976) e a direção preferencial do alinhamento conjunto de dolinas próximas (PALMQUIST, 1979; MALDONADO *et al.*, 2000).

A direção da alongação de depressões cársticas, pelo fato de desenvolverem-se na direção das fraturas (SILVA, 2008), pode ser utilizada como parâmetro de correlação para estimar a direção do fluxo subterrâneo. Souei *et al.* (2022) concluíram que as fraturas induzem a comunicação entre as camadas do aquífero e melhoram a taxa de infiltração da água da chuva. Além disso, a direção estimada das fraturas identificada a partir de alguns lineamentos obtidos por imagem de satélite e em afloramentos, controla parcialmente o fluxo de água subterrânea nos sistemas aquíferos (SOUEI *et al.*, 2022).

Deste apanhado, percebe-se que em suma, as depressões cársticas desenvolvem-se preferencialmente ao longo de fraturas, do mesmo modo os condutos subterrâneos que conduzem o fluxo do aquífero tendem a seguir estas direções. Aliado a isso, Palmquist *et al.* (1976) mostraram que as dolinas se desenvolvem preferencialmente em taludes e drenagens do que em divisores ou cristas. Palmquist (1979), observou que a orientação de um conjunto de dolinas se estende paralelamente à orientação de vales. Esta coincidência foi confirmada no estudo de Maldonado (2000) em uma área cárstica com presença de dolinas de colapso.

Segundo Dassargues *et al.* (2021), a direção do fluxo subterrâneo está intimamente ligada ao gradiente hidráulico. Atualmente, a maioria dos estudos hidrogeológicos que tratam do fluxo de águas subterrâneas utiliza os mapas potenciométricos para deduzir a direção do fluxo, sendo essa variável a principal componente do problema. A identificação da direção do fluxo de base é importante para entender a dinâmica da recarga aquífera, pois a orientação do fluxo pode influenciar diretamente a eficiência da recarga e a distribuição das águas subterrâneas.

2.3 Hidroquímica de aquíferos cársticos

A composição química das águas subterrâneas em aquíferos cársticos é fundamental para compreender seu comportamento e uso sustentável. Esses aquíferos se formam em rochas carbonáticas, como o calcário, que se dissolvem ao longo do tempo, criando condutos e cavernas. Esse processo de dissolução, conhecido como carstificação, torna os aquíferos cársticos altamente heterogêneos e anisotrópicos (MORAIS *et al.*, 2024).

Para estudar esses aquíferos, é necessário utilizar diversos métodos de investigação hidrogeológica. Um desses métodos é a hidrologia isotópica, que emprega isótopos estáveis da molécula da água. Esses isótopos permanecem inalterados durante a interação entre a água e a

rocha em baixas temperaturas, tornando-os excelentes traçadores para estudar a recarga, a circulação e o tempo de permanência da água no aquífero (CARVALHO *et al.*, 2022).

Além disso, a razão isotópica do carbono inorgânico dissolvido na água pode fornecer informações sobre os processos biogeoquímicos e indicar as fontes de carbono na água subterrânea. O carbono inorgânico dissolvido (CID) na água subterrânea inclui espécies como dióxido de carbono (CO_2), bicarbonato (HCO_3^-) e carbonato (CO_3^{2-}). A análise do CID pode ajudar a identificar as fontes de carbono na água subterrânea, como a dissolução de calcário ou a contribuição de CO_2 atmosférico (GONÇALVES *et al.*, 2022).

A recarga de aquíferos cársticos é um processo complexo influenciado por diversos fatores hidrogeológicos e geoquímicos. Por exemplo, o empobrecimento do isótopo ^{18}O pode indicar perdas por evaporação significativa, característica de épocas de seca. Juntamente com o isótopo estável de deutério, esses traçadores ajudam a entender a dinâmica de recarga e descarga das águas. Estudos no Sistema Aquífero Bambuí (SAB) no oeste do estado da Bahia mostram que a recarga é principalmente proveniente das chuvas locais, com baixa evaporação e rápida infiltração (GONÇALVES, 2014). As nascentes na porção oeste do rio São Francisco são surgências de águas subterrâneas do aquífero Urucuia, que contribuem para a recarga do aquífero Bambuí devido à sua posição litoestrutural. O mesmo intercâmbio entre o Sistema Aquífero Urucuia e o SAB ocorre nas nascentes do rio Sobrado (GONÇALVES *et al.*, 2022).

Além disso, a análise geoquímica pode evidenciar a presença de minerais como calcita, dolomita e apatita em áreas cársticas, o que aumenta a dissolução das rochas, resultando em águas com altos níveis de carbonato de cálcio e magnésio. Isso eleva a dureza e a quantidade de sólidos dissolvidos na água, podendo comprometer seu uso doméstico (ROCHA *et al.*, 2023).

Esses recursos hídricos são amplamente utilizados por diferentes formas de produção agrícola, desde sistemas extensivos até práticas mais intensivas, como geralmente ocorre nas culturas de soja, milho e algodão. A gestão sustentável desses recursos é essencial para garantir a disponibilidade e qualidade da água subterrânea, considerando a alta demanda agrícola e a importância dos aquíferos cársticos como reservatórios de água (CARVALHO *et al.*, 2022).

A ocupação agrícola intensiva em regiões de aquíferos cársticos, especialmente com o uso de fertilizantes nitrogenados, pode levar à elevação de nitrato na água subterrânea. Isso ocorre devido à alta vulnerabilidade desses sistemas, que apresentam rápida percolação de

águas superficiais contaminadas para os condutos subterrâneos. Estudos de mapeamentos de áreas de maior vulnerabilidade de aquíferos cársticos demonstraram que regiões de uso agrícola se sobrepõem às zonas de alta vulnerabilidade, principalmente nas partes onde o carste é mais desenvolvido (TAYER; VELÁSQUES, 2017; JESUS *et al.*, 2018).

2.4 Instrumentos de regulamentação da paisagem cárstica

Conforme Pereira (2018), inexistem no Brasil instrumentos de regulamentações específicas para paisagem cárstica, o autor ressalta ainda a necessidade de serem criados instrumentos integradores para proteção desta paisagem. Existem, no entanto, instrumentos normativos relacionados às cavidades naturais que podem ser classificadas como integrante do patrimônio espeleológico, porém não são específicos à preservação dos aquíferos. Dentre estes instrumentos é importante destacar o disposto nos artigos 5º e 6º da Portaria IBAMA nº 887 de junho de 1990 reforçada pelo Decreto Federal nº 99.556 de outubro 1990-b. Estes artigos contemplam o conceito de área de influência de cavidade natural subterrânea:

Art. 5º - Proibir desmatamentos, queimadas, uso do solo e subsolo ou ações de quaisquer natureza que coloquem em risco as cavidades naturais subterrâneas e sua área de influência, a qual compreenda os recursos ambientais, superficiais e subterrâneos, dos quais dependem sua integridade física ou seu equilíbrio ecológico.

[...]

Art. 6º - A área de influência de uma cavidade natural subterrânea será definida por estudos técnicos específicos, obedecendo às peculiaridades e características de cada caso.

Desse modo, apesar de não vir explícito na referida Portaria, para o ambiente cárstico é fácil notar que este dispositivo pode ser usado para proteção de depressões cársticas. Pois estes ambientes consistem num sistema de condutos subterrâneos que se conectam à outras cavidades naturais (cavernas). Por outro lado, a Instrução Normativa MMA n. 2 de 30 de agosto de 2017, estabelece critérios de relevância para classificação de cavidades para que sejam enquadradas pelo instrumento, e conforme Pereira (2018), estes critérios fazem com que importantes cavidades naturais do ponto de vista de contribuição para a recarga aquífera fiquem passíveis de serem suprimidas.

Este fato é inclusive uma premissa recomendada para a gestão ambiental de áreas cársticas, onde deve haver o princípio de considerar estes ambientes um único sistema interligado que engloba integralmente o interior das cavernas, o subsolo, incluindo o aquífero, ou até mesmo a geomorfologia das cavernas. “Essa concepção epistemológica deve nortear a

formulação de políticas, programas e projetos que envolvam o uso antrópico destas áreas” (TELES; MORAIS, 2019, p.338).

A Instrução Normativa MMA n. 2, de 30 de agosto de 2017 define a metodologia para a classificação do grau de relevância das cavidades naturais subterrâneas, conforme previsto no Art. 5º do Decreto no 99.556, de 1º de outubro de 1990. Segundo o levantamento realizado por Pereira (2018), apenas a Tabela II do Anexo I da referida Instrução Normativa, traz medidas protetivas inerentes às feições cársticas em si. O autor ainda destaca a significância do inciso X do Artigo 7º da Lei nº 9.433/1997, que diz que o conteúdo mínimo dos Planos de Recursos Hídricos deve abarcar propostas que criem áreas sujeitas à restrição de uso, visando à preservação dos recursos hídricos.

Esta lacuna na legislação dificulta o controle quantitativo e qualitativo das reservas dos aquíferos que se estendem por mais de uma unidade federativa. Infelizmente, a mobilização de usuários e do poder público para uma gestão compartilhada dessas fontes só costuma ocorrer quando o problema do rebaixamento já está instalado (MILITÃO *et al.*, 2017).

Um caso como esse ocorreu no Aquífero Cárstico Jandaíra, situado na região limítrofe dos estados do Ceará e Rio Grande do Norte. Por volta do ano de 2010, a Agência Nacional de Águas realizou estudos técnicos no referido aquífero, visando detectar as causas do problema e propor ações de gestão compartilhada. Apesar de todo esforço, verificou-se que algumas recomendações presentes nos estudos, não foram cumpridas pelos órgãos gestores, como o “compartilhamento de informações quanto as simulações do comportamento dos rebaixamentos do nível d’água em relação aos volumes de água explorados e a restrição a abertura de novos poços tubulares em regiões críticas conforme as áreas identificadas nos estudos”. Além disso, nem mesmo o compartilhamento de informações referentes às outorgas de uso da água foi realizado (MILITÃO *et al.*, 2017, p. 8).

Para Carvalho (2013), a baixa adesão dos entes federativos em planos de gestão compartilhada para preservação de águas subterrâneas, se deve ao fato destas permanecerem invisíveis à população e passar a falsa sensação de ser um recurso ilimitado, fazendo com que as gestões foquem nas águas superficiais, pois além de ter maior visibilidade, tem mais facilidade de obtenção de dados e realização de estudos. A autora lembra ainda, que no Brasil independentemente do aquífero ser interfronteiriço ou não, o domínio das águas subterrâneas se restringe à legislação de cada Estado.

Por outro lado, destaca-se que o programa VIII.1 – Ampliação do Conhecimento Hidrogeológico – o subprograma VIII.2 – Desenvolvimento de Aspectos Institucionais e Legais - do Plano Nacional de Recursos Hídricos, têm como meta ampliar os conhecimentos hidrogeológicos de aquíferos interestaduais (também chamados de interfronteiriços) visando desenvolver estudos e projetos para estes aquíferos, além de promover a gestão integrada entre águas superficiais e subterrâneas (CARVALHO, 2013).

2.5 Gestão hídrica em regiões cársticas

Na América do Sul, cerca de 36% da vazão total dos rios são constituídos de águas subterrâneas, o que mostra a importância destes recursos para a sustentabilidade hídrica. No Brasil, a maior parte do território possui aquíferos caracterizados por alta capacidade de recarga. Esses aquíferos são classificados em três sistemas principais: (i) porosos, associados a rochas sedimentares; (ii) fissurados, relacionados a rochas cristalinas e cristofilianas; e (iii) cársticos, formados por rochas carbonáticas com fraturas. O sistema fissural, que ocupa 53,8% do território brasileiro, apresenta distribuição desigual de água subterrânea, com as bacias sedimentares correspondendo a aproximadamente 42% das reservas hídricas subterrâneas do país (CASTRO, 2012).

A gestão dos recursos hídricos no Brasil é regulamentada pela Constituição Federal de 1988, que estabelece a competência da União para instituir o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos (SINGREH). A Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH), instituída pela Lei nº 9.433/1997, introduziu uma nova estrutura institucional na década de 1990, visando responder aos desafios socioambientais da época. A PNRH adota o princípio da bacia hidrográfica como unidade de gestão e planejamento, o que pode levar a desigualdades no uso de água em aquíferos interfronteiriços, uma vez que as bacias hidrogeológicas frequentemente ultrapassam os limites das bacias hidrográficas superficiais (CASTRO, 2012; TUCCI; CABRAL, 2003).

Aquíferos transfronteiriços, que se estendem por mais de um país, apresentam dinâmicas complexas que podem transmitir grandes volumes de água subterrânea entre regiões. Apesar de sua relevância, apenas 6 dos 678 aquíferos transfronteiriços identificados globalmente possuem acordos de gestão integrada (FRASER *et al.*, 2020). No Brasil, a gestão descentralizada dos recursos hídricos, iniciada na década de 1990, busca compartilhar a responsabilidade entre

União, Estados e Municípios. No entanto, a falta de integração na gestão de aquíferos interfronteiriços, como a porção oeste do Sistema Aquífero Bambuí, localizado entre os estados de Tocantins e Goiás, ainda é um desafio significativo (CASTRO, 2012).

A gestão das águas cársticas do Sistema Aquífero Bambuí, de natureza cárstica e fissuro-cárstica, requer uma compreensão detalhada dos processos de recarga e da estimativa da vazão explotável de forma regionalizada. Apesar dos Planos Estaduais de Recursos Hídricos do Tocantins e Goiás abordarem o conceito de reservas explotáveis de aquíferos e indicarem a necessidade de sua estimativa, não apresentam metodologias padronizadas para esse cálculo, tampouco uma abordagem integrada que considere a dinâmica interfronteiriça do SAB (TOCANTINS, 2011; GOIÁS, 2015). Além disso, as resoluções estaduais destes estados, que regulamentam a outorga de águas subterrâneas, não estabelecem limites de extração baseados na taxa de recarga local ou regional do aquífero, o que dificulta a vinculação direta entre a disponibilidade hídrica subterrânea e a autorização de uso (GOIÁS, 2005; TOCANTINS, 2005).

A complexidade da gestão de águas cársticas subterrâneas, caracteriza-se por uma drenagem principalmente vertical e subterrânea, percorrendo fraturas, canais e cavernas, o que acarreta a redução de águas superficiais. A carstificação, não ocorre de forma homogênea, sendo influenciada por fatores como a composição química da rocha, o grau de fraturamento e a posição estratigráfica relativa. Esses fatores tornam algumas áreas mais propensas à dissolução, enquanto outras oferecem maior resistência (SANTOS *et al.*, 2010).

Regiões cársticas são naturalmente vulneráveis à contaminação devido à alta permeabilidade e à conectividade entre os condutos subterrâneos. A poluição das águas subterrâneas em áreas cársticas pode ocorrer rapidamente e se espalhar por grandes distâncias, comprometendo a qualidade da água e a saúde dos ecossistemas. Desse modo, ações preventivas para minimizar os riscos de contaminação são a solução mais econômica para preservação deste recurso, dentre elas pode-se citar essencialmente: a identificação e proteção das zonas de recarga, o controle de atividades potencialmente poluidoras e o monitoramento contínuo da qualidade da água (SANTOS *et al.*, 2010).

A gestão de recursos hídricos em áreas cársticas é uma tarefa desafiadora, pois o coeficiente de infiltração desses meios faz com que a água infiltre rapidamente, o que diminui a água disponível na superfície, além disso a água subterrânea por vezes extrapola os limites topográficos da bacia, não contribuindo necessariamente para o fluxo de base, desse modo,

definir a quantidade da água que infiltra que pode definitivamente ser utilizada para a exploração é uma tarefa complexa especialmente em regiões onde estes aquíferos são a principal fonte de abastecimento de água (ARRAES; CAMPOS, 2008; ASSUNÇÃO *et al.*, 2024)

Quanto a gestão da recarga e da extração de água em aquíferos cársticos, algumas medidas já foram objeto de estudo. Técnicas de recarga artificial, como bacias de infiltração e poços de recarga, podem ser utilizadas para aumentar a disponibilidade de água. Além disso, é fundamental estabelecer limites de extração com base na capacidade de recarga do aquífero, evitando a superexploração. A transmissividade hidráulica (T), que expressa a capacidade de um aquífero de transmitir água, é um parâmetro utilizado na modelagem do fluxo subterrâneo e na seleção de áreas para perfuração de poços, financiamento de pesquisas para definição deste parâmetro é uma medida que pode ajudar na gestão destes recursos (GONÇALVES, 2024).

A gestão de aquíferos cársticos engloba desafios não apenas voltados para a sustentabilidade hídrica, mas também relacionados à integridade de terrenos cársticos. Com o aumento da exploração, especialmente em períodos de seca, quando o bombeamento de poços aumenta, a pressão resistente das estruturas cársticas diminui, o que pode provocar colapsos na rede de condutos e cavernas comuns nesses ambientes. Isso gera sismicidade induzida e provoca instabilidade dos terrenos, havendo uma correlação entre atividades sísmicas e o ciclo hidrológico em áreas cársticas (MARTINS, 2024).

A conservação e o uso sustentável da água em áreas cársticas requerem a implementação de estratégias específicas, como a proteção das zonas de recarga, a promoção de práticas agrícolas sustentáveis e a adoção de tecnologias de baixo impacto ambiental. Além disso, a educação ambiental e a conscientização da população são fundamentais para garantir a participação ativa da sociedade na gestão dos recursos hídricos (SANTOS *et al.*, 2010).

Estudos de caso em regiões cársticas ao redor do mundo demonstraram a importância de uma gestão integrada e adaptada às condições locais. Por exemplo, na região do Sistema Aquífero Guarani, a implementação de acordos transfronteiriços e a adoção de práticas de gestão sustentável têm contribuído para a preservação desse importante recurso hídrico (FRASER *et al.*, 2020). A gestão integrada de recursos hídricos em áreas cársticas, como o Sistema Aquífero Bambuí, requer abordagens específicas que considerem as particularidades hidrogeológicas e os desafios de comunicação com as gestões e legislações de múltiplos

Estados. Por isso, a cooperação entre Estados e a adoção e compartilhamento de estudos hidrogeológicos são essenciais para uma gestão eficaz e equitativa dos recursos hídricos subterrâneos.

2.6 Interdisciplinaridade na gestão de águas subterrâneas

Vasconcelos *et al.* (2013) esclarecem que é necessário desenvolver metodologias de diagnóstico de recarga e descarga de aquíferos com aplicação viável no contexto dos instrumentos das políticas públicas de meio ambiente e de recursos hídricos, visando trazer subsídios de informação para a tomada de decisão. Os volumes de entrada e saída da água subterrânea estão diretamente ligados a diversos fatores que compõem um ecossistema passível de alteração, tais como: o uso do solo e da água superficial e subterrânea, que está relacionada ao aumento da população e aumento da necessidade de expansão da produção agropecuária. Assim, o desenvolvimento de metodologias que visam quantificar a recarga, deve ser fundamentado interdisciplinarmente e orientado para a gestão hídrica e ambiental.

A gestão ambiental por si só é uma tarefa interdisciplinar, nesse contexto Teles e Morais (2019) afirmam que o conceito de gestão ambiental é bastante amplo e sua aplicação envolve aspectos transversais e interdisciplinares. Como prática, ela recebe contribuições de diversas áreas do conhecimento, especialmente das engenharias, ciências biológicas, administração, geologia e geografia. Vasconcellos (2014) também apoia essa visão epistemológica, considerando-a a mais adequada para estudos sobre áreas cársticas sob uma perspectiva ambiental.

O Quadro 3 elenca um mínimo de 11 áreas de pesquisa diferentes que devem conversar entre si quando se discute propostas metodológicas para quantificar recargas aquíferas. Vasconcelos *et al.* (2013) evidenciam em seu trabalho que na maioria das vezes a responsabilidade por este trabalho recai em grupos de profissionais de uma única área, e as recomendações técnicas na maioria das vezes partem de grupos de profissionais de formação correlata, como exemplo, apenas hidrogeólogos. No entanto, o diálogo interdisciplinar no estudo de recarga aquífera demanda “mudanças na postura de valorização exclusiva da figura do especialista e de uma certa inviolabilidade de seu campo de atuação” (VASCONCELOS *et al.*, 2013, p. 4).

Quadro 3 – Determinação dos campos epistemológicos de conhecimentos, objetos de pesquisa e questões clássicas por profissões e/ou especializações disciplinares.

| Área de pesquisa | Objeto de Pesquisa | Questões clássicas |
|--|--|---|
| Agronomia | Perfil de Solo | Relação entre estrutura de solo e água, com fins de disponibilidade para plantas e irrigação. |
| Geotecnia | Manto de alteração | Relação entre água e estrutura de solos com fins de estabilidade ou risco para ocupação |
| Hidrologia | Bacia hidrográfica isotrópica (homogeneizada espacialmente) | Balanço Hídrico para cálculos de disponibilidade hídrica e controle de cheias em projetos de abastecimento humano e construção de reservatórios |
| Engenharia de Minas | Formações geológicas de superfície | Rebaixamento de lençóis para mineração |
| Geoquímica | Fluxo hídrico subterrâneo | Características de origem da água e contaminações |
| Geomorfologia Cárstica | Trajeto entre dolinas, sumidouros, cavidades e ressurgências | Papel da circulação hídrica na formação do exocarste e endocarste |
| Meteorologia* | Evapotranspiração de referência | Coleta e análise de dados meteorológicos, visando definir valores de evapotranspiração real da área de estudo. |
| Hidrogeologia | Aquífero | Delineação estrutural de sistemas de rochas portadoras de aquíferos, como subsídio para perfuração e exploração de poços |
| Sociologia* | Crescimento populacional | Estudos inerentes ao crescimento populacional aumenta a captação superficial, diminuindo a influência do escoamento no fluxo de base. |
| Economia* | Métodos de produção | A alteração de meios de produção e/ou aumento da produção agrícola e pastagens, interfere no uso e ocupação do solo, fator diretamente ligado à recarga localizada. |
| Química | Análises químicas | Técnicas diretas para definição de taxa de recarga a partir de traçadores químicos. |
| * Área de pesquisa incluída no quadro original de Vasconcelos <i>et al.</i> (2013) | | |

Fonte: Adaptado de Vasconcelos *et al.* (2013).

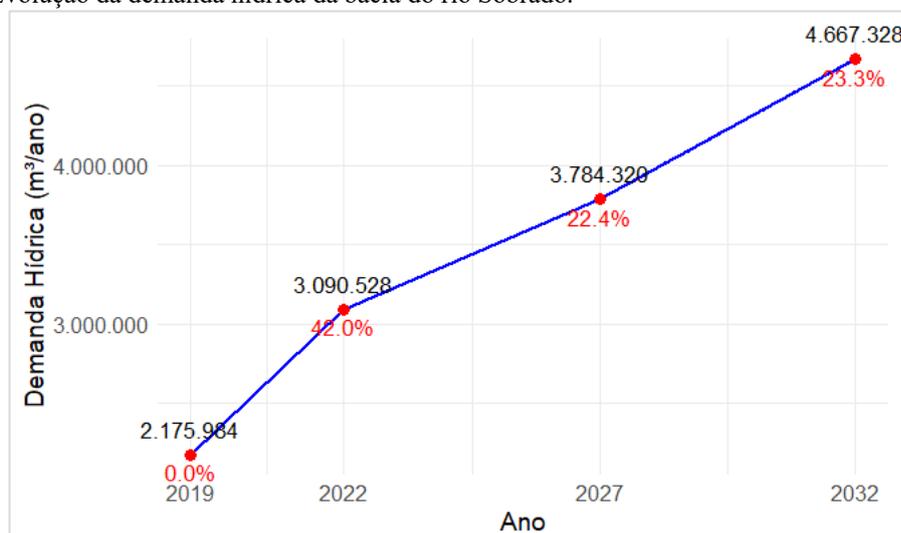
A condução desta pesquisa evidenciou que a abordagem interdisciplinar é imprescindível para a compreensão e gestão de aquíferos cársticos. Métodos como o APLIS, baseado em variáveis geomorfológicas, pedológicas e litológicas, demonstram a necessidade de integração entre geologia, pedologia e sensoriamento remoto. O cálculo da recarga por meio da separação do fluxo de base, por sua vez, demanda conhecimentos em hidrologia quantitativa e estatística aplicada. O balanço hídrico em depressões demanda análise climatológica e de uso do solo, enquanto o balanço de cloretos exige fundamentos da hidrogeoquímica para a interpretação das concentrações de sais dissolvidos nas águas subterrâneas. Desse modo, esses conhecimentos interdisciplinares transformam dados técnicos em informações úteis para a gestão, auxiliando a tomada de decisão e o planejamento ambiental.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo tem como foco a bacia do rio Sobrado (Figura 6), localizada na microrregião de Dianópolis (IBGE, 2020) no sudeste do estado do Tocantins, abrangendo os municípios de Taguatinga – TO e Aurora do Tocantins – TO. A porção situada à margem direita do rio Sobrado faz parte de Taguatinga – TO e à margem esquerda pertence à Aurora do Tocantins. A bacia estende-se por cerca de 38 km (eixo norte-sul) com largura de cerca de 61 km (eixo leste-oeste), abrangendo uma área de 1.105,00 km², sendo que 137 km² estão situados no extremo leste da bacia no estado da Bahia sobre o Chapadão Ocidental Baiano no município de São Desidério – BA (TOCANTINS, 2011; GOIÁS, 2015). Esta região é de grande relevância hidrogeológica e ambiental, abrigando sistemas cársticos que desempenham um papel fundamental no abastecimento de água para consumo humano e irrigação (NASCIMENTO; MORAIS, 2023a).

O uso da água subterrânea na bacia é fundamental para os municípios mencionados, sendo a principal fonte de abastecimento para a população local (NASCIMENTO; MORAIS, 2023b). No ano de 2019 a bacia do rio Sobrado tinha uma demanda hídrica de 2.175.984 m³/ano, 3.090.528 m³/ano em 2022, com projeção de 3.784.320 m³/ano em 2027 e 4.667.328 m³/ano em 2032 (TOCANTINS, 2019a). O Gráfico 6 mostra a demanda hídrica atual da bacia com projeção até o ano de 2032, em que é estimado um crescimento de cerca de 23% a cada quinquênio.

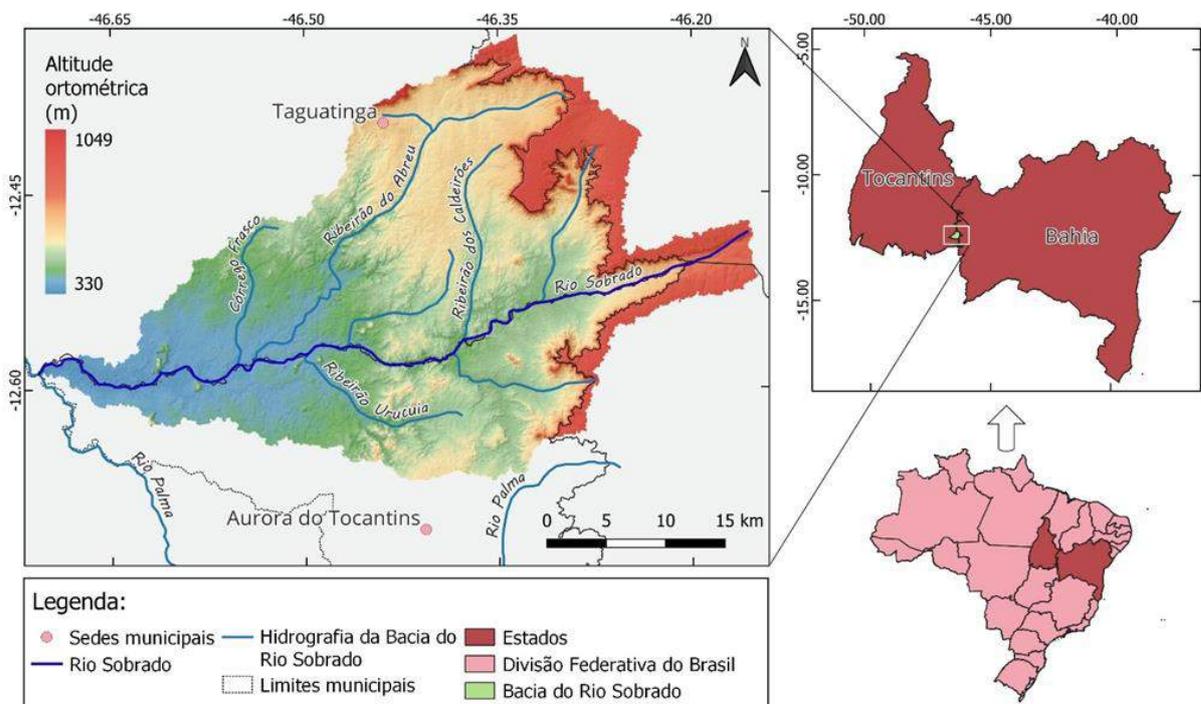
Gráfico 6 – Evolução da demanda hídrica da bacia do rio Sobrado.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados disponíveis em Tocantins (2019a).

Ensaios realizados por Tocantins (2010) constataram que a qualidade da água pode variar de boa a regular, podendo estar dentro dos padrões de potabilidade para consumo humano, ou apresentar valores de alta dureza, sólidos totais elevados e pH muito alto, o que a situaria fora dos padrões de potabilidade. A Figura 6 corresponde à localização da área de estudo, sua representação hipsométrica e seus principais cursos d'água.

Figura 6 – Localização, representação hipsométrica e principais cursos d'água da área da bacia do rio Sobrado.

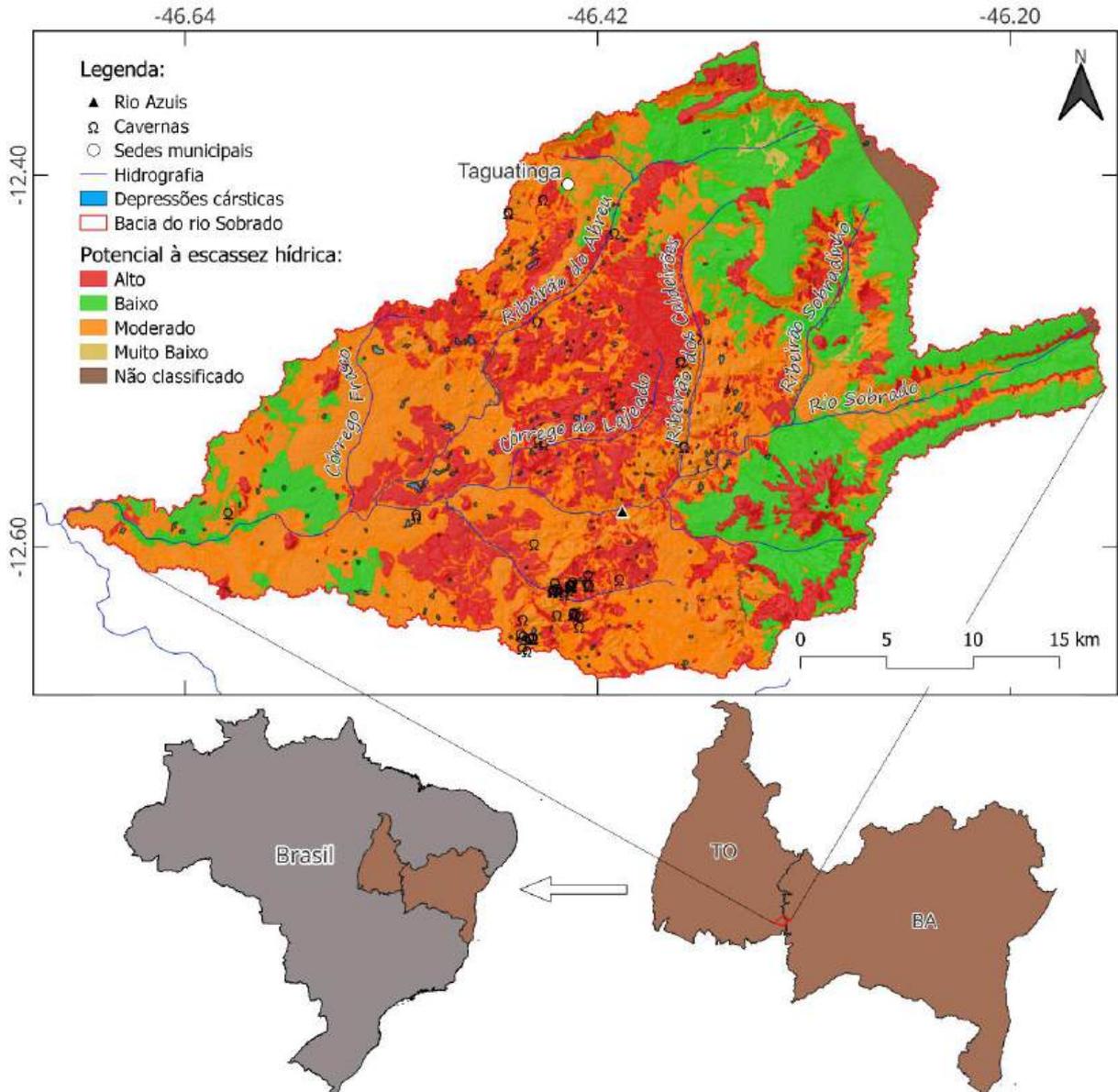


Fonte: Elaborado pelo autor.

A maior parte da bacia do rio Sobrado pertence à porção do Sistema Aquífero Bambuí (SAB) que aflora a oeste do Sistema Aquífero Urucua, aqui denominado SAB-Oeste, que será melhor detalhado no decorrer deste capítulo. O SAB-Oeste, por sua vez, é um sistema aquífero interfronteiriço entre os estados do Tocantins e Goiás, onde todo resultado de exploração, bem como de ações de gestão e controle de águas subterrâneas que ocorrem em uma bacia desse sistema, reflete-se nas demais de ambos os estados.

A Figura 7 apresenta a classificação da bacia do rio Sobrado quanto ao potencial de escassez hídrica, elaborada por Tocantins (2019a), sendo 295,12 km² (26,71%) classificados como alto; 502,26 km² (45,45%) como moderado; 285,81 km² (25,86%) como baixo e 8,22 km² (0,74%) como muito baixo. O percentual restante, pertencente ao estado da Bahia, não foi classificado pelo referido estudo.

Figura 7 – Classificação quanto ao potencial de escassez hídrica da bacia do rio Sobrado – TO.



Fonte: Elaborado pelo autor, a partir dos dados vetoriais: Potencial à escassez hídrica (TOCANTINS, 2019b); Cavernas (CECAV; 2018).

O rio Sobrado é também de extrema importância para a região, não só pelo abastecimento hídrico, mas também pelo seu potencial energético. Na bacia, estão instaladas duas Pequenas Centrais Hidrelétricas (PCHs): uma no ribeirão do Abreu (afluente do rio Sobrado), com capacidade de 1,8 MW, e outra no rio Sobrado, chamada PCH Sobrado, com capacidade de 4,82 MW. A presença de PCHs na bacia contribui para o fornecimento de energia local, embora a região enfrente problemas recorrentes de escassez hídrica. Esses problemas são exacerbados por práticas inadequadas de manejo dos recursos hídricos e pelo aumento da demanda hídrica (TOCANTINS, 2019a).

A região da bacia do rio Sobrado se sobrepõe a áreas que abrigam uma rica biodiversidade e um patrimônio espeleológico significativo. As cavernas, depressões cársticas e grutas da região, além de serem importantes para a recarga dos aquíferos, também são atrações turísticas de destaque, como o rio Azuis, conhecido por suas águas cristalinas e belezas naturais (NASCIMENTO; MORAIS, 2023a, 2023b).

3.1 Sistema Aquífero Bambuí

Cerca de 68% da bacia do rio Sobrado faz parte do Sistema Aquífero Bambuí (SAB), enquanto a área restante é compreendida pelo Sistema Aquífero Urucuia (SAU), nos municípios de Luís Eduardo Magalhães e São Desidério, ambos no estado da Bahia. Para possibilitar a aplicação do método de separação do fluxo de base na estimativa da recarga aquífera da bacia, foi necessário realizar a regionalização de vazões. Isso permitiu a obtenção das equações de vazões médias mensais e de permanência para o rio Sobrado, que não possui estação fluviométrica em sua foz, no encontro com o rio Palma.

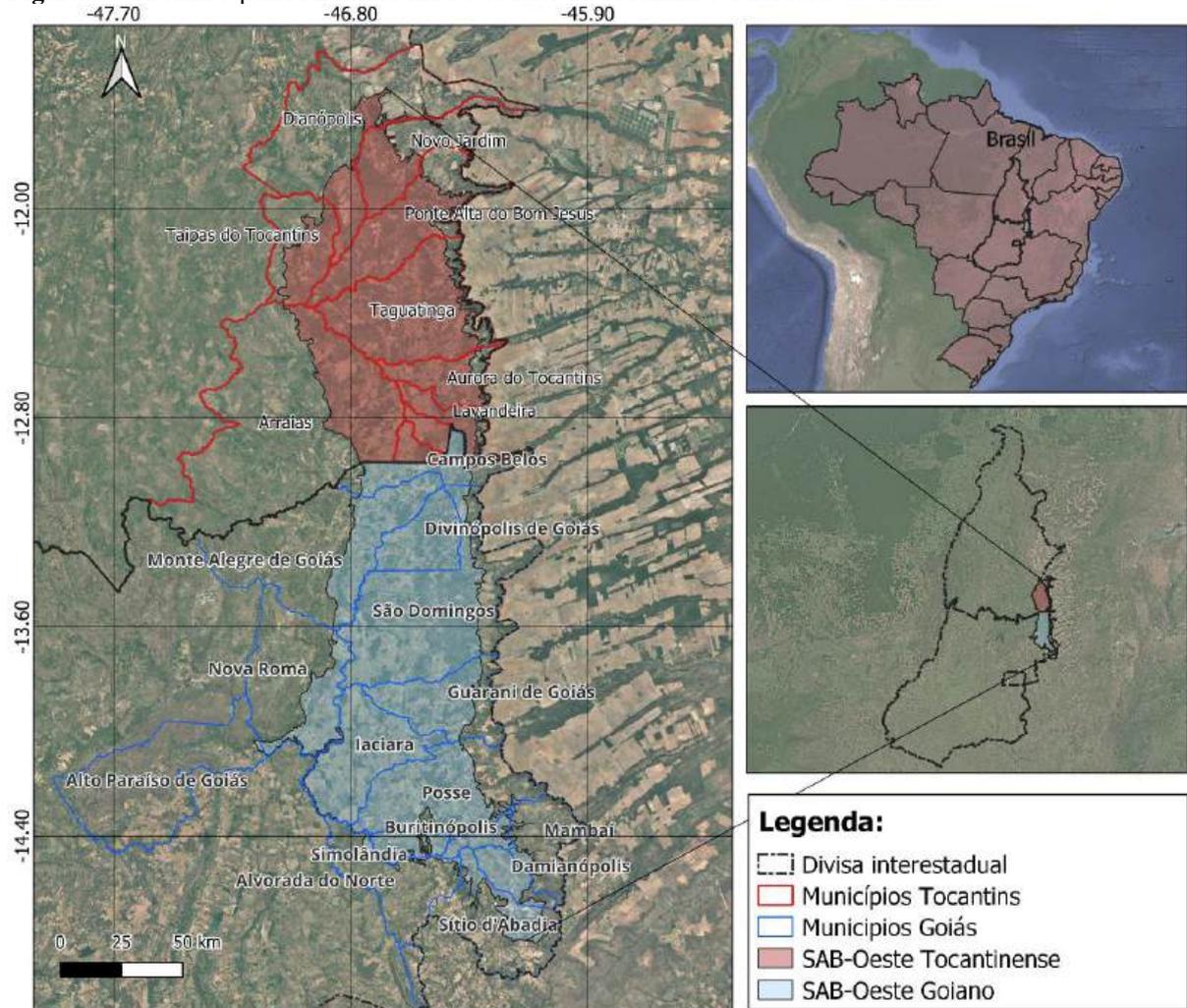
Para isso, foi necessário delimitar uma área pertencente ao SAB que contivesse características geológicas, morfométricas e hidrológicas similares às da bacia do rio Sobrado. Selecionou-se, então, uma porção do SAB situada a oeste do SAU, localizada no extremo sudeste do Tocantins e extremo nordeste de Goiás, estendendo-se desde o município de Dianópolis (TO) até o município de Sítio d'Abadia (GO). Esta parte foi denominada, no decorrer desta pesquisa, de SAB-Oeste (TOCANTINS, 2011; GOIÁS, 2015).

A porção do SAB-Oeste (Figura 8) situada no estado do Tocantins abrange 10 municípios deste estado: Dianópolis, Novo Jardim, Taipas do Tocantins, Ponte Alta do Bom Jesus, Taguatinga, Aurora do Tocantins, Arraias, Lavandeira, Combinado e Novo Alegre. Enquanto que a parte pertencente ao estado de Goiás, por sua vez, abrange 15 municípios: Alto Paraíso de Goiás, Alvorada do Norte, Buritinópolis, Campos Belos, Damianópolis, Divinópolis de Goiás, Guarani de Goiás, Laciara, Mambaí, Monte Alegre de Goiás, Nova Roma, Posse, São Domingos, Simolândia e Sítio d'Abadia.

Este sistema é uma reserva hídrica subterrânea importante, mas tem enfrentado desafios devido à crescente pressão da expansão demográfica e de atividades agropecuárias (NASCIMENTO; MORAIS, 2023b). O Sistema Aquífero Bambuí como um todo, abrange uma área de aproximadamente 142 mil km², enquanto a área delimitada como SAB-Oeste tem

aproximadamente 19 mil km². O Aquífero Urucuaia por sua vez, embora topograficamente esteja voltado para a bacia do São Francisco, contribui significativamente para a manutenção da vazão do rio Sobrado, especialmente em períodos de seca (ANA, 2018a; 2018b).

Figura 8 – Sistema aquífero Bambuí entre o sudeste do Tocantins e o nordeste de Goiás.



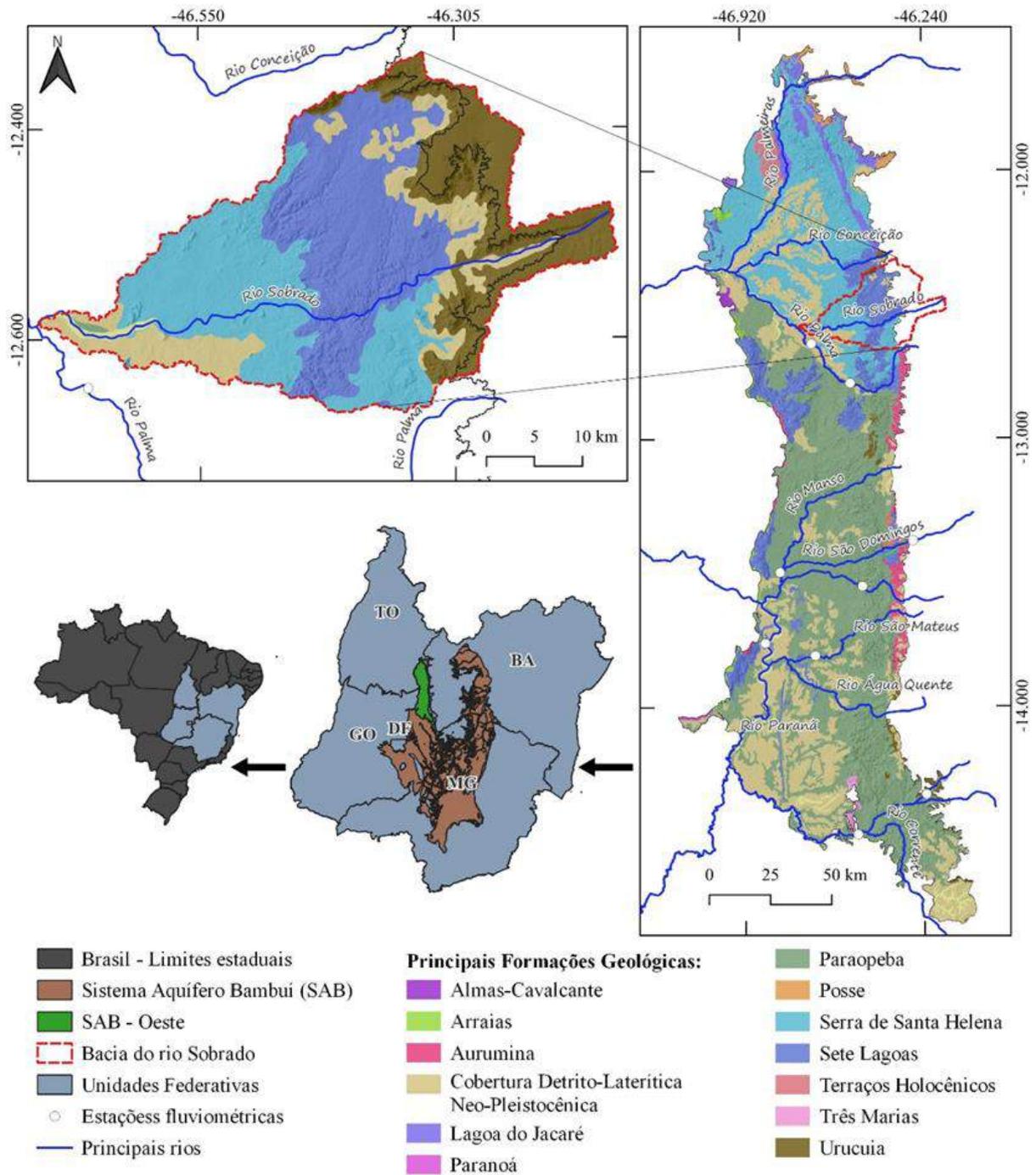
Fonte: Elaborado pelo autor, a partir de dados vetoriais de IBGE (2020; 2023a).

A parte pertencente ao estado da Bahia é superposta pelo Sistema Aquífero Urucuaia (SAU), um aquífero poroso constituído por arenitos neocretáceos do Grupo Urucuaia (GONÇALVES *et al.*, 2018). Trata-se do limite hidrográfico entre as bacias do rio Tocantins e do rio São Francisco. Nessa região, devido à diminuição abrupta de altitude de cerca de 300 m, associada à alta permeabilidade, ocorre a exportação de águas do SAU para o Sistema Aquífero Bambuí (SAB), que por sua vez corresponde a maior parte da bacia do rio Sobrado (ANA, 2018a).

Traçando-se um perfil geológico que vai da foz da bacia do rio Sobrado até o eixo do

rio São Francisco, verifica-se que o SAB está sotoposto ao SAU, aflorando em ambos os lados do Sistema Urucuia. Na Figura 9, a parte oeste, aqui chamada de SAB-Oeste, foi destacada na cor verde (ANA, 2018b).

Figura 9 – Mapa de localização das áreas de estudo (Escala 1:250.000).



Fonte: Elaborado pelo autor com base em dados vetoriais de IBGE (2023a).

O SAB como um todo é composto por aquíferos cásticos e cárstico-fissurais, situado na

região do médio São Francisco, abrangendo os estados de Bahia, Minas Gerais, Goiás, Tocantins e Distrito Federal. Este Sistema dispõe de uma rede de condutos oriundos da dissolução carbonática, os quais tornam-se uma importante fonte de água subterrânea. Ele tem estreita relação com o SAU, pois estão interconectados geologicamente e a água pode fluir entre eles, e suas interações afetam a disponibilidade das águas subterrâneas (ANA, 2018b).

O SAB-Oeste foi delimitado como uma área hidrologicamente homogênea, com base em dados morfométricos das sub-bacias cujas fozes estão inseridas nesse compartimento e que contribuem para as estações fluviométricas escolhidas, com o objetivo de viabilizar a regionalização de vazões necessária à aplicação do método de separação do fluxo de base como estimativa indireta da taxa de recarga. Essa delimitação buscou selecionar uma porção do SAB com características climáticas, geológicas e hidrogeológicas semelhantes às da bacia do rio Sobrado. Conforme a Figura 9, geologicamente, na porção da bacia do rio Sobrado inserida no SAB, predomina o afloramento da Formação Sete Lagoas, constituída por calcários neoproterozoicos, dispostos em uma faixa com direção N-S e cerca de 15 km de largura na porção de maior altitude da bacia (IBGE, 2023a).

Na área do SAB-Oeste correspondente ao estado do Tocantins, as feições cársticas estão associadas a litotipos carbonáticos de idade neoproterozóica, pertencentes às formações Três Marias, Sete Lagoas, Lagoa do Jacaré e Serra de Santa Helena (TOCANTINS, 2010; FERREIRA; MORAIS, 2017). No município de Aurora do Tocantins, essas unidades são, em geral, identificáveis, embora em pequenos trechos da área apresentam limites estratigráficos difusos, especialmente no que se refere ao Subgrupo Paraopeba (IBGE, 2023a).

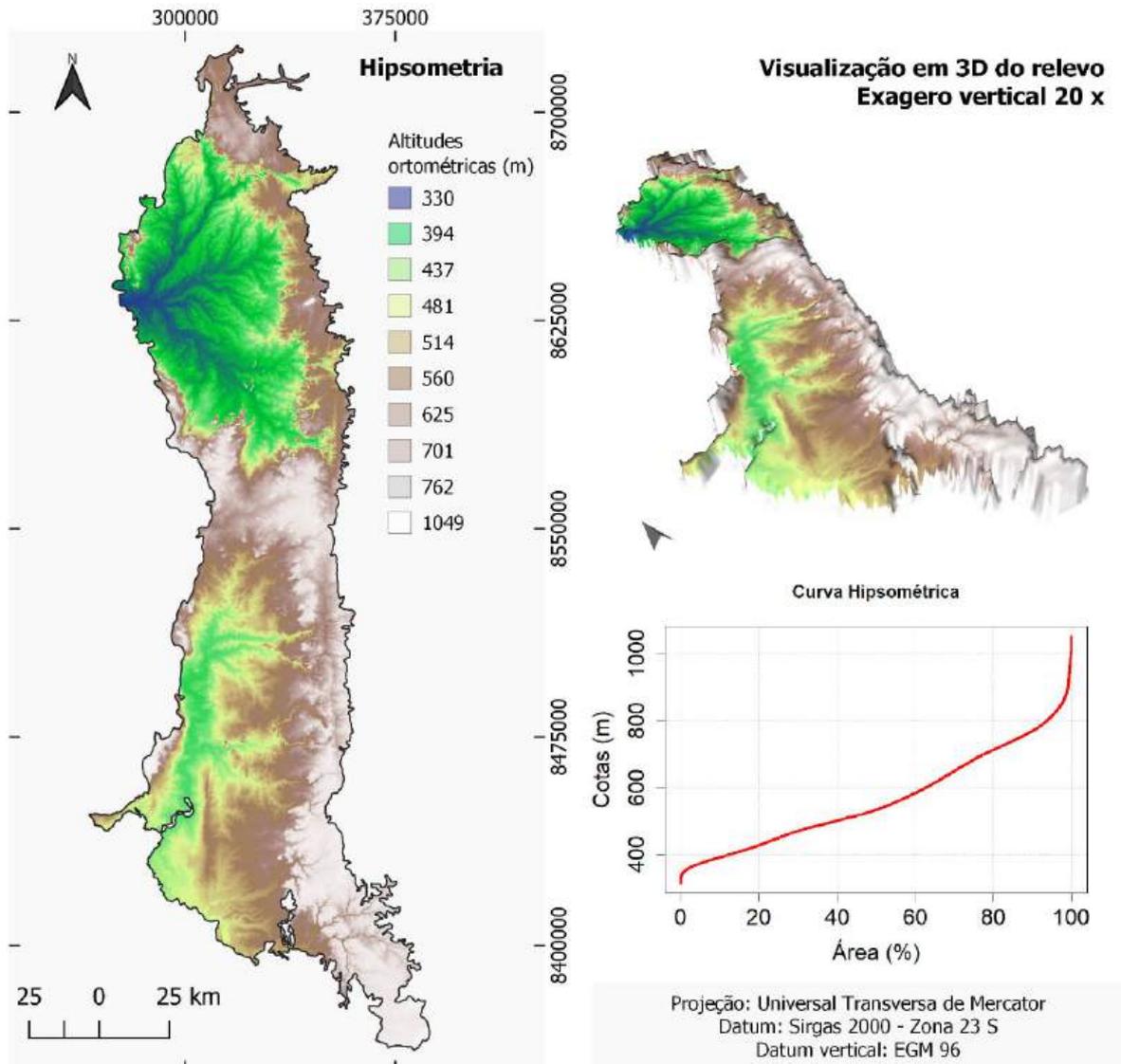
Comparando a Figura 9 com a representação hipsométrica do SAB-Oeste (Figura 10), verifica-se a relação existente entre a predominância das formações carbonáticas Sete Lagoas (unidade basal) e Serra de Santa Helena, que concordam gradativamente entre si (Figura 11) na parte pertencente ao estado do Tocantins, de menor altitude. Já na porção goiana, onde predominam áreas de maior altitude em relação à parte tocantinense, a erosão e outros processos geológicos podem expor ou ocultar diferentes camadas de rochas. Nessa região, conforme os arquivos vetoriais utilizados na elaboração do mapa da Figura 9 (IBGE, 2023a), as formações não são claramente discrimináveis, observando-se a predominância do Subgrupo Paraopeba, possivelmente devido à existência de múltiplas formações intercaladas e sobrepostas, impossibilitando a individualização de formações específicas.

Conforme Tocantins (2010), a composição geológica do Sistema Aquífero Bambuí pode ser descrita da seguinte forma:

[...] constituído de rochas calcárias dolomíticas metamorizadas que apresentam características próprias para a circulação e o armazenamento de água em vista das fraturas associadas a dissolução cárstica que promove a formação de sumidouros, canais hídricos subterrâneos (drenagem criptorreica), cavernas e dolinas, formações essas que condicionam um bom armazenamento de água (TOCANTINS, 2010, p.120).

Na Figura 10 está presente a representação hipsométrica do SAB, em que é possível perceber na parte sob domínio do estado do Tocantins a depressão que forma a bacia do rio Palma, o qual tem como afluente o rio Sobrado.

Figura 10 – Aspectos hipsométricos da área do SAB-Oeste.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados da NASA JPL (2020).

3.2 Geologia

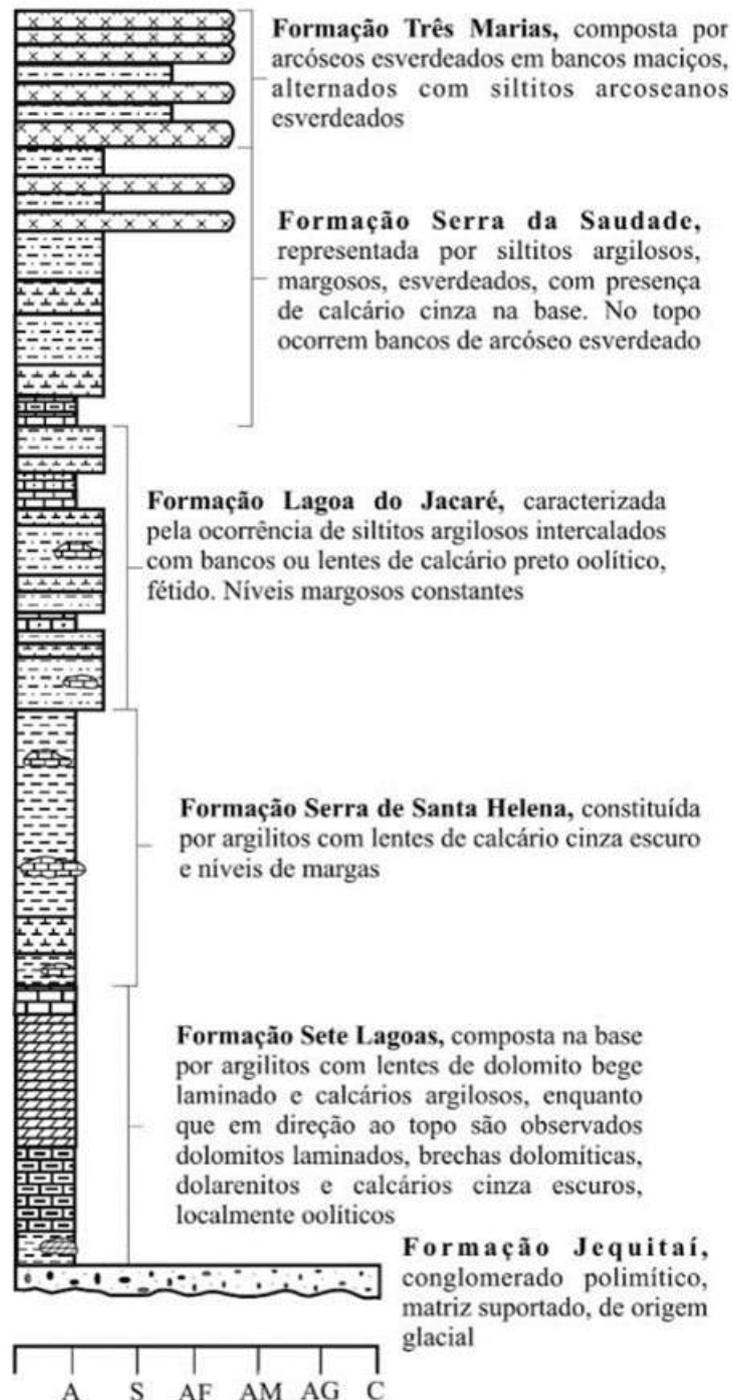
Conforme Silva e Morais (2016), a bacia do rio Sobrado é constituída pelo Grupo Bambuí (rochas carbonáticas) e em menor parte pelo Grupo Urucuia (rochas areníticas). A maioria de suas depressões apresentam-se localizadas na porção correspondente ao Grupo Bambuí, pertencente à Província Geológica do São Francisco (MARTÍNEZ, 2007; IGLESIAS; UHLEIN, 2009). Por outro lado, algumas depressões podem ocorrer em regiões não carbonatadas, as quais diferem-se pela ausência de dissolução química (MORAIS, 2011).

O Grupo Bambuí é constituído principalmente pela Formação Três Marias e pelo Subgrupo Paraopeba, que abriga o carste de Lagoa Santa e é considerado a porção com maior potencial espeleológico da Província Sanfranciscana. Este grupo apresenta ocorrência de rochas terrígenas de idade neoproterozóica, além de uma presença generalizada de calcários e dolomitos. Dentro do Subgrupo Paraopeba, destacam-se as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, que possuem características geológicas importantes para a região (KARMANN; SÁNCHEZ, 1979; PORSANI; FONTES, 2001; ARRAES, 2008; ALVES; MORAIS, 2017). A importância espeleológica da área de estudo é evidenciada a partir de dados catalogados em ICMBIO (2021), compreendendo mais de 50 cavernas cadastradas.

O mapeamento geológico adotado nesta pesquisa foi baseado no banco de dados vetorial do IBGE (2023a), em escala 1:250.000, por apresentar maior detalhamento espacial na área do SAB-Oeste e por ser a base cartográfica mais recente. A análise do recorte desse mapa (Figura 9), mesmo em escala 1:250.000, revela uma generalização das unidades litológicas do Grupo Bambuí na área de estudo, com a predominância da designação Subgrupo Paraopeba ao longo dos patamares do Vão do Paranã. No entanto, a partir de Souza (2004), é possível notar uma distinção mais clara entre as formações componentes do Grupo Bambuí, como as formações Sete Lagoas, Lagoa do Jacaré e Serra de Santa Helena, principalmente na porção correspondente ao SAB-Oeste goiano.

A Formação Lagoa do Jacaré apresenta-se constituída por calcarenitos, calcissiltitos, biolilitos, margas e siltitos (FRAGOSO *et al.*, 2011). A Formação Sete Lagoas por sua vez é composta de calcários, dolomitos, margas e pelitos, e é interpretada como de ambiente marinho raso (ARRAES, 2008; GODINHO, 2020), conforme coluna estratigráfica do Grupo Bambuí (Figura 11).

Figura 11 – Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí.



Fonte: Adaptado de Dardenne (1978, p. 603) *apud* Embrapa (2006, p. 15) e ANA (2018a, p. 28).

3.3 Morfometria

Em relação à caracterização morfométrica da bacia do rio Sobrado, utilizou-se o Modelo Digital de Elevação (MDE) NASA DEM, com resolução horizontal de 1 arco de segundo. Para a definição da rede de drenagem, aplicou-se o método D8 (FURNANS, 2001), considerando-

se um limiar de 7 células drenantes para identificação de canais de primeira ordem, totalizando 45 canais dessa categoria. A escolha desse MDE deve-se ao fato de ser o mesmo modelo adotado para delimitar todas as sub-bacias utilizadas na regionalização de vazões, o que contribui para reduzir a subjetividade da análise, especialmente no que diz respeito à influência dos parâmetros morfométricos na recarga aquífera.

Seguindo estes critérios, trata-se de uma bacia de 4ª ordem conforme a classificação de Strahler (1952), com canal principal medindo cerca de 72 km e densidade de drenagem de 0,32 km/km², o que a enquadra como uma bacia de drenagem pobre, com textura topográfica grossa (MARCHETTI, 1980; CARVALHO *et al.*, 2007). Em áreas cársticas, a baixa densidade de drenagem favorece a infiltração, uma vez que o escoamento superficial tende a ser interrompido por sumidouros e outras feições típicas do relevo cárstico (FORD; WILLIAMS, 2007).

Quanto à forma, a bacia apresenta índice de circularidade de 0,23 e fator de forma de 0,29, o que implica em uma bacia alongada e irregular, com pouca possibilidade de uma chuva intensa abranger toda a bacia (CARVALHO *et al.*, 2007).

3.4 Geomorfologia

A região do SAB-Oeste está inserida no contexto geomorfológico da escarpa do Chapadão Central, mais especificamente no trecho correspondente à Serra Geral de Goiás, marcada por extensas superfícies tabulares escalonadas e amplos patamares de erosão associados ao recuo da escarpa. Essa escarpa apresenta feições de relevo suavizado e estabilizado, resultante de longos processos de erosão ao longo do Cenozóico, impulsionada por longos períodos de estabilidade tectônica e intensa denudação, revelados por meio da aplicação de nuclídeos cosmogênicos *in situ*. (CHEREM *et al.*, 2025).

Conforme Cherem *et al.* (2025), a escarpa da Serra Geral de Goiás apresenta taxas diferenciais de denudação e recuo horizontal que implicam na compartimentação do relevo e no controle geomorfológico sobre os processos de escoamento subterrâneo. Enquanto o Grupo Urucua recobre as porções superiores com unidades mais porosas, o embasamento carbonático do Grupo Bambuí que aflora na base da escarpa, forma patamares amplamente carstificados devido à persistente exposição das rochas carbonáticas. Essa configuração geomorfológica condiciona a gênese de dolinas e condutos. A espeleogênese da região, portanto, não apenas reflete os controles estruturais, como também orienta os fluxos subterrâneos, sendo

determinante para a localização e intensidade da recarga objeto de estudo desta pesquisa.

No contexto da área de estudo, o relevo apresenta altitudes ortométricas que variam entre 360 a 940 m, com média de 555,72 m, considerando os dados de altitude provenientes do MDE NASA-DEM. Cerca de 42% da área apresenta altitude ortométrica abaixo da média calculada. Apenas 20% da área comporta altitudes maiores que 600 m, aumentando bruscamente a declividade na transição entre o Sistema Aquífero Bambuí e o Sistema Aquífero Urucuia.

A declividade média encontrada está em torno de 10%. Conforme Tabela 1, observa-se que cerca de 22% da área apresenta-se como plana, 44% como relevo suave ondulado, 23% ondulada e 7% fortemente ondulada. O restante da área apresenta relevo mais acentuado (montanhoso e escarpado), principalmente na transição entre os estados do Tocantins e Bahia.

Tabela 1 – Distribuição absoluta e relativa das classes de relevo da bacia do rio Sobrado.

| Classe de relevo | Declividade (%) | Área (km ²) | % |
|-------------------|-----------------|-------------------------|------------|
| Plano | 0 – 3 | 243,98 | 22,18 |
| Suave ondulado | 3 – 8 | 484,55 | 44,05 |
| Ondulado | 8 – 20 | 257,40 | 23,40 |
| Forte ondulado | 20 – 45 | 78,76 | 7,16 |
| Montanhoso | 45 – 75 | 26,40 | 2,40 |
| Escarpado | >75 | 8,91 | 0,81 |
| Área total | | 1.100,00 | 100 |

Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados NASA DEM (NASA JPL, 2020).

A declividade do relevo, associada ao escalonamento erosivo da paisagem, canaliza o escoamento superficial em direção às dolinas e sumidouros. Estas feições, por sua vez, funcionam como pontos de entrada para a água infiltrada, direcionando o fluxo para condutos subterrâneos controlados estruturalmente. Assim, a compartimentação do relevo condiciona não apenas as zonas de recarga, mas também a direção preferencial do fluxo subterrâneo, sendo este um dos mecanismos de controle mais importantes da hidrodinâmica em sistemas cársticos da região (FORD; WILLIAMS, 2007; DUSZYŃSKI, 2019; CHEREM *et al.*, 2025).

3.5 Clima

Conforme a classificação de Thornthwaite (1948), o clima predominante é o subúmido (C2) com grande deficiência hídrica no inverno (w2), evapotranspiração anual maior que 1.139 mm (A') e a relação entre a evapotranspiração no verão e a anual menor que 48% (a'). A temperatura média anual fica em torno de 25°C. Apresenta sazonalidade anual com duas

estações bem definidas, uma seca entre os meses de maio a setembro e outra chuvosa entre os meses de outubro a abril (SEPLAN, 2012).

Com base num recorte temporal de 1977 a 2006, a precipitação média da série histórica a cada ano variou de 1.600 a 1.900 mm ao longo da área da bacia. A pluviosidade média a cada mês no período seco foi de cerca de 20 mm e no período chuvoso de 250 mm (MARCUIZZO e GOULARTE, 2013).

3.6 Hidrogeologia

Dados disponíveis em CPRM (2021), referentes ao mapa de Domínios e Subdomínios Hidrogeológicos do Brasil em Ambiente SIG (BOMFIM, 2010), indicam que a divisão da bacia do rio Sobrado, de acordo com a classe de produtividade e unidades hidrogeológicas, é composta principalmente pelo Grupo Bambuí e, em menor área, pelo Grupo Urucua Gr (32%) (Figura 12C). A parte referente ao Grupo Bambuí é subdividida em uma unidade aquífera estratigráfica aflorante carbonática K (38%) e outra parte por uma unidade terrígena fraturada Fr (29%).

A unidade terrígena do Grupo Bambuí é composta pelos domínios Poroso/Fissural e Formações Cenozóicas Indiferenciadas, enquanto a unidade carbonática é formada pelo domínio Metacarbonatos/Carbonatos.

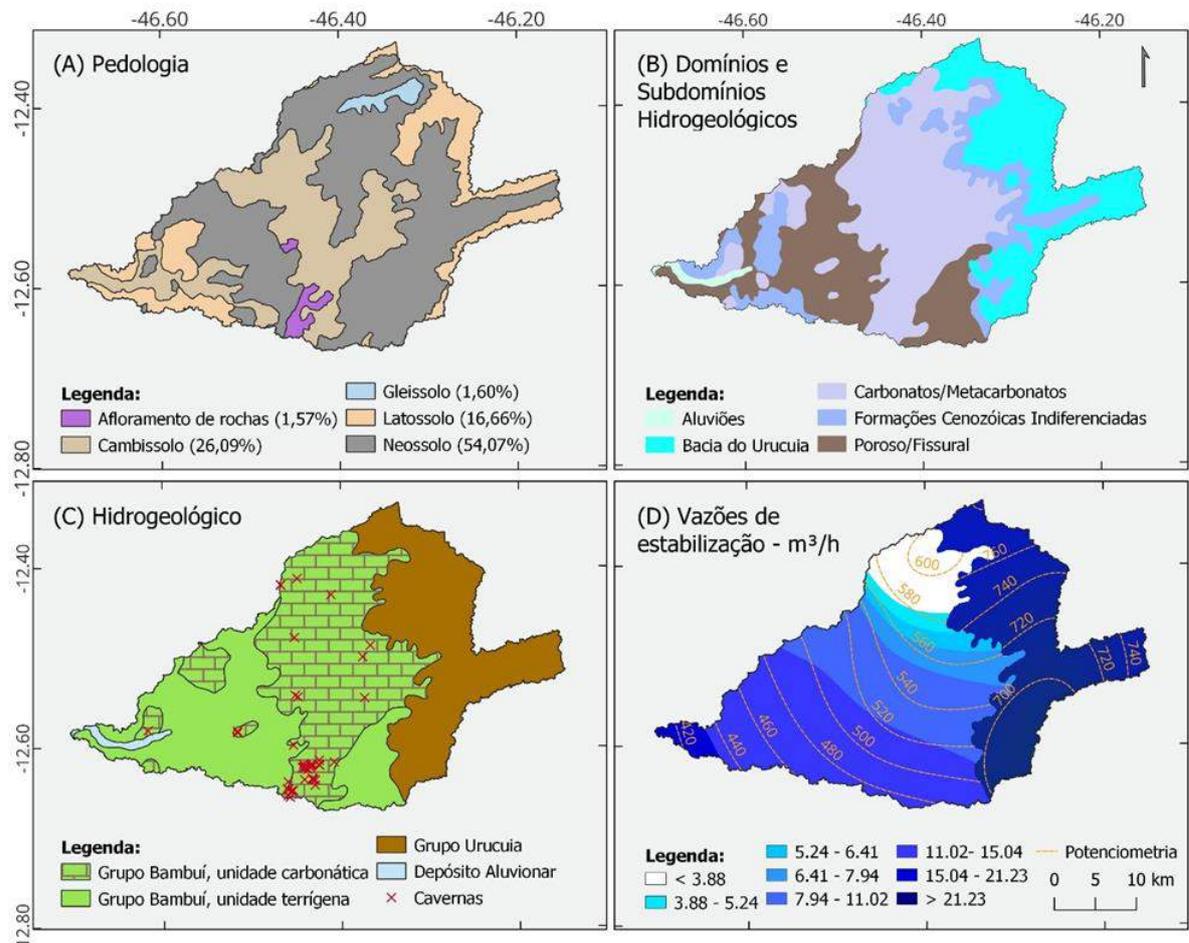
Na Figura 12D constam os mapas de potencimetria e de vazões estabilizadas, elaborados a partir de dados de 77 poços para a área correspondente ao SAB e 117 poços para a área correspondente ao SAU, disponíveis no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas-SIAGAS (CPRM, 2021).

A superfície potenciométrica, bem como as linhas equipotenciais foram geradas a partir do algoritmo *B-spline* multinível para interpolação espacial de dados dispersos proposto por Lee *et al.* (1997). Analisando a potencimetria da área pertencente ao SAB, em conjunto com a hidrogeologia do local, percebe-se que as maiores pressões se encontram voltadas para o carste. A partir do mapa de vazões estabilizadas, verificam-se diferentes valores distribuídos sobre a unidade carbonática, condizendo com a anisotropia dos aquíferos cársticos, ao contrário da uniformidade verificada no SAU.

A área pertencente ao SAB tem classe de produtividade variando de muito baixa (5) a

baixa (4), conforme tabela de Struckmeier e Margat (1995) modificada por Diniz (2012). Isso indica que a vazão específica (Q/S) predominante situa-se entre 0,04 e 1,0 m³/h/m e a vazão de estabilização (Q) entre 1 e 25 m³/h, implicando numa produtividade geralmente baixa, que pode sofrer com interrupção do fornecimento em períodos de estiagem em alguns locais, e servir para fornecimentos de água para suprir abastecimentos locais ou consumo privado. O que se mostra condizente, quando comparados com os valores médios de 9,67 m³/h e 0,77 m³/h/m para as vazões de estabilização e vazões específicas, respectivamente, calculadas a partir de dados dos poços tubulares disponíveis no SIAGAS.

Figura 12 – Caracterização física e hidrogeológica da bacia do rio Sobrado: (A) Solos da bacia do rio Sobrado; (B) Domínios e subdomínios hidrogeológicos; (C) Mapa hidrogeológico; (D) Vazões de estabilização e potencimetria.



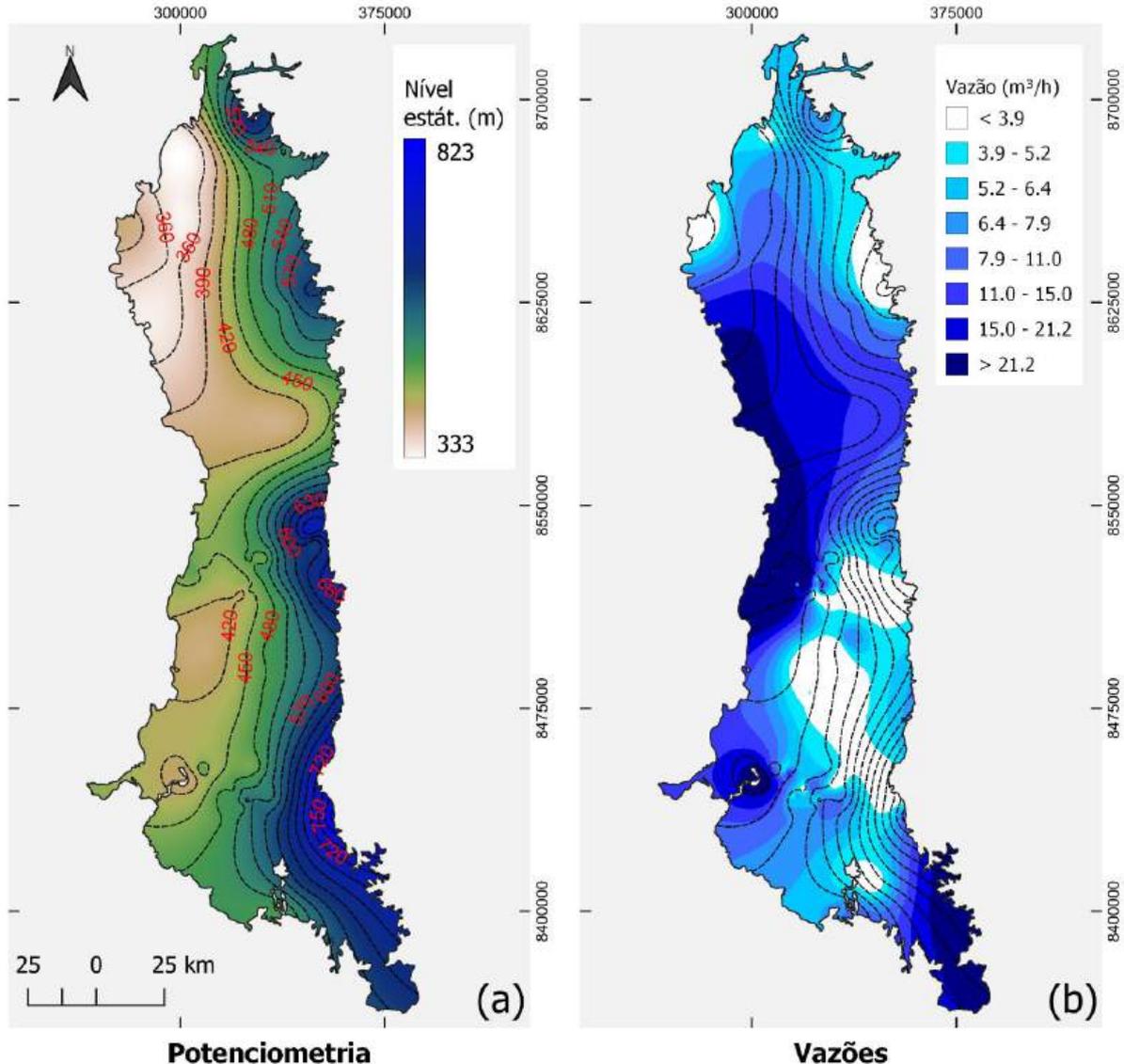
Fonte: (A) Adaptado de IBGE (2021); (B) e (C) CPRM (2021); (D) Elaborado pelo autor com base em dados da CPRM (2021).

A área da bacia do rio Sobrado pertencente ao SAU, de idade cretácea, trata-se de uma unidade granular e tem classe de produtividade variando de baixa (4) a moderada (3), com vazão de estabilização média calculada a partir de dados do SIAGAS de 18,62 m³/h e vazão

específica de $1,00 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, sendo adequada para irrigação de áreas restritas.

Na Figura 13 constam os mapas de potenciometria (a) e de vazões estabilizadas (b), elaborados a partir de dados de 77 poços disponíveis no SIAGAS (CPRM, 2021), para o SAB-Oeste.

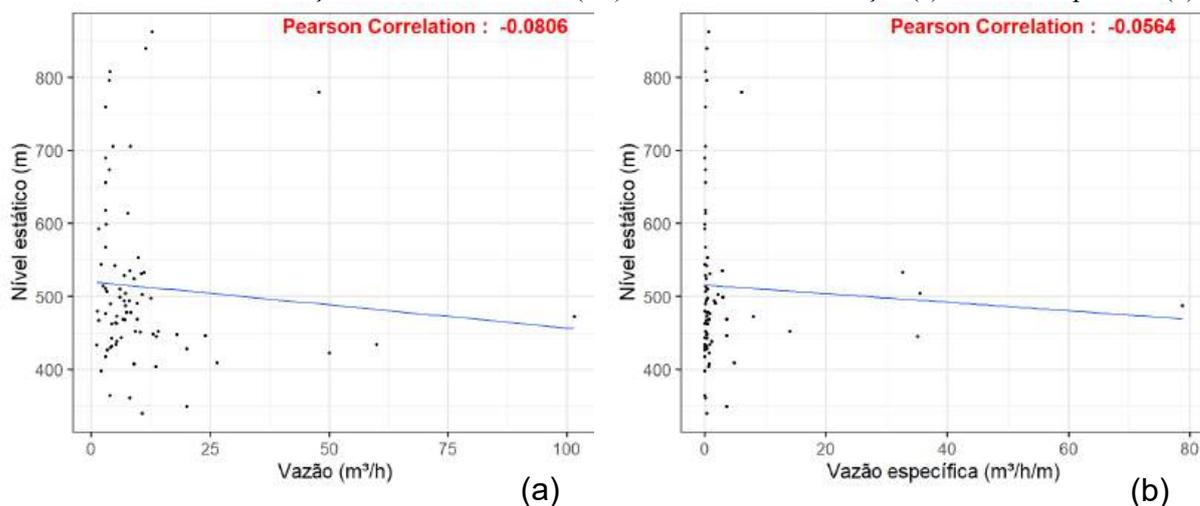
Figura 13 – Mapa potenciométrico (A) e de vazões de estabilização (B) do SAB-Oeste.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados de CPRM (2021).

A partir do mapa de vazões (Figura 13B), verifica-se diferentes valores de vazões distribuídos sobre a unidade carbonática, condizendo com a heterogeneidade e anisotropia dos aquíferos cársticos. Do mesmo modo, diferenças elevadas entre a média e a mediana das vazões específicas e de estabilização, apresentadas na Tabela 2, são características comuns de sistemas cársticos, além de não existir correlação entre a cota estática e as vazões (Gráfico 7).

Gráfico 7 – Gráfico de correlação ente o nível estático (Ne) e a vazão de estabilização (a) e a vazão específica (b).



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados de CPRM (2021).

Tabela 2 – Variáveis hidrodinâmicas do SAB-Oeste, obtidas a partir de dados de 77 poços tubulares.

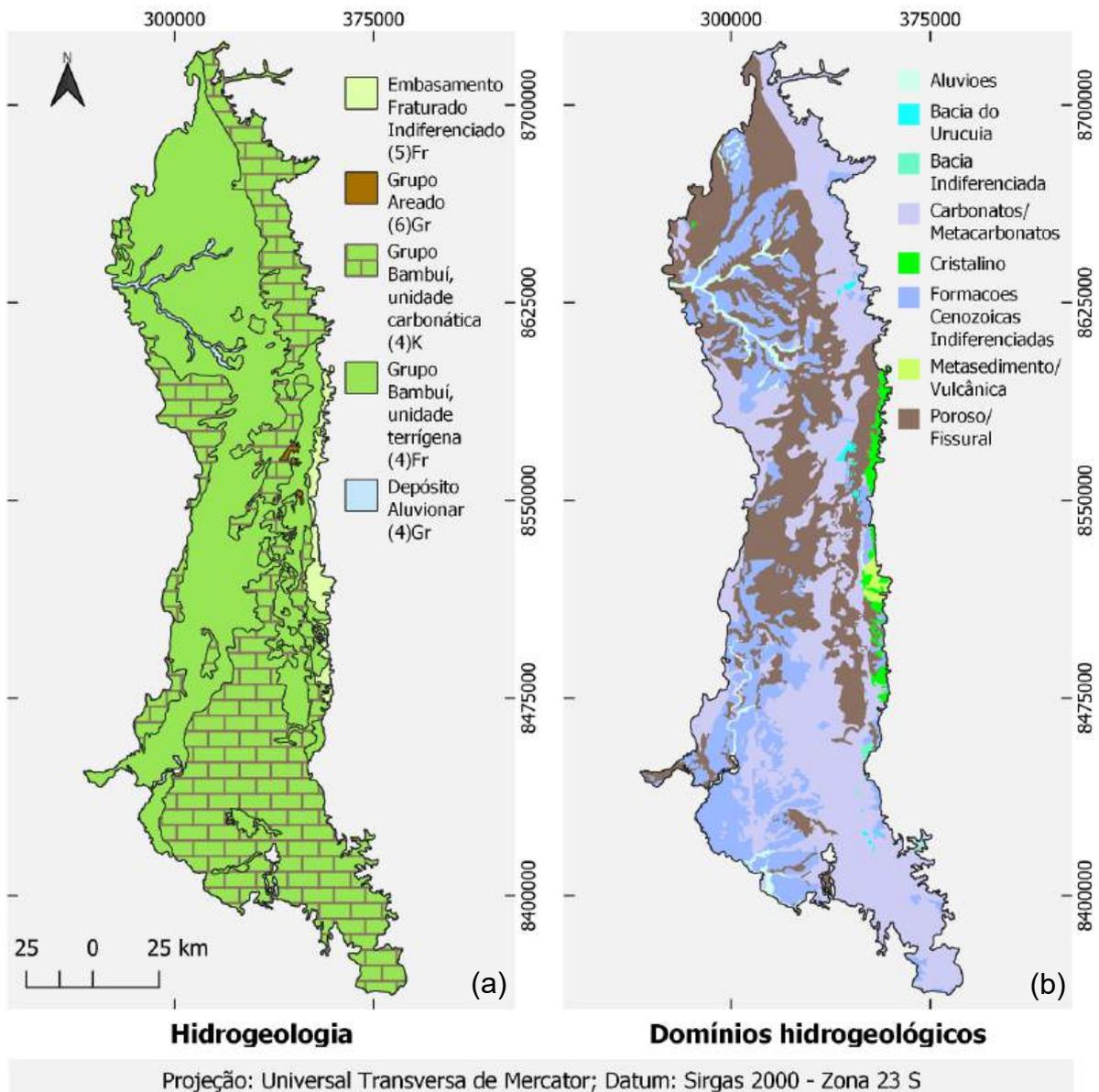
| Percentil | Cota NE(m) | Cota ND(m) | Q (m³/h) | Q/S(m³/h/m) |
|----------------|---------------|---------------|--------------|-------------|
| Máximo | 862,39 | 841,39 | 101,67 | 78,77 |
| 99 | 845,40 | 815,27 | 70,00 | 45,84 |
| 98 | 823,99 | 796,57 | 55,00 | 35,28 |
| 97 | 805,34 | 783,06 | 49,52 | 34,57 |
| 95 | 785,72 | 766,19 | 33,91 | 20,51 |
| 95 | 786,52 | 766,66 | 34,98 | 21,44 |
| 91 | 705,92 | 650,55 | 19,22 | 5,58 |
| 90 | 705,92 | 649,99 | 18,00 | 4,82 |
| 85 | 616,75 | 583,40 | 13,32 | 2,97 |
| 75 | 535,23 | 504,34 | 10,50 | 0,80 |
| 65 | 510,61 | 496,91 | 8,69 | 0,60 |
| 50 | 489,93 | 469,84 | 6,86 | 0,36 |
| 40 | 472,19 | 458,57 | 5,29 | 0,28 |
| 25 | 447,65 | 406,83 | 4,00 | 0,10 |
| 15 | 433,03 | 384,33 | 3,01 | 0,07 |
| 5 | 409,98 | 357,79 | 2,95 | 0,05 |
| Mínimo | 340,33 | 288,77 | 1,10 | 0,02 |
| Média | 513,61 | 482,07 | 10,38 | 3,31 |
| Mediana | 478,60 | 462,03 | 6,80 | 0,31 |

Fonte: Elaborada pelo autor a partir de dados de CPRM (2021).

O mapa da Figura 14 apresenta a divisão do SAB-Oeste de acordo com a classe de produtividade e unidades hidrológicas. Ele foi elaborado a partir de arquivos vetoriais disponibilizados por CPRM (2021), oriundos do Mapa de Domínios e Subdomínios Hidrogeológicos do Brasil em ambiente SIG (BOMFIM, 2010). Nele, é possível notar que a

divisão hidrogeológica entre unidade carbonática aflorante e terrígena predomina ao longo de toda a área delimitada para o SAB-Oeste, o que viabilizou a regionalização de vazões realizada em bacias na área com o objetivo de calcular a taxa de recarga aquífera na bacia do rio Sobrado, onde faltam dados fluviométricos. Da mesma forma, no mapa de domínios hidrogeológicos verifica-se a predominância de três classes em toda a área: carbonatos/metacarbonatos, formações cenozóicas e poroso/fissural.

Figura 14 – Mapa hidrogeológico (a) e de domínios hidrogeológicos (b) do SAB-Oeste.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados de CPRM (2021).

Observa-se que quase que a totalidade da área pertence ao SAB-Oeste, parte é formada por uma unidade aquífera carbonática (4)K (54%) e parte por uma unidade terrígena fraturada

(4)Fr (43%). A partir do mapa de domínios hidrogeológicos (Figura 14b), verifica-se que a unidade terrígena é composta pelos domínios Poroso/Fissural e Formações Cenozóicas Indiferenciadas, enquanto a unidade carbonática é formada pelo domínio Metacarbonatos/Carbonatos.

3.7 Solos

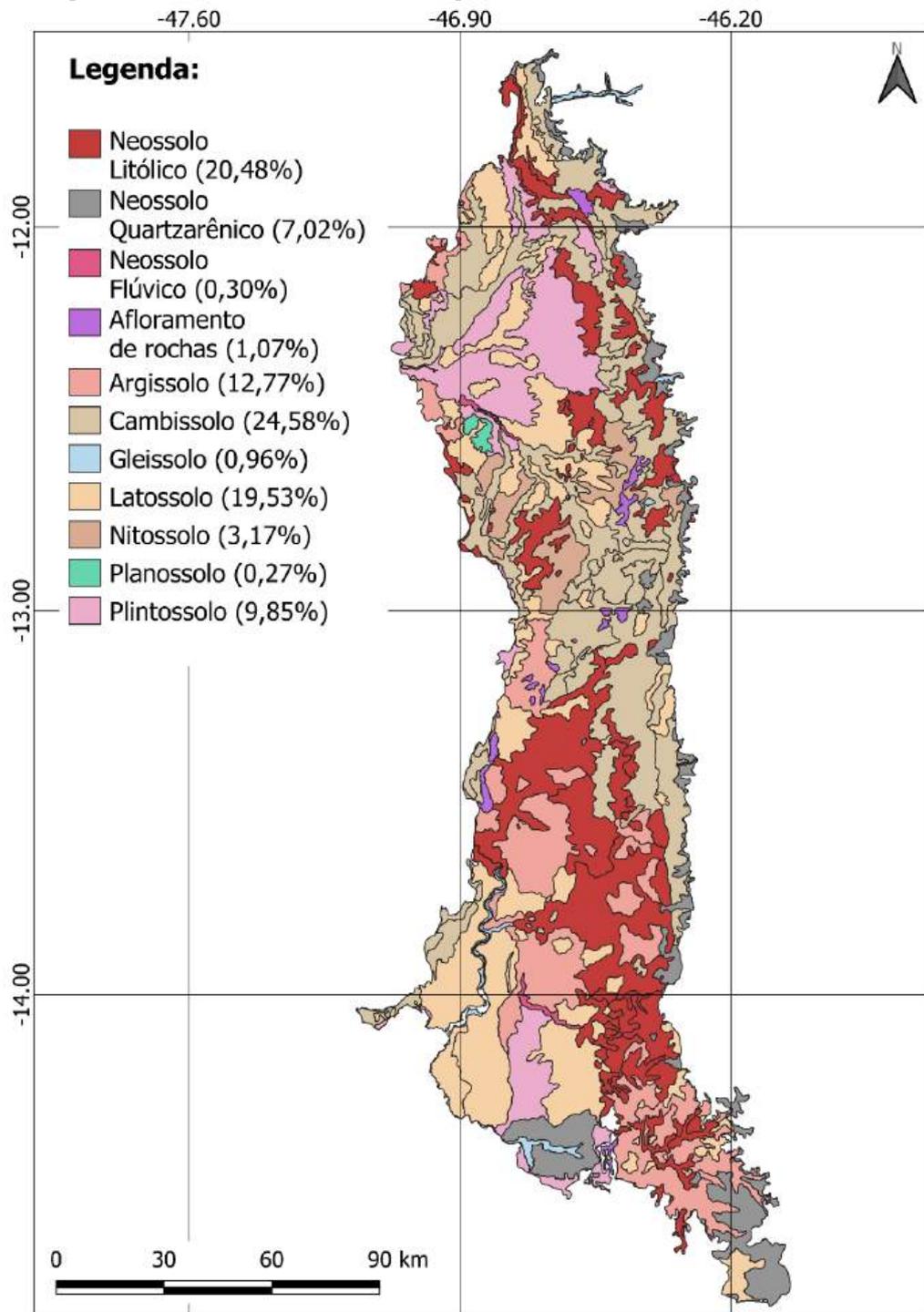
O solo, conforme Travassos (2010), é visto como parte da zona não saturada, onde a água precipitada pode ser armazenada ou infiltrada, dependendo das características do solo e da profundidade. Essa capacidade do solo de armazenar temporariamente água ou de permitir que ela se infiltre no carste é importante para a recarga hídrica do sistema, funcionando como um regulador da recarga em ambientes cársticos.

As ordens de solo que recobrem a área da bacia do rio Sobrado estão demonstradas na Figura 8A. Cobrindo grande parte da área total, predominam as classes de Neossolo (54,07%), Cambissolo (26,09%) e Latossolo (16,66%); em menor proporção aparecem os Gleissolos. A classificação baseou-se nos dados do IBGE (2021) em escala 1:250.000.

A existência dos Latossolos torna essa pequena parte da área, especialmente na parte inerente ao estado da Bahia e em áreas circunjacentes à foz do rio Sobrado com altitudes entre 335 e 350 m, mais propensa à utilização para agricultura e pastagens. Por outro lado, cerca de 80% da bacia é ocupada por Neossolos e Cambissolos, solos geralmente de baixa fertilidade natural. Os Neossolos apresentam textura e profundidade variável, dependendo da rocha matriz. Os Cambissolos, por sua vez, apresentam baixa evolução pedogenética, sendo pouco desenvolvidos e, em alguns casos, cascalhentos, especialmente quando derivados de materiais mais grosseiros. Essas características, associadas à baixa taxa de reposição de matéria orgânica, limitam a aptidão agrícola sem manejo adequado (FERRAZ *et al.*, 2003; SANTANA; LACERDA, 2008; GOIÁS, 2015)

As ordens de solo que recobrem o SAB-Oeste estão demonstradas na Figura 15, e foram obtidas a partir de dados vetoriais disponíveis em IBGE (2021). Predominam as classes de Neossolos (27,80%), Cambissolos (24,58%), Latossolos (19,53%) e Argissolos (12,77%) cobrindo grande parte da área total. Em menores proporções aparecem os Plintossolos, Gleissolos, Nitossolos e Planossolos.

Figura 15 – Tipos de solos encontrados no Sistema Aquífero Bambuí.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados vetoriais de CPRM (2021) e IBGE (2021).

A análise pedológica da área de estudo revelou a presença significativa de Neossolos Litólicos (20,48%) e Quartzarênicos (7,02%) em contato com formações carbonáticas do Grupo Bambuí. Os Neossolos Litólicos, por sua reduzida espessura e desenvolvimento sobre rocha exposta ou subaflorante, indicam diretamente áreas de possível afloramento de calcário, sendo,

portanto, fortemente associados a zonas prioritárias de recarga localizada e processos de carstificação (SAURO, 2012; NUNES; UAGODA, 2020).

Já os Neossolos Quartzarênicos, por sua natureza arenosa e elevada permeabilidade, estão associados à presença de coberturas cenozoicas inconsolidadas, como depósitos da Formação Posse e do Grupo Areado. Embora não revelem afloramento direto do calcário, essas coberturas favorecem a recarga difusa, especialmente nas porções mais altas das bacias. Assim, ambos os tipos de solo contribuem de formas distintas para os processos de infiltração e recarga subterrânea, sendo relevantes na modelagem da recarga aquífera (SCANLON *et al.* (2002); VIEIRA, 2023).

4 MÉTODOS E TÉCNICAS

A metodologia utilizada buscou avaliar a possibilidade de aplicar métodos indiretos que possam ser replicáveis por Unidades Gestoras de Recursos Hídricos, principalmente estaduais, para auxiliar na gestão de águas subterrâneas em áreas cársticas. Diante das incertezas relacionadas ao comportamento do fluxo subterrâneo, recarga e descarga no carste, este método propôs a integração de dois métodos indiretos.

O primeiro método proposto baseia-se na hipótese de que a média do balanço hídrico de uma amostra representativa de depressões cársticas de uma sub-bacia hidrográfica pode refletir o comportamento da bacia como um todo em relação à quantificação da taxa de recarga. Em aquíferos cárstico-fissurais, a recarga concentrada ocorre predominantemente por meio dessas feições, que funcionam como pontos preferenciais de infiltração. Conforme Braga *et al.* (2010), os ambientes cársticos do Grupo Bambuí são fortemente marcados pela presença de dolinas, o que é o caso da área de estudo descrita anteriormente. Assim, para estimar a taxa de recarga proveniente da precipitação incidente nesses locais, procedeu-se à identificação e mapeamento dessas feições na bacia.

A identificação remota dos locais com potencial para serem definidos como depressões cársticas foi realizada de forma semiautomática, empregando Modelos Digitais de Elevação (MDEs) globais e gratuitos, com resolução horizontal de 1 arco de segundo, e um MDE híbrido oriundo da fusão de três desses MDEs. As depressões foram detectadas pela diferença entre o MDE bruto e o MDE com depressões preenchidas por meio do algoritmo de Jenson e Domingue (1988), seguindo o método aplicado por Carvalho Júnior *et al.* (2013), Chen *et al.* (2018), Kakavas *et al.* (2018), Ghadimi e Zangenehtabar (2019) e Ferreira e Uagoda (2020).

Para a delimitação das depressões detectadas, utilizou-se um MDE gerado a partir de interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW (ESA, 2014), com resolução horizontal de 15 m. A eliminação de depressões falso-positivas foi feita a partir de limiares geométricos e topográficos definidos por Chen *et al.* (2018) e a partir da análise de imagens históricas do Google Earth Pro e visitas de campo. Para o balanço hídrico das depressões cársticas delimitadas, foi utilizado o método proposto por Hendrickx e Walker (1997), Braga *et al.* (2010) e Braga *et al.* (2016), utilizando o método SAFER (*Surface Algorithm For Evapotranspiration Retrieving*) de Teixeira (2012) para determinação da evapotranspiração real.

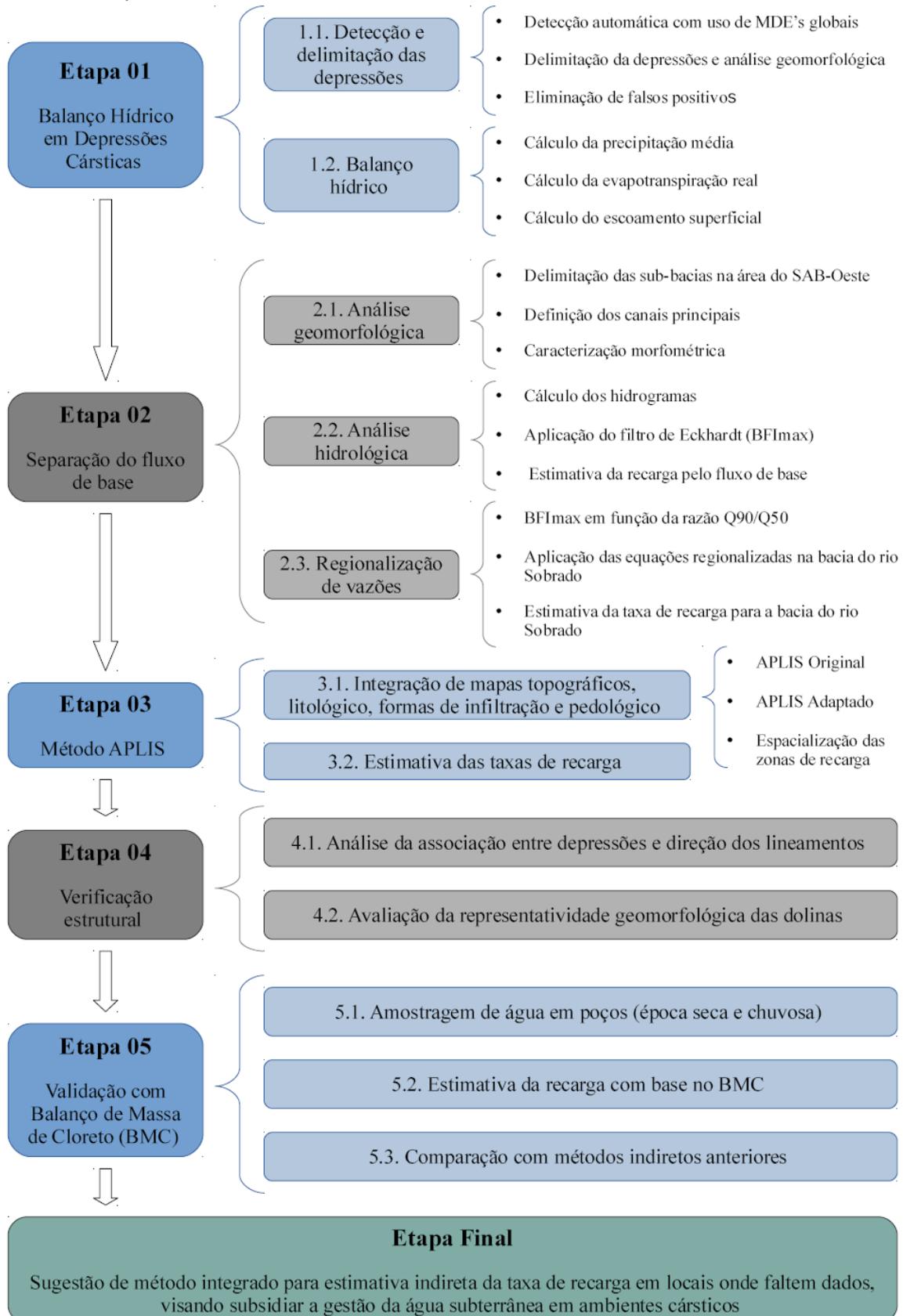
O segundo método consistiu na separação do fluxo de base da bacia do rio Sobrado, a partir de vazões regionalizadas de nove sub-bacias distribuídas no SAB-Oeste, utilizando o filtro de Eckhardt (2005), cujo parâmetro de entrada BFI_{max} foi calculado por meio de um modelo de regressão linear obtido em função da razão $Q90/Q50$, análogo ao proposto por Collishonn e Fan (2012) para áreas não cársticas. Sendo que parâmetro BFI_{max} das bacias utilizadas para regressão linear do modelo obtido, foram calculados aplicando-se o filtro reverso de Collishonn e Fan (2012).

Para melhor entender a dinâmica do fluxo das águas subterrâneas da bacia do rio Sobrado e como as depressões se desenvolveram, buscou-se estimar a direção do fluxo subterrâneo para a bacia a partir da associação entre a direção de lineamentos estruturais e da alongação das depressões cársticas delimitadas. Mapas de densidade de lineamentos foram elaborados para verificar e comparar as zonas mais carstificadas da bacia. De posse disso, aplicou-se o método APLIS para espacializar a taxa de recarga aquífera, comparando os resultados com os métodos indiretos propostos. Além disso, a estimativa da direção do fluxo de base foi validada constatando forte associação entre a orientação preferencial dos lineamentos extraídos automaticamente de MDEs e a direção das depressões cársticas da potenciometria da área de estudo.

Aplicou-se o método direto do Balanço de Massa de Cloreto (BMC), que calcula a taxa de recarga a partir da relação entre a concentração de cloretos na água da chuva e em amostras de água subterrânea de poços profundos na área de estudo, considerando que concentrações significativas de cloreto se originam exclusivamente da chuva (HAUWERT; SHARP, 2014). Para isso, foram analisadas amostras de água de poços e da chuva na região durante o período de maior índice pluviométrico e o período de recessão do escoamento subterrâneo.

O fluxo da Figura 16 sintetiza a sequência metodológica proposta para estimativa da taxa de recarga em aquíferos cársticos com base em dados indiretos, a qual é aplicável em áreas com escassez de monitoramento direto.

Figura 16 – Metodologia para estimativa da recarga aquífera em ambientes cársticos com base em métodos indiretos e validação cruzada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Por fim, partindo do princípio de que a taxa de recarga de uma bacia é influenciada por características morfométricas proeminentes, foi realizada uma análise da correlação das taxas de recarga calculadas pela separação do fluxo de base das bacias utilizadas para regionalização de vazões, com diversas características morfométricas das bacias. Esta etapa possibilitou a visualização e comparação dos dados morfométricos e hidrogeológicos, facilitando a identificação de padrões e a validação dos resultados obtidos, além de ajudar a identificar características das bacias que influenciam na recarga.

4.1 Modelos Digitais de Elevação utilizados

Nesta pesquisa foram utilizados os seguintes MDEs globais:

(a) NASA DEM: Trata-se de uma melhoria na resolução vertical dos dados SRTM a partir de controle de elevação e preenchimento de vazios com técnicas de desempacotamento interferométrico e dados auxiliares que não estavam disponíveis na época do processamento original. Vazios adicionais foram eliminados por meio da fusão com dados ASTER GDEM versão 2 (NASA JPL, 2020).

(b) AW3D30: É um MDE gratuito fornecido pela agência espacial japonesa, obtido por meio do sensor PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*) a bordo do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), que é disponibilizado com base nos dados do *World 3D Topographic Data*, com resolução horizontal e vertical de 5 m (JAXA, 2021).

(c) Copernicus-DEM Glo-30: É um MDE baseado nos dados do *WorldDEM* oriundos da missão TanDEM-X. A altimetria do produto é baseada em Interferometria por Radar de Abertura Sintética (InSAR) (ESA, 2021).

Como modelo complementar para detecção e modelo utilizado para delimitação das depressões, foi utilizado um MDE com resolução horizontal de 15 m, obtido a partir de processamento interferométrico com produtos Sentinel-1 IW.

As imagens Sentinel-1 utilizadas neste estudo foram, a S1A_IW_SLC__1SDV_20200917T0844_28_20200917T084455_034396_040010_C5DD e a S1A_IW_SLC__1SDV_20201011T084428_20_20201011T084455_034746_040C67_E3BA. Estas imagens foram selecionadas considerando o período de estiagem da área de estudo, por

apresentar menor interferência atmosférica e cobertura foliar natural decorrente da caducifolia, visando obter um produto com maior precisão vertical.

A distância entre as posições dos satélites no momento da aquisição das imagens foi de 157,47 m, estando entre os limites de 150 e 300 m, suficientes para evitar a decorrelação e obter um ângulo adequado entre as duas aquisições, permitindo recuperar variações topográficas de efeitos semelhantes (BRAUN, 2021a; BRAUN 2021b).

A ferramenta computacional utilizada para processamento das imagens Sentinel-1 foi o software livre Snap (ESA, 2022), com o módulo adicional Snaphu (SNAPHU, 2021) instalado previamente, que por sua vez é utilizado para o desempacotamento automático do interferograma de fases.

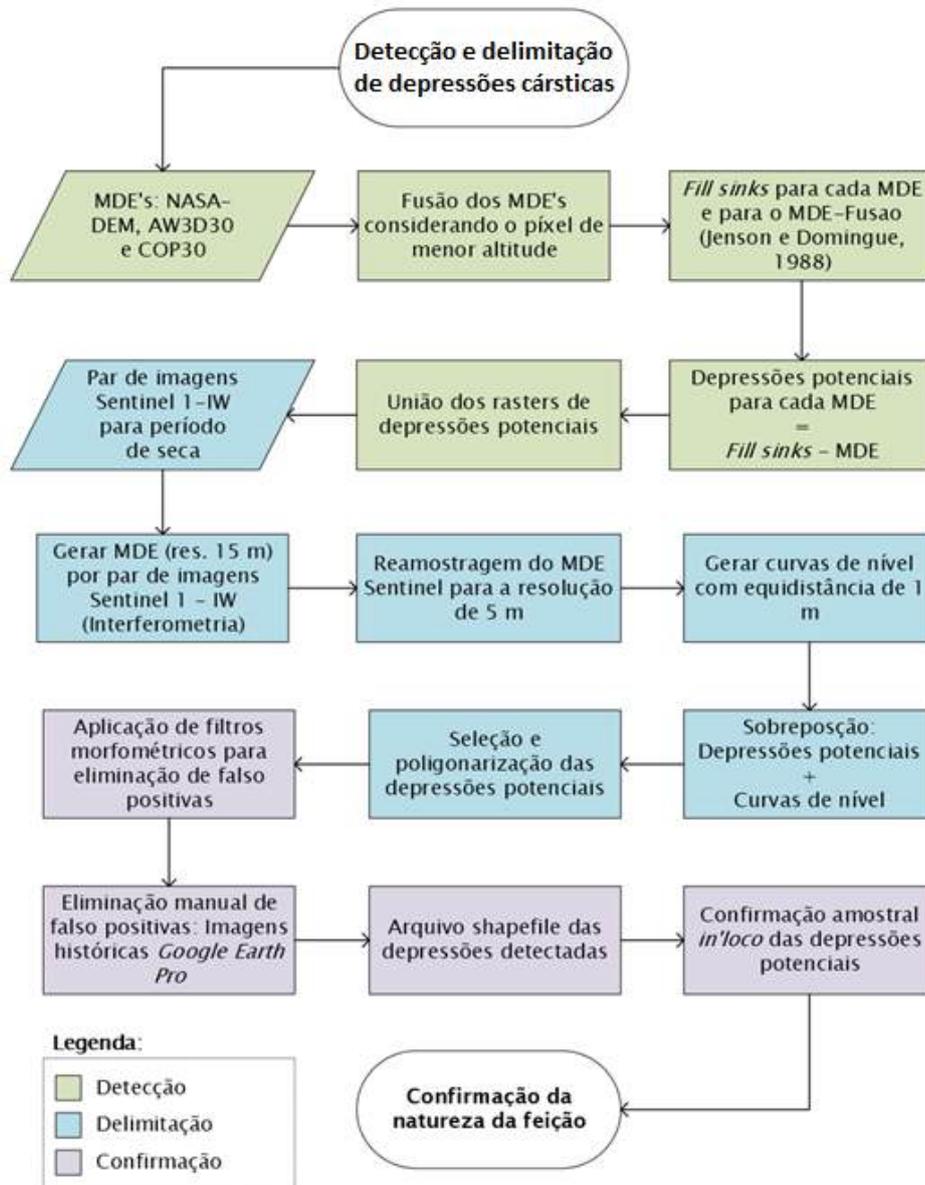
Os passos realizados via Snap para obtenção do MDE foram:

- (i) selecionar apenas as rajadas e subfaixa de ambas as imagens inerentes à área de estudo, a fim de encurtar o tempo de processamento;
- (ii) aplicar os dados dos arquivos de POE (Sigla em inglês para Efemeridades de Órbita Precisa) aos metadados das imagens, as quais fornecem um Erro Médio Quadrático (EMQ) de apenas 5 cm na posição do satélite em sua órbita (PETER *et al.*, 2017);
- (iii) corregração das imagens com as informações de órbita incrementadas a partir da geocodificação, utilizando como base o MDE SRTM de 1 arco de segundo e o método de interpolação bilinear (SCHEIBER; MOREIRA, 2000; YAGUE-MARTINEZ *et al.*, 2017);
- (iv) cálculo do interferograma e estimativa de coerência; (v) remoção das linhas de interrajadas; (vi) filtragem de ruídos de fase pelo método de Goldstein (GOLDSTEIN; WERNER, 1998);
- (v) cálculo do desempacotamento do interferograma de fase capaz de se correlacionar com as altitudes da superfície da Terra e
- (vi) a conversão do interferograma de fases desempacotadas em um raster de altitudes absolutas, utilizando como arquivo de base o MDE SRTM de 1 arco de segundo.

4.2 Detecção automática de depressões

No fluxo presente na Figura 17, consta o resumo do procedimento que foi utilizado para detecção e delimitação das depressões cársticas.

Figura 17 – Procedimento utilizado para detecção e delimitação de depressões cársticas.



Fonte: Elaborado pelo autor em ambiente SIG (QGIS, 2021).

A detecção foi realizada por meio de softwares de geoprocessamento (QGIS, 2021; GRASS-PROJECT, 2021), aplicando-se algoritmo de Jenson e Domingue (1988) para eliminação de depressões existentes nos MDEs, comumente conhecido como *fill sinks*. Este método é baseado na diferença entre o MDE não modificado e o modificado. Vale lembrar que

o método não se refere apenas a dolinas e/ou sumidouros, mas qualquer depressão situada em áreas cársticas e não cársticas (CHEN *et al.*, 2018).

O método de Jenson e Domingue (1988), utilizado para preenchimento das depressões, condiz com uma característica real das depressões, as quais apresentam uma cota mínima em seu perímetro onde ocorre a continuidade do fluxo do escoamento superficial, ou seja, o transbordamento numa situação hipotética. O referido algoritmo consiste na atribuição de direções de fluxo conforme a maior declividade e o incremento artificial da altitude de células ou conjunto de células que configuram áreas de depressão, até que se encontre um caminho de escoamento. Inicialmente, o algoritmo atribui o valor da altitude para as pequenas depressões como sendo a altitude da célula de menor altitude dentre as 8 células que a rodeiam (BUARQUE *et al.*, 2009). O algoritmo de Jenson e Domingue (1988) foi executado diretamente no QGIS (QGIS, 2021) a partir do módulo Grass (GRASS-PROJECT, 2021), por meio da função *r.fill.dir* (SRINIVASAN, 2021).

O método foi repetido para cada um dos MDEs listados anteriormente e para um MDE híbrido, criado a partir dos MDEs: NASA DEM, Copernicus-30 e AW3D30, sempre considerando o pixel de menor altitude dentre os três modelos. Para realizar a fusão dos três MDEs, foi aplicada a expressão $\text{MIN}(\text{MIN}(\text{"NASA@1"}, \text{"COP30@1"}), \text{"AW3D30@1"})$, diretamente na calculadora raster do QGIS.

Este procedimento se deve ao fato de os MDEs globais serem adquiridos em datas diferentes e por métodos diferentes. Assim, as condições atmosféricas e do terreno sofrem variações de um para o outro. A fusão de MDEs diminui a ocorrência de erros inerentes a interferências atmosféricas ocasionadas por nuvens, para o caso das imagens oriundas de imagens orbitais por pares estereoscópicos e não de radar. Além disso, a fusão dos MDEs minimiza a ocorrência de erros inerentes a outros erros, como os causados por detecção das altitudes de feições de dossel e interferências atribuídas a fatores como ruídos nos processos de aquisição e transferência de dados, que podem mascarar a existência de algumas depressões que passariam despercebidas (SOUZA *et al.*, 2013; MELATI; MARCUZZO, 2015; TIAN *et al.*, 2018; GUAN *et al.*, 2020; SAMPAIO *et al.*, 2022).

Diversos pesquisadores vêm utilizando métodos análogos para a detecção de dolinas. No entanto, em geral, a escolha do MDE gratuito a ser utilizado é oriunda de técnicas comparativas, sendo descartado aquele MDE que menos se adeque à respectiva área de estudo,

técnicas como essa foram utilizadas por Chen *et al.* (2018); Kakavas *et al.* (2018) e Ghadimi e Zangenehtabar (2019). Deste modo, é possível dizer que para regiões amplas, não seria interessante descartar um MDE de forma integral, mas que fossem utilizados MDEs híbridos, provenientes da fusão de 2 ou mais MDEs, sempre considerando a cota mais baixa dentre as células sobrepostas.

4.3 Delimitação das depressões

Uma vez detectadas as prováveis depressões cársticas, foi aplicada uma adaptação do método de delimitação semiautomática proposto por Amaral (2018), o qual realizou a reamostragem do MDE ALOS/PALSAR (JAXA/METI, 2007) para a resolução horizontal de 5 m, visando suavizar e arredondar as curvas de nível que delimitam as depressões.

A alteração no método consistiu em utilizar para delimitação, o MDE gerado com imagens Sentinel-1 IW com resolução horizontal de 15 m, tendo em vista que este MDE apresentou uma melhor resolução vertical para a área de estudo (7,16 m).

Para a reamostragem do MDE para a resolução de 5 m, utilizou-se o método de interpolação “*Bicubic Spline Interpolation*” no software QGIS a partir do módulo SAGA GIS (CONRAD *et al.*, 2015). A interpolação bicúbica tende a suavizar gradientes abruptos, o que, neste caso, contribuiu positivamente para a identificação das formas arredondadas típicas de dolinas, evitando a ocorrência de bordas artificiais com aspecto em “degraus”. A acurácia planimétrica dos contornos das depressões após a reamostragem foi avaliada qualitativamente por meio da sobreposição das feições com imagens disponíveis no *Google Earth Pro*.

De posse do MDE reamostrado, foram geradas curvas de nível com a algoritmo nato do QGIS: “Contorno”, com equidistância de 1,0 m. O contorno de cada depressão foi obtido de forma supervisionada, definindo as curvas de nível que delimitam a depressão. A suavização e a poligonização das depressões delimitadas foram feitas por meio dos algoritmos natos do QGIS: “Linhas para polígonos” e “Suavização”, respectivamente.

4.4 Eliminação de falsos positivos

Ferreira e Uagoda (2020) discutiram as principais metodologias de mapeamento de dolinas e sintetizaram as principais técnicas para evitar erros de não detecção de depressões verdadeiras, detecção de falsos positivos e tornar a delimitação das depressões mais precisa. Os

autores concluíram que quanto melhor a resolução horizontal do raster de elevação, maior será a precisão da delimitação das depressões a partir de modelos digitais de elevação e técnicas de geoprocessamento, seja automatizada ou manual. Porém, alertam que filtros apropriados e técnicas de delimitação tradicionais (interpretação de foto aérea, imagens e mapas topográficos) permanecem necessários para a validação, mesmo com os avanços tecnológicos.

Para contornar este problema, foram adotados os critérios utilizados por Chen *et al.* (2018). Eles definiram limiares para eliminar falsos positivos, adotando a área da depressão $> 60 \text{ m}^2$, elipticidade $> 0,2$ e $\text{TPI} \leq 0$ (sigla em inglês para Índice de Posição Topográfica), para identificar verdadeiras depressões. Os autores concluíram que, com a adoção destes limites, a precisão do método varia de 0,78 a 0,95 para MDEs com resoluções de 3 a 75 m, ao passo que para o caso em tela se utilizou MDEs de 15 a 30 m. Além destes limiares, adotou-se o limiar referente ao Índice de Circularidade ($\text{IC} \geq 0,31$), definido por Wu *et al.* (2016) e calculado pela Equação 7, que visa eliminar aquelas depressões muito alongadas que tendem a ser canais de fluxo ou valas de origem antrópica.

$$\text{IC} = \frac{4\pi A}{P^2} \quad (7)$$

Onde “A” é a área da depressão e “P” o perímetro.

Com relação ao limiar referente a elipticidade, calculado aplicando-se a Equação 8, Chen *et al.* (2018) consideram que as depressões tendem a ser elípticas e alongadas, sendo que o valor da elipticidade igual a 0,2 funcionou como um bom limite para determinar verdadeiras depressões. Este parâmetro de avaliação funciona de forma análoga ao Índice de Circularidade das dolinas, adotado por Amaral (2018).

$$E = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}} \quad (8)$$

Onde “E” é a elipticidade da depressão; “a” e “b” são o maior e o menor eixo da depressão, respectivamente.

Para obtenção dos comprimentos de “a” e “b”, utilizou-se o método de Chaudhuri e Samal (2007), os quais estabelecem que “a” e “b” são, respectivamente, o maior e o menor lado do retângulo de menor área em que a depressão se circunscreve. Para isto foi elaborado um script em R (Apêndice A) que rotaciona cada depressão delimitada em ângulos variando a cada

milésimo de radiano de 0 a π rad, adotando o retângulo de menor área obtido pela função *bbox*, que define a caixa delimitadora do polígono com lados paralelos aos eixos coordenados.

Carvalho Júnior *et al.* (2013) também aplicaram filtros que incluem atributos morfométricos, como profundidade mínima, área mínima e índice de circularidade, garantindo maior acurácia na eliminação de falsos positivos.

Assim como Chen *et al.* (2018), neste trabalho também foi aplicado o filtro TPI (WEISS, 2001). O TPI mostra a diferença entre a elevação no ponto central (Z_c) e a elevação média nos pontos circundantes dentro de um certo raio (r). Ou seja, o filtro verifica a forma côncava da depressão cárstica, evitando falsos positivos. O cálculo do TPI é efetuado por meio da Equação 9.

$$TPI = Z_c - \frac{1}{n_r} \sum_i^r Z_i \quad (9)$$

Onde " n_r " é o número de células raster em volta da célula central a partir de um determinado raio.

O arquivo raster contendo o índice de posição topográfica (TPI) foi gerado automaticamente no software QGIS por meio do algoritmo do módulo GDAL (GDAL, 2013). O filtro foi aplicado na origem da depressão que é o ponto referente ao píxel de menor altitude. De posse disso, de forma automática no QGIS coletou-se atributos do raster TPI, a partir da intersecção com o arquivo vetorial de pontos referentes às origens de cada depressão delimitada, sendo descartadas aquelas depressões com TPI maiores que 0 (CHEN *et al.*, 2018).

Feito isso, foram realizadas análises visuais dos locais das depressões potenciais previamente estabelecidos, por meio de imagens de sensores remotos orbitais de diferentes datas, utilizando a linha do tempo do software *Google Earth Pro*.

Esse procedimento visa saber se algumas das depressões detectadas não existiam no passado próximo, sendo classificadas em sua maioria como depressões artificiais, muitas vezes utilizadas para dessedentação animal, além de outros falsos positivos oriundos de atividades antrópicas tais como: barragens, cursos d'água e fundos de cava de mineração (AMARAL, 2018; FERREIRA; UAGODA, 2020).

Após a análise visual, concluiu-se o processo de detecção delimitação das depressões,

obtendo um *layer* em ambiente QGIS.

4.5 Capacidade de infiltração

Para quantificação da capacidade de infiltração de água no subsolo, por meio da área das depressões detectadas, analisou-se a intensidade do índice TWI (sigla em inglês para Índice de Umidade Topográfica) (BEVEN; KIRKBY, 1979). Conforme Sørensen *et al.* (2006) e Miraki *et al.* (2019), o índice TWI apresenta maior capacidade preditiva e correlaciona-se positivamente com o nível de água subterrânea.

O TWI mede a variação de umidade no solo combinando a área de captação da vertente ascendente do sistema aquífero e a declividade para cada célula do MDE, conforme a Equação 10. O valor mais alto de TWI significa a maior possibilidade de uma área de terra permanecer úmida após a inundação. Consequentemente, esta tem maior potencial para recarregar as águas subterrâneas (HUSSIEN *et al.*, 2020).

Desse modo, o TWI serviu para identificar se as depressões detectadas no presente trabalho são áreas favoráveis para infiltração de água no solo, sendo indicativo de potenciais depressões cársticas (RINDERER *et al.*, 2014; MENGISTU *et al.*, 2022). O cálculo do TWI foi realizado por meio da Equação 10.

$$TWI = \ln \frac{a}{\tan b} \quad (10)$$

Onde “a” é área de contribuição em m² e “b” é a declividade em radianos.

Schrage e Uagoda (2017) reforçam que a correlação das depressões cársticas com feições geológicas pode ser um critério confiável para a validação dos modelos digitais, uma vez que a estrutura tectônica e os lineamentos geológicos influenciam diretamente a morfogênese dessas feições. Dessa forma, ao considerar o TWI na análise de infiltração, é importante avaliar se as depressões seguem padrões estruturais coerentes, evitando a inclusão de feições erosivas ou artificiais. O estudo demonstrou que a disposição espacial das dolinas tende a acompanhar direções preferenciais associadas a falhas e dobramentos, indicando que tais alinhamentos podem intensificar a infiltração e a circulação subterrânea da água.

Para isso, foi realizada uma análise da associação conjunta das direções preferenciais das depressões cársticas potenciais, dos lineamentos morfoestruturais extraídos automaticamente a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) e da potenciometria da

bacia do rio Sobrado. Os lineamentos identificados representam anomalias lineares no relevo, geralmente associadas a estruturas geológicas como falhas e zonas de fraturamento, que condicionam tanto a drenagem superficial quanto a circulação da água subterrânea. A correspondência desses lineamentos com a direção do fluxo subterrâneo foi avaliada com base na sobreposição espacial com a rede de drenagem, nas depressões cársticas e nas curvas de nível potenciométrico, conforme detalhado no item 4.7 deste capítulo.

4.6 Estimativa da taxa de recarga por balanço hídrico em depressões cársticas

Uma vez determinada a área superficial de cada uma destas depressões, e determinadas de forma indireta as características hidrológicas do escoamento na área de captação de cada depressão, como: precipitação, declividade, coeficiente de escoamento (*runoff*) e evapotranspiração real, foi possível inferir satisfatoriamente o percentual de recarga que ocorre por meio destas características específicas dos sistemas cársticos.

Para que essa recarga ocorra efetivamente, é necessário que o volume de água que entra no sistema seja superior às perdas hidrológicas da área de captação. Como perdas, deve-se considerar a taxa de evapotranspiração na área de captação, a evaporação direta sobre o espelho d'água e parte do escoamento superficial que drena para fora da depressão (BRAGA *et al.*, 2010).

As depressões cársticas independem da rede de drenagem (FORD; WILLIAMS, 2007). Com base nesse princípio, Hendrickx e Walker (1997), Braga *et al.* (2010, 2016) consideram que, para o cálculo da taxa de recarga localizada que ocorre por meio das depressões cársticas, estas devem ser consideradas como um sistema fechado. Assim, a água que se perde desse sistema deve corresponder à mesma quantidade que é repostada, ou seja, o somatório de entrada e saída é nulo. Segundo o modelo proposto, a recarga ocorre apenas no fundo da depressão, onde a água pluvial se concentra diretamente da precipitação.

Neste trabalho, considerou-se que o escoamento superficial das vertentes se acumula no ponto mais baixo da depressão, formando lagos temporários, e toda a água proveniente do escoamento que não infiltrou é evaporada. Conforme Tocantins (2015), a evaporação na superfície de água livre na bacia do rio Palma, que tem como sub-bacia a bacia do rio Sobrado, é de aproximadamente 5,5 mm/dia, distribuídos de maneira equilibrada ao longo do ano. Isso implica que, em uma chuva de 50 mm, com escoamento de 60%, levaria cerca de 6 dias para a

total evaporação do pequeno lago formado no fundo da dolina.

Sabe-se, porém, que ao longo do ano hidrológico, parte dessa água armazenada nesses pequenos lagos que não foi evaporada, infiltraria pelo fundo da dolina. No entanto, devido ao potencial evaporativo da área de estudo, considerou-se que essa contribuição, caso ocorra, seria insignificante (BRAGA *et al.*, 2016). Desse modo, utilizou-se a Equação 11 para realização do balanço hídrico das depressões cársticas da área de estudo.

$$\Delta S = P - ET - R \quad (11)$$

Em que:

- P (mm) é a precipitação direta (Pd) sobre a depressão (mm);
- ET é a evapotranspiração real da área de captação da depressão (mm);
- R é escoamento superficial a partir do coeficiente *runoff* (mm);
- ΔS é a variação no armazenamento, correspondente à recarga do aquífero subjacente ao fundo da dolina.

Considerando que:

$$\Delta S = \begin{cases} \text{Equação 11, se } \Delta S \geq 0 \\ 0, \text{ se } \Delta S < 0 \end{cases}$$

O cálculo do escoamento superficial foi feito a cada chuva registrada nos pluviômetros do banco de dados HydroWeb da ANA (ANA, 2021) para a área de estudo. O coeficiente de escoamento superficial, ou coeficiente *runoff* (C), estabelece a relação que define o volume de água precipitado que efetivamente é destinado ao escoamento superficial. Com isso, tratando-se da mesma área, o escoamento R foi obtido conforme a Equação 12.

$$R = C \cdot P \quad (12)$$

Em que C é o coeficiente *runoff*.

O Quadro 4 apresenta valores do coeficiente de escoamento C, em função do tipo de solo, declividade e cobertura vegetal. Para adoção do coeficiente, o cálculo da declividade da área de captação foi feito a partir de um MDE obtido por interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW com resolução horizontal de 15 m e precisão altimétrica de 7,16 m (BRAUN, 2021), por meio do algoritmo “declividade” do QGIS. A textura do solo da área de estudo foi

baseada no arquivo vetorial da pedologia da região na escala 1:250.000, disponível em IBGE (2021).

Quadro 4 – Valores do coeficiente de escoamento *runoff* em função da textura do solo, cobertura da terra e declividade da área de captação.

| Declividade (%) | Solo Arenoso | Solo Franco | Solo Argiloso |
|-----------------|--------------|-------------|---------------|
| Área florestada | | | |
| 0 - 5 | 0,10 | 0,30 | 0,40 |
| 5 - 10 | 0,25 | 0,35 | 0,50 |
| 10 - 30 | 0,30 | 0,50 | 0,60 |
| Pastagens | | | |
| 0 - 5 | 0,10 | 0,30 | 0,40 |
| 5 - 10 | 0,15 | 0,35 | 0,55 |
| 10 - 30 | 0,20 | 0,40 | 0,60 |
| Áreas agrícolas | | | |
| 0 - 5 | 0,30 | 0,50 | 0,60 |
| 5 - 10 | 0,40 | 0,60 | 0,70 |
| 10 - 30 | 0,50 | 0,70 | 0,80 |

Fonte: Adaptado de Carvalho e Silva (2006, p. 98).

Para a classificação de uso e ocupação da terra, foi adotado o método de classificação supervisionada por meio da mistura gaussiana (FAUVEL *et al.*, 2015), utilizando imagens Planet (2023), com resolução de 5 m, com as devidas correções radiométricas. O tratamento das imagens foi realizado no software QGIS com o auxílio do complemento denominado “*dzetsaka: Classification tool*” (KARASIAK, 2019). No processo de correção radiométrica, embora as imagens Planet não apresentem o defeito de *striping* (listras geradas por falhas nos detectores do sensor), típico de sensores mais antigos como o ETM+, foram aplicadas correções radiométricas padrão para minimizar ruídos e garantir a uniformidade espectral, conforme Moreira *et al.* (2018).

A classificação baseou-se no Manual Técnico de Uso da Terra do IBGE (IBGE, 2013), com ajustes propostos neste estudo, visando adequação à escala e à realidade geológica e fisiográfica da área, e posterior identificação dos alvos para as classes: área florestada (mata de galeria/cerrado), pastagens, áreas agrícolas, áreas desnudas e afloramentos de calcário.

Para o cálculo da evapotranspiração real (ET) da área de captação de cada depressão cárstica, inicialmente deve-se calcular a evapotranspiração de referência (ET_o). A ET_o pode ser correlacionada com parâmetros meteorológicos como: radiação, umidade, vento e temperatura. “Neste contexto, a ET_o é um parâmetro que pode ser calculado a partir de dados obtidos em estações meteorológicas” (ANA, 2013; p. 62).

A evapotranspiração de referência foi calculada pelo método de Penman-Monteith utilizando dados agrometeorológicos de estações do INMET (2021). Esse método é considerado pela FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) como o método mais preciso e, portanto, padrão para esse fim (PAIVA *et al.*, 2011). A recomendação desse método se deve à sua precisão nas estimativas para a cobertura vegetal padrão, que é a grama, proporcionando um embasamento físico sólido ao levar em conta parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos (ALLEN *et al.*, 1998).

Para o cálculo da evapotranspiração de referência, Allen *et al.* (1998) propuseram a seguinte equação:

$$ET_o = \frac{0,409\Delta(Rn - G) + \gamma \left(\frac{900}{T} + 273 \right) V(e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34V)} \quad (13)$$

Em que,

- ET_o é a evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith, em superfícies cobertas por grama, mm/d;
- Rn é a radiação líquida, $MJ.m^{-2}.d^{-1}$;
- G é fluxo de calor no solo, $MJ.m^{-2}.d^{-1}$;
- T é a temperatura média do ar, °C;
- V é velocidade média do vento à altura em que o anemômetro está instalado na estação meteorológica em m/s;
- $(e_s - e)$ é déficit de pressão de vapor, kPa;
- Δ - curva de pressão de vapor, $kPa\ ^\circ C^{-1}$;
- γ - constante psicrométrica, $kPa\ ^\circ C^{-1}$, e
- 900 - fator de conversão.

Foram utilizados como fontes de dados para o cálculo da ET_o , os dados agrometeorológicos do INMET (2021), coletados diariamente durante o ano de 2022, sendo: radiação solar global (RG); a umidade relativa (RH) e velocidade do vento (V), que foram interpoladas pelo método IDW (Sigla em inglês para Inverso da Distância à Potência) e gerados

rasters que foram utilizados para o cálculo da ETo pela ferramenta *i.evapo.pm* (BROVELLI, 2006) diretamente no QGIS, a partir do módulo Grass.

Esta ferramenta computacional requer ainda um MDE para o cálculo da pressão atmosférica, que, nesse caso, foi utilizado o NASA DEM. A escolha deste MDE, em vez do MDE híbrido reamostrado, deve-se ao fato de ser mais apropriado para o cálculo da ETo da vegetação, levando em consideração a altitude das feições de dossel como fonte de dados para o cálculo da pressão atmosférica. Outra característica desse método é a necessidade de um raster contendo a altura da vegetação para calcular a resistência aerodinâmica. Para isso, foram utilizadas as alturas recomendadas por Collischonn (2001) (Quadro 5), incrementadas sobre o raster de cobertura da terra para cada uma das classes definidas.

Quadro 5 – Alturas de vegetação utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência.

| Cobertura | Altura |
|-----------------|--------|
| Floresta | 10 |
| Cerrado | 5 |
| Campo, pastagem | 0,5 |
| Agricultura | 0,5 |

Fonte: Collischonn (2001).

A partir do cálculo da ETo diária, a ET_{real} foi obtida aplicando o método SAFER (*Surface Algorithm For Evapotranspiration Retrieving*) (TEIXEIRA, 2012; TEIXEIRA *et al.*, 2013; TEIXEIRA *et al.*, 2015; TEIXEIRA *et al.*, 2020).

Conforme Lopes *et al.* (2020), o método SAFER é um algoritmo que consiste numa regressão exponencial para modelagem da razão ET_{real} / ETo . O método visa obter a ET_{real} por meio de parâmetros biofísicos obtidos pelo uso de sensoriamento remoto associado aos dados diários de estações agrometeorológicas e tem a vantagem de não utilizar informações de classificação das culturas (FRANCO *et al.*, 2015). O que, para o caso das regiões de contribuição para infiltração localizada nas depressões cársticas, se mostra vantajoso, pois regiões pequenas tendem a apresentar dificuldades na coleta de amostras espectrais para classificação supervisionada de uso e ocupação do solo. Os dados provenientes de sensoriamento remoto são incluídos na Equação 14.

$$\frac{ET}{ETo} = \exp \left[a + b \left(\frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] \quad (14)$$

Teixeira *et al.* (2013) utilizaram as imagens MODIS para obtenção dos parâmetros: T_0 , α_0 e NDVI, os quais correspondem à temperatura de superfície, o albedo de superfície e o índice

de vegetação por diferença normalizada, respectivamente. Porém, para fins deste trabalho, foram utilizadas imagens Planet (2023) com resolução horizontal de 5 m, cobrindo toda a bacia do rio Sobrado, devido à sua resolução superior e mais adequada ao caso. Para o cálculo do albedo de superfície (α_0), utilizaram-se as bandas do espectro visível e infravermelho próximo das imagens Landsat 8. Já a temperatura de superfície (T_0) foi estimada com base nas bandas termais da mesma plataforma, que oferecem melhor resolução para esses parâmetros em comparação com sensores de resolução mais grosseira, como o MODIS (a bordo dos satélites Terra e Aqua).

Para isso, foi aplicada a metodologia de Souza *et al.* (2020a), adaptada de Teixeira (2012), os quais aplicaram o algoritmo SAFER. Para o albedo de superfície α_0 , foi utilizada a Equação 15, considerando os coeficientes propostos por Teixeira (2012).

$$\alpha_0 = 0,7 \times \alpha_{top} + 0,06 \quad (15)$$

O α_{top} é o albedo no topo da atmosfera e foi obtido por meio da Equação 16, de Allen *et al.* (2002):

$$\alpha_{top} = 0,300\rho_2 + 0,277\rho_3 + 0,233\rho_4 + 0,143\rho_5 + 0,036\rho_6 + 0,012\rho_7 \quad (16)$$

Em que ρ_2 até ρ_7 são as reflectâncias do topo da atmosfera das bandas 2 a 7 do sensor OLI. Os pesos da equação 14 foram definidos por Silva *et al.* (2016).

A temperatura de superfície foi obtida pela Equação 17 (TEIXEIRA, 2012).

$$T_0 = 1,11 \times T_{sat} - 31,89 \quad (17)$$

Em que T_{sat} refere-se à temperatura de brilho que é estimada pela equação de Plank. Para os satélites Landsat 8 (banda 6), utiliza-se a Equação 18 (SOUZA *et al.*, 2020a).

$$T_{sat} = \frac{1260,56}{\ln\left(\frac{607,76}{L_{termal} + 1}\right)} \quad (18)$$

Sendo que L_{termal} é a radiância (L_λ) das bandas 10 e 11. Assim como Souza *et al.* (2020), neste estudo foi utilizada a média das temperaturas obtidas a partir das bandas 10 e 11.

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) é calculado pela Equação 19.

$$NDVI = \frac{\rho_5 - \rho_4}{\rho_5 + \rho_4} \quad (19)$$

Sendo que ρ_5 é a reflectância da banda 5 (infravermelho próximo); ρ_4 a reflectância da banda 4 (Vermelho no visível).

A classificação supervisionada da cobertura da terra para a bacia do rio Sobrado foi feita utilizando o modelo de mistura gaussiana a partir de imagens Planet de dezembro de 2022, tendo como objetivo a calibração do método SAFER. Por isso restringiu-se às classes: Mata de Galeria/cerrado, agricultura, pastagens, área desnuda e afloramentos de calcário. Além disso, as mesmas classes foram utilizadas para estimar o coeficiente de escoamento (Quadro 3). A calibração foi feita considerando valores do coeficiente de cultura (K_c) tabelados obtidos em pesquisas para regiões de cerrado (Quadro 6) para as classes aludidas.

Quadro 6 – Coeficientes de cultura (K_c), para fins de estimativa dos parâmetros de regressão a e b do algoritmo SAFER.

| Tipo de uso e ocupação da terra | K_c |
|---|-------------------------|
| Cerrado – Período Chuvoso (Out a Mar) | 1,00 |
| Cerrado – Período Seco (Abr a Set) | 0,30 |
| Pastagens – Período Chuvoso (Out a Mar) | 0,80 |
| Pastagens – Período Seco (Abr a Set) | 0,30 |
| Mata de galeria | 1,00 |
| Soja | 0,5 a 1,1 |
| Milho | 0,03 a 1,63 |

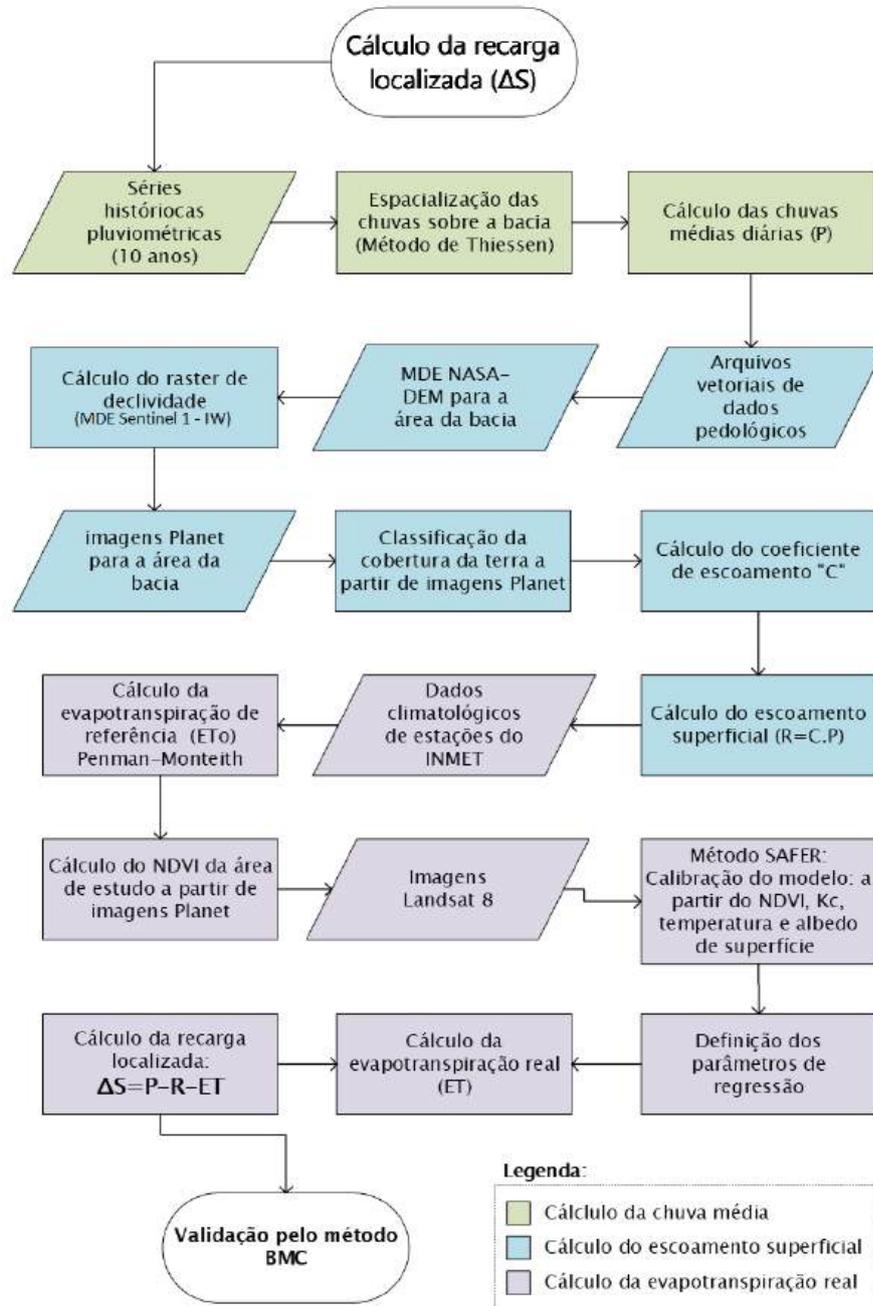
Fonte: Adaptado de Cambraia Neto (2019).

Como o objetivo deste trabalho é a estimativa da recarga aquífera no carste a partir de métodos indiretos, adotou-se para a calibração do método SAFER, valores de K_c para o período chuvoso (Quadro 6). Para a cultura de soja este índice pode variar de 0,5 a 1,1, a depender da fase de maturidade da planta e do cultivar usado, sendo menor no início do plantio, e aumentando durante os estágios intermediários e diminuindo novamente ao final do ciclo. Conforme Conab (2019), o plantio e colheita da soja para os estados do Tocantins e Bahia ocorrem de outubro a janeiro. Como as imagens Planet utilizadas na classificação supervisionada datam-se de dezembro de 2022, adotou-se o índice K_c máximo para a Soja em toda a área classificada como agricultura.

Para estimar os parâmetros de regressão “a” e “b” da Equação 14, foram utilizados valores de coeficientes de cultura (K_c) já definidos para regiões de Cerrado, presentes no Quadro 6, em função do inverso do NDVI sazonal para área de estudo, calculado a partir das imagens Planet.

O fluxo da Figura 18, refere-se ao procedimento a ser seguido para o cálculo da recarga localizada em cada uma das depressões cársticas identificadas.

Figura 18 – Procedimento adotado para o cálculo da recarga localizada em depressões cársticas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.7 Definição das direções dos fluxos subterrâneos

Shaw-Faulkner *et al.* (2013) demonstraram que a análise integrada de feições cársticas e padrões estruturais permite prever direções preferenciais de drenagem em sistemas cársticos, evidenciando a influência da geologia na dinâmica hídrica subterrânea. De forma complementar,

Schrage e Uagoda (2017) ressaltaram que a disposição espacial das dolinas está fortemente associada a lineamentos geológicos, reforçando o papel das falhas e dobramentos na sua formação. Assim, ao integrar os dados de direção das depressões e dos lineamentos com a potenciometria, buscou-se validar a associação entre a distribuição das dolinas e a estrutura geológica subjacente, contribuindo para a compreensão dos fluxos subterrâneos nesses ambientes cársticos.

Para isso, foi realizada uma análise da associação conjunta das direções preferenciais das depressões cársticas potenciais, dos lineamentos extraídos automaticamente por meio de MDEs e da potenciometria da bacia do rio Sobrado, de modo que fosse possível inferir a direção preferencial do fluxo subterrâneo de forma regionalizada. Para isso, a área da bacia foi dividida em quadrículas de 5 km de lado em ambiente SIG. Para cada quadrícula foram adicionados atributos com as direções preferenciais das variáveis agrupadas em quatro classes de azimutes: N-S ($337,5^\circ - 22,5^\circ$ ou $157,5^\circ - 202,5^\circ$), NE-SW ($22,5^\circ - 67,5^\circ$ ou $202,5^\circ - 247,5^\circ$), E-W ($67,5^\circ - 112,5^\circ$ ou $247,5^\circ - 292,5^\circ$) e NW-SE ($112,5^\circ - 157,5^\circ$ ou $292,5^\circ - 337,5^\circ$).

Esta classificação das direções foi realizada para as variáveis: (i) direção preferencial das depressões internas e com maior parte em uma determinada quadrícula, (ii) direção preferencial dos lineamentos internos e com maior parte em uma determinada quadrícula e (iii) direção preferencial das depressões que se interseccionaram com lineamentos.

Para representar a intensidade da associação entre as três variáveis tomadas duas a duas, foi elaborada uma matriz da associação com os coeficientes V de Cramer, considerando um nível de significância de 5% ($p\text{-valor} < 0,05$) para rejeitar a ocorrência de não associação. Este teste origina-se da estatística qui-quadrado e fornece um valor de 0 a 1. Sendo que valores maiores ou iguais a 0,00 e menores que 0,20 representam uma associação fraca, valores maiores que 0,20 e menores ou iguais a 0,50 representam uma associação moderada e valores maiores que 0,50 representam uma associação forte (OLIVEIRA; MORÉGULA, 2020).

A extração dos lineamentos geológicos foi realizada a partir de imagem sombreada obtida com o mesmo Modelo Digital de Elevação oriundo de interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW (ESA,2014), com resolução horizontal de 15 m. A precisão vertical obtida para este MDE foi de 7,16 m (REMQ) e foi calculada a partir de 384 pontos de controle obtidos na área por receptores GNSS com desvio padrão de 0,00 a 0,10 m, oriundos de vértices materializados de imóveis georreferenciados na área (SIGEF, 2021).

A extração dos lineamentos foi realizada de forma automática, por meio do algoritmo Line no software Catalyst Professional – versão 2222.0.8 (CATALYST, 2024). Kumwenda *et al.* (2024) esclarecem que, apesar dos lineamentos poderem ser traçados manualmente percorrendo imagens sombreadas do relevo, existem vantagens na extração automática, diminuindo tempo de trabalho e subjetividade na identificação dos lineamentos. O algoritmo requer como entrada imagens sombreadas do relevo, sendo que depois de identificados nos rasters, os lineamentos são convertidos em vetores de linhas (KUMWENDA *et al.*, 2024).

Imagens sombreadas multidirecionais vêm sendo utilizadas para a aplicação do método. Nugroho e Tjahjaningsih (2016), por exemplo, utilizaram imagens sombreadas para os azimutes de insolação 0°, 45°, 90° e 135°, posteriormente combinados em uma única imagem multidirecional. Barreiro (2020) gerou separadamente imagens sombreadas considerando 8 azimutes distintos, posteriormente somados pela calculadora raster do software QGIS perfazendo duas imagens sombreadas multidirecionais, uma negativa e outra positiva. Aqui, optou-se por utilizar uma única imagem sombreada multidirecional com insolação à 45°, gerada automaticamente pelo algoritmo “Sombreamento” do módulo GDAL. Este algoritmo combina as imagens sombreadas iluminadas por azimutes de 225°, 270°, 315° e 360° (GDAL, 2024).

A extração automática de lineamentos requer uma sucessão de tentativas para calibração prévia de alguns parâmetros de configuração para definir os tamanhos e o nível de detecção das feições. Os filtros limites são: raio, borda de gradiente, comprimento de curva, linha de erro de ajuste e limiar de ligação de distância. Tais são representados por siglas em inglês, e os valores limites adotados neste trabalho foram respectivamente: $RADI = 10$, $GTHR = 100$, $LTHR = 30$, $FTHR = 3$, $ATHR = 30$ e $DTHR = 20$ (NUGROHO; TIAHJANINGSIH, 2016; BARREIRO, 2020; KUMWENDA *et al.*, 2024).

Em seguida foram elaborados mapas de densidades dos lineamentos com duas direções mais representativas das quatro em estudo, de modo que fosse possível traçar trends de lineamentos dentro da área de estudo, e comparar suas direções com as direções definidas perpendicularmente às linhas potenciométricas. Este procedimento foi realizado por meio do algoritmo “densidade de linha” no software QGIS-Versão 3.22.7 (QGIS, 2022).

As linhas potenciométricas para o SAB na bacia do rio Sobrado foram traçadas a partir dos dados de 77 poços disponíveis no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS. O raster da superfície potenciométrica foi gerado com o algoritmo B-spline

multinível para interpolação espacial de dados dispersos proposto por Lee *et al.* (1997). Este método foi escolhido por mostrar-se apropriado após comparação de resultados obtidos a partir do método IDW e por krigagem ordinária.

4.8 Modelagem de recarga pelo método da separação de fluxos superficiais e subterrâneos

Um dos métodos mais importantes que utiliza filtros digitais para separação do fluxo de base foi proposto por Eckhardt (2005). Nesse método, o cálculo do fluxo de base depende de dois parâmetros: a constante de recessão (a) e o índice de fluxo de base máximo (BFI_{max}). Este último representa a fração máxima plausível de contribuição do fluxo de base ao longo de um período de recessão. O BFI, por sua vez, é um parâmetro hidrológico que indica a proporção da vazão total de um rio que é sustentada pelo escoamento subterrâneo, em relação ao escoamento total (Equação 20) (COLLISHONN; FAN, 2012).

$$BFI = \frac{\int_{t_1}^{t_2} Q_b(t) dt}{\int_{t_1}^{t_2} Q_{total}(t) dt} \quad (20)$$

Em que Q_b é o fluxo de base, e Q_{total} é a soma do fluxo de base e fluxo direto em determinado período.

Neste trabalho foi empregado o método de Collishonn e Fan (2012) para modelar uma equação que defina o BFI_{max} em função da relação Q90/Q50 para o SAB-Oeste. A modelagem da vazão de base, utilizando a relação das vazões de permanência Q90/Q50 para estimar a taxa de recarga, é uma alternativa possível para lidar com a heterogeneidade dos aquíferos cársticos. Por conta disso, não seria apropriada a utilização de métodos de balanço hídrico direto e/ou medições de nível, já que não haveria uniformidade na recarga em cada região ao contrário do que ocorre em aquíferos porosos. Pois, nos aquíferos cársticos, pode ocorrer de que em uma área que não apresente pontos de infiltração localizada, mesmo associada a uma zona saturada muito espessa, nada contribua para a recarga do aquífero (BRAGA *et al.*, 2010).

Usar o BFI_{max} em função da relação Q90/Q50 tem vantagens conceituais e práticas, especialmente em áreas cársticas heterogêneas e com dados limitados, pois permite adaptar o filtro de Eckhardt às características hidrológicas do Sistema Aquífero Bambuí, aumentando a confiabilidade da separação do fluxo de base e, por consequência, da estimativa da recarga

aquífera regional. Essas vazões de permanência, comumente utilizadas pelos órgãos gestores para calcular a disponibilidade hídrica superficial, também podem servir como parâmetro para estimar a disponibilidade hídrica subterrânea, pois podem ser usadas para estimar a recarga. Isso é importante, pois é uma técnica que pode ser automatizada, permitindo quantificar a recarga do aquífero em escala regional e controlar a exploração de forma equitativa e sustentável da água subterrânea (IAT, 2020).

Devido à necessidade de um conhecimento aprofundado das características geológicas dos aquíferos, Collishonn e Fan (2012) propuseram um método para estimar valores do parâmetro BFI_{max} , inteiramente baseado em registros de vazões totais de estações fluviométricas. Esse método aplica um filtro de execução reversa, utilizando uma constante de recessão que se refere à proporção que o fluxo de base decresce durante o período de recessão.

Para aquíferos cársticos, essa abordagem se mostra uma alternativa viável para contornar a heterogeneidade desses locais. Collishonn e Fan (2012) comprovaram a eficácia do método ao testá-lo em 15 estações de medição no Brasil, com características geológicas variadas. Os resultados mostraram que os valores de BFI_{max} obtidos por análise de hidrograma, utilizando o filtro reverso, foram comparáveis aos valores predefinidos que seriam adotados com base na classe de cada aquífero.

A equação de Eckhardt (2005), para a vazão de base menor ou igual ao fluxo total é:

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot a \cdot b_{i-1} + (1 - a) \cdot BFI_{max} \cdot y_i}{1 - a \cdot BFI_{max}} \quad (21)$$

Em que:

- b_i é a vazão de base;
- y_i é o fluxo total e
- a é a constante de recessão.

Sendo:

$$b_i = \begin{cases} \text{Equação 21, se } b_i \leq y_i \\ y_i, \text{ se } b_i > y_i \end{cases}$$

A separação do fluxo de base foi realizada em nove sub-bacias hidrográficas que possuem dados de vazão disponíveis no sistema HidroWeb (ANA, 2021), abrangendo a região

do SAB-Oeste (Figuras 8 e 9). Para o cálculo do parâmetro BFI_{max} , a constante do período característico k e a constante de recessão a (Equações 22 e 23, respectivamente) foram calculadas a partir da média de períodos de recessão dos últimos 10 anos para cada posto fluviométrico. Para os postos que não dispunham de séries completas para esse intervalo, os cálculos foram realizados com os dados disponíveis. Lembra-se, contudo, que a definição da constante de recessão depende do período de recessão escolhido, devendo-se levar em consideração as incertezas nos dados de vazão e a subjetividade na escolha do período de recessão (MATIUZZI *et al.*, 2015), que aqui foi feito por análise visual dos hidrogramas conforme (PINHEIRO *et al.*, 2009).

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln \left(\frac{Q(t + \Delta t)}{Q(t)} \right)} \quad (22)$$

$$a = e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (23)$$

Em que:

- k é a constante do período característico;
- Q é a vazão em m^3/s ;
- a é constante de recessão.

A aplicação do método de separação de fluxo de base proposto por Eckhardt (2005) parte do pressuposto de que o escoamento proveniente do aquífero é linearmente proporcional ao volume de água armazenado. Chapman (1999) demonstrou que, para recessões de curta duração (~10 dias), o modelo linear é uma boa aproximação, ao passo que Wittenberg (1999) aponta limitações para períodos mais longos devido à heterogeneidade do meio. Desse modo, adotou-se aqui para o cálculo da constante de recessão comprimento fixo de 11 dias, que se situa dentro da fase mais estável e seca dos hidrogramas analisados, minimizando influências de eventos de recarga recentes. Complementarmente, Tallaksen (1989) sugere a padronização das recessões, mantendo constante o comprimento do período, de modo a reduzir variabilidades decorrentes de limitações do modelo exponencial e permitir melhor avaliação dos fatores naturais que influenciam a recessão.

Esclarece-se que o fim do período adotado não precisa ser necessariamente o dia de

menor vazão; o mais importante é que o intervalo selecionado represente de forma adequada a recessão do escoamento de base. Isso significa que o término pode coincidir com o ponto em que a curva de recessão se ajusta melhor ao hidrograma, mesmo que não seja o dia de menor vazão, conforme demonstrado pelo USGS (2014). Assim, a escolha do período de 11 dias baseou-se na busca por um intervalo com vazões baixas e consistentemente decrescentes, atendendo à recomendação de Rutledge (1998, *apud* HOFFMANN, 2017; HOFFMANN *et al.*, 2022) de utilizar períodos entre 10 e 20 dias, e de Tallaksen (1995), que sugere um comprimento mínimo de recessão entre 5 e 10 dias. Ressalta-se que, nesse período mais seco, a curva de recessão é atenuada pela evapotranspiração da água subterrânea, o que contribui para uma estimativa conservadora (RISSER *et al.*, 2005).

Uma vez obtida a constante de recessão a , o parâmetro BFI_{max} foi obtido aplicando-se o filtro reverso de Collishonn e Fan (2012). Esse filtro consiste em percorrer o período de recessão de modo a encontrar o dia de menor vazão no qual o fluxo de base pode ser considerado semelhante ao fluxo total. Dessa forma, os autores concluíram que a vazão de base num intervalo de tempo imediatamente anterior pode ser obtida multiplicando-a pela constante de recessão a , conforme demonstrado na Equação 24.

$$b'_{i-1} = \frac{b'_i}{a} \quad (24)$$

Com isso, foi possível calcular o parâmetro BFI_{max} , por meio da Equação 25, como sendo a razão entre o somatório de todas as vazões de base calculadas para o período de recessão e o somatório dos fluxos totais medidos nas estações fluviométricas.

$$BFI_{max} = \frac{\sum_1^n b_i}{\sum_1^n y_i} \quad (25)$$

Seguindo os procedimentos adotados por Collishonn e Fan (2012), a modelagem dos parâmetros BFI máximos em função da razão Q_{90}/Q_{50} , foi realizada por meio de regressão linear para cada estação fluviométrica de cada uma das sub-bacias adotadas para o SAB-Oeste, a fim de obter os parâmetros de regressão a e b da Equação 26.

$$BFI_{max} = a \cdot \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + b \quad (26)$$

Uma vez obtidos os valores dos fluxos totais para cada estação fluviométrica adotada para o SAB-Oeste, foi possível regionalizá-los por meio de regressão linear e transformadas

lineares para serem aplicados na bacia do rio Sobrado. Para a separação do fluxo de base, aplicou-se a Equação 21 de forma recursiva a cada mês do ano hidrológico, tomando como ponto de partida o mês de setembro, considerando a vazão de base inicial igual à vazão Q_{t+11} . Essa separação foi realizada a partir de equações de vazões totais médias e de permanência, regionalizadas a cada mês para a bacia do rio Sobrado. Com isso foi calculada a recarga (mm/ano) de forma regionalizada para a bacia do rio Sobrado, baseando-se na hipótese de que a recarga é igual ao escoamento de base do rio conforme Equação 27 (MATTIUZI *et al.*, 2016).

$$TR = \frac{\bar{b}}{A} \cdot 1000.31622400 \quad (27)$$

Em que TR é a taxa de recarga aquífera (mm/ano), \bar{b} é a média dos valores de vazão de base (m^3/s) e A é a área da bacia (m^2).

Após o cálculo das taxas de recarga, a análise morfométrica de oito sub-bacias do SAB-Oeste foi incorporada para avaliar como características como a densidade de drenagem, textura topográfica, índice de circularidade e declividade média influenciam a capacidade de infiltração e, conseqüentemente, a recarga aquífera.

4.9 Cálculo das vazões Q50 e Q90

O cálculo das vazões Q50 e Q90 teve como objetivo modelar a Equação 26 para obter o índice de Fluxo de Base máximo (BFI_{max}). Isso decorre do fato de que os órgãos gestores estaduais responsáveis pela área de estudo frequentemente não dispõem de procedimentos adequados para estimar esses parâmetros. Quando esses procedimentos existem, eles não costumam ser aplicados de forma regionalizada, mas sim como valores médios para cada classe de aquífero.

No caso de aquíferos cársticos interfronteiriços, as vazões médias também apresentam variações significativas entre estados, uma vez que os estudos contratados para este fim são realizados em âmbito estadual. Tal abordagem inviabiliza o uso equitativo da água, pois a bacia hidrogeológica frequentemente se sobrepõe aos limites das sub-bacias hidrográficas, resultando na captação da água produzida em uma sub-bacia por outra. Por isso, propõe-se que a captação em cada região ou sub-bacia seja baseada na sua contribuição específica, e não em um valor médio do aquífero.

É importante destacar que, no nível de gestão estadual, é comum o uso de equações

regionalizadas para estimar vazões mínimas, mas sem separá-las por classe de aquífero. Quando se trata de aquíferos cársticos, essa regionalização deve ser realizada considerando bacias do mesmo sistema aquífero carbonático, diante das incertezas provenientes das especificidades do carste. Para este estudo, foram analisadas nove sub-bacias do SAB-Oeste com dados de vazões disponíveis no sistema HidroWeb.

Desse modo, o cálculo das vazões Q90/Q50 para a bacia do Rio Sobrado foi regionalizado a partir desses dados. A equação de regressão apresentada no item anterior (Equação 26) permitiu calcular o índice BFI_{max} com base nas relações de vazões de permanência, viabilizando, assim, a estimativa da taxa de recarga aquífera para a bacia do rio Sobrado aplicando o filtro de Eckhardt (2005). Deve-se ainda considerar que métodos diretos ou ainda cálculos complexos para obtenção da taxa de recarga subterrânea são muito onerosos, e por isso, são muitas vezes negligenciados. Desse modo, buscou-se avaliar neste estudo a viabilidade da obtenção da taxa de recarga para a área de estudo em função da razão Q90/Q50, o que torna o processo mais prático, pois o cálculo e utilização de vazões de permanência superficiais já são realidade na maioria dos órgãos gestores.

Para o cálculo das vazões Q50 e Q90 foi utilizada a metodologia apresentada por Collischonn e Dornelles (2013) que se baseia na construção da curva de permanência. Essa curva permite indicar os valores dos quantis de 1 a 99%. Sendo que o percentil 10% correspondem à vazão Q90, ou seja, a vazão que é igualada ou superada 90% do tempo. Já o percentil 50% informam a Q50, ou seja, a vazão que é igualada ou superada 50% do tempo.

Para elaborar as curvas de permanência de vazões das estações fluviométricas, foram consideradas as medições das vazões médias diárias dos últimos 10 anos para as bacias que dispunham desses dados. Nos casos em que tal período não estava disponível, utilizou-se o maior intervalo de tempo possível para cada estação. A construção das curvas de permanência foi realizada seguindo o procedimento descrito por Garcia *et al.* (2020), com o auxílio do software SisCAH1.0 (SOUSA *et al.*, 2009). Foram desconsiderados os anos que apresentavam séries de dados incompletas, aplicando o método conforme descrito a seguir:

- i. Ordenar as vazões em ordem decrescente;
- ii. atribuir a cada vazão ordenada a sua respectiva ordem de classificação;
- iii. associar a cada vazão ordenada a sua respectiva frequência de ser igualada ou

superada e

- iv. lançar em um gráfico as vazões ordenadas e suas respectivas porcentagens no intervalo de tempo considerado.

Como o objetivo é justamente adequar o cálculo da recarga subterrânea à realidade dos órgãos gestores, foi utilizada a metodologia de regionalização de vazões tradicional, baseada na adoção de equações de regressão regionais conforme apregoam Tucci (2001) e Eletrobras (1985).

4.10 Aplicação do método APLIS

A espacialização da taxa de recarga aquífera média anual na bacia do rio Sobrado, foi calculada empregando o método APLIS em duas versões: a original proposta por Andreo *et al.* (2004) e uma versão adaptada por Teixeira (2023) e Teixeira *et al.* (2024) às condições do Sistema Aquífero Bambuí, a qual, por sua vez, baseia-se na modificação metodológica previamente introduzida por Marín (2009, *apud* KIRN *et al.*, 2017), com a inclusão do fator de homogeneidade (Fh). Todas as etapas de processamento espacial e geração dos mapas temáticos foram realizadas no software QGIS-Versão 3.22.7 (QGIS, 2022). Esta análise tem a finalidade de comparar as taxas de recarga obtidas pela separação do fluxo de base aplicando o filtro de Eckhardt (2005) e por meio da média do balanço hídrico em depressões cársticas, hipótese central desta tese, com os resultados obtidos pelos métodos APLIS citados.

O método APLIS estima a taxa média anual de recarga de aquíferos carbonáticos, originada exclusivamente da precipitação e expressa como uma porcentagem desta. O método permite a criação de mapas de distribuição espacial das taxas de recarga estimadas, combinando variáveis intrínsecas que influenciam a recarga em aquíferos cársticos. Esta metodologia paramétrica é baseada em um sistema de informação geográfica (NANOU *et al.*, 2024). O referido método foi projetado para ser aplicado em áreas extensas, fundamentado na utilização de mapas temáticos disponíveis por instituições públicas, como cartas litológicas, pedológicas e de relevo (ANDREO *et al.*, 2004).

Teixeira (2023) e Teixeira *et al.* (2024) propuseram adaptações no método APLIS para aplicação em ambiente cárstico tropical, calibrado para o Sistema Aquífero Bambuí, especificamente para o carste da Área de Preservação Ambiental (APA) de Lagoa Santa e arredores. As importantes adaptações (Equação 28), além da reclassificação das variáveis de

litologia, solo e infiltração preferencial com base em dados regionais, envolveram a calibração dos pesos atribuídos aos parâmetros físicos em relação ao método APLIS original (Equação 29) por meio de métodos diretos, a partir do monitoramento potenciométrico e fluvial.

$$R_{adaptado} = \frac{(0,5A + P + 2L + 3I + 1,5S)F_h}{0,9} \quad (28)$$

$$R = \frac{(A + P + 3L + 2I + S)}{0,9} \quad (29)$$

Em que:

- R é a taxa de recarga aquífera média anual em porcentagem calculada pelo método APLIS original;
- $R_{adaptado}$ é a taxa de recarga aquífera média anual em porcentagem calculada pelo método APLIS com as adaptações de Teixeira (2023) e Teixeira *et al.* (2024);
- A é a altitude (em metros);
- P é a declividade (em percentual);
- L é a litologia;
- I é a forma de infiltração, representa as feições superficiais que influenciam o potencial de infiltração da precipitação;
- S é o tipo de solo e
- F_h é o fator de correção de permeabilidade.

Para a análise, utilizou-se um Modelo Digital de Elevação (MDE) derivado de Interferometria de par de imagens Sentinel 1-IW, com resolução horizontal de 15 metros e precisão vertical de 7,16 metros (BRAUN, 2021a; BRAUN, 2021b). Os dados pedológicos foram baseados em cartas do IBGE (2021), enquanto os dados litológicos foram extraídos do mapa geológico do Tocantins (RIBEIRO *et al.*, 2022). Ambos os conjuntos de dados, pedológicos e litológicos, foram elaborados na escala 1:250.000.

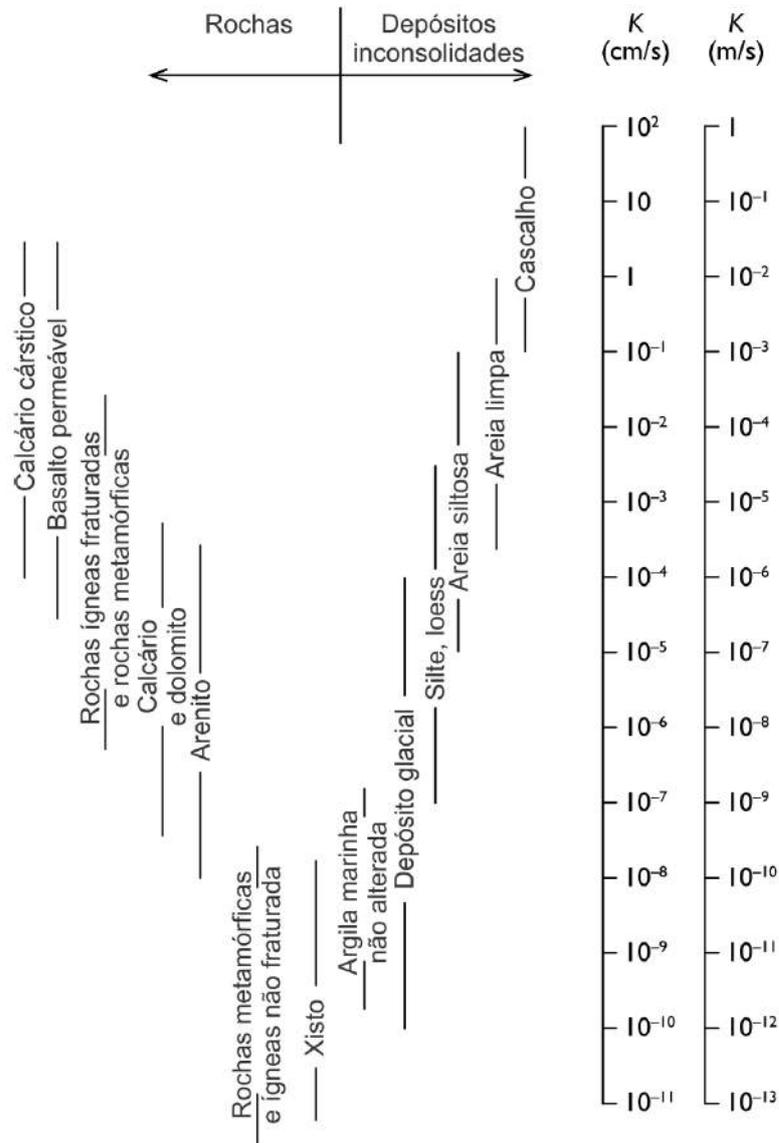
A classificação das formas de infiltração (I) foi baseada na metodologia de Teixeira (2023) e Teixeira *et al.* (2024), que categoriza a infiltração conforme as formas de relevo. Neste estudo, os afloramentos de rocha foram identificados a partir da classificação de uso e cobertura da terra descrita anteriormente, utilizando imagens Planet (2023) e interpretação supervisionada. Esses afloramentos foram considerados como uma classe com potencial de infiltração abundante, atribuindo-se uma pontuação igual a 10; as depressões cársticas foram classificadas como infiltração moderada, com pontuação igual a 5; e solos foram considerados como classe de infiltração escassa, com pontuação igual a 1. Parte-se da premissa de que, em áreas de afloramentos rochosos e dolinas, o contato com o aquífero é facilitado devido à ligação direta por meio de condutos de dissolução cárstica, fraturas e sumidouros (ABDULLAH *et al.*, 2010). Os cálculos foram efetuados tanto para o método APLIS quanto para o método APLIS adaptado.

Na referida adaptação foi usada uma escala litológica de pontuação variando de 1 a 10, de acordo com a permeabilidade do meio e influência na recarga: metacalcários carstificados recebeu pontuação igual a 8, metacalcários fissurados 6, sedimentos inconsolidados 4, rochas plutônicas 2 e metapelitos 1. No entanto, a bacia do rio Sobrado, conforme Ribeiro *et al.* (2022), apresenta características litológicas diferentes, a parte carbonática é constituída de metacalcarenitos, além de apresentar siltitos e areia/areia arcoseana em áreas próximas a foz do rio Sobrado.

Essas variações resultam da heterogeneidade espacial da recarga dentro dos sistemas cársticos, destacando a importância de considerar as condições geológicas e hidrológicas locais em suas avaliações (NANOU *et al.*, 2024). Por isso, foi preciso ajustar a pontuação para as classes litológicas da área da bacia, referentes aos metacalcarenitos, areia/areia arcoseana, siltitos, aglomerados/laterita e para ordem de solos dos Neossolos.

A escala adotada por Teixeira *et al.* (2024), bem como a classificação quanto ao índice de permeabilidade de diferentes materiais geológicos de Freeze e Cherry (2017) (Figura 19), foram utilizadas como base para classificar as características geológicas e estruturais específicas da bacia do rio Sobrado. Para os metacalcarenitos, considerando sua permeabilidade e as características litológicas, adotou-se o peso 5. Isso os coloca entre os metacalcários fissurados (peso 6) e os sedimentos inconsolidados (peso 4), refletindo uma permeabilidade intermediária.

Figura 19 – Intervalos de valores de Condutividade Hidráulica (K) para diferentes materiais geológicos.



Fonte: Adaptado de Freeze e Cherry (2017).

Como a areia geralmente tem alta permeabilidade, adotou-se o peso 7 tanto para areia quanto para areia arcoseana. Em relação às áreas constituídas por siltitos, que possuem permeabilidade moderada a baixa devido à sua textura fina e compactação, foi atribuído um peso de 3. Isso coloca os siltitos em uma posição intermediária em termos de capacidade de infiltração, entre as rochas plutônicas e os sedimentos inconsolidados (CHIOSSI, 2013).

As ordens de solos consideradas neste estudo para fins de estimativa da recarga aquífera, que recobrem a maior parte da área total da bacia, predominam as classes de Neossolos (54,07%), Cambissolos (26,09%) e Latossolos (16,66%). Em menor proporção ocorrem os Gleissolos, além de afloramentos de calcário. Adotou-se o peso 7 para afloramentos de calcário;

3 para Latossolos e Cambissolos e 1 para Argissolos e Gleissolos. Sendo estes os mesmos pesos adotados por Teixeira *et al.* (2024) que propuseram uma adaptação do método APLIS para ambientes cársticos tropicais, especialmente voltados ao Grupo Bambuí.

A ordem Neossolos na área de estudo engloba majoritariamente duas subordens: os Neossolos Quartzarênicos, de textura arenosa e elevada permeabilidade, e os Neossolos Litólicos, rasos e com presença frequente de afloramentos rochosos. Os Neossolos Quartzarênicos ocorrem predominantemente nas porções mais próximas ao Chapadão Ocidental Baiano, associadas às unidades do Grupo Urucuia, funcionando como zonas de recarga difusa. Já os Neossolos Litólicos ocorrem em suma nas partes mais rebaixadas do relevo, diretamente sobre o embasamento carbonático do Grupo Bambuí, o que favorece a infiltração localizada (NUNES; UAGODA, 2020).

Segundo Andreo *et al.* (2004), no método APLIS o fator solo deve expressar a capacidade de armazenamento e infiltração da água precipitada até a zona saturada, e deixam claro que tanto a textura como a espessura devem ser avaliadas conjuntamente com a classe de solo. Ou seja, Neossolos Litólicos com textura mais argilosa e estrutura densa, ainda que rasos, poderiam receber pesos semelhantes aos Luvisolos (peso 4), dependendo do comportamento hidrológico observado, conforme tabela com sugestões de peso para o parâmetro solo proposta pelos autores.

No método APLIS, solos jovens de textura arenosa, semelhante aos Neossolos Quartzarênicos, por sua alta permeabilidade, são comumente associados a pesos entre 8 e 10 (ANDREO *et al.*, 2004; ALEM *et al.*, 2017; SYAFARINI *et al.*, 2021). Os Neossolos Litólicos, embora pouco desenvolvidos, favorecem a recarga direta por estarem em contato com rochas fraturadas e dissolúveis, como os calcários do Grupo Bambuí. Com base em Fiori *et al.* (2010), observa-se que os Neossolos Quartzarênicos apresentam condutividade hidráulica significativamente mais elevada ao longo de todo o perfil do solo, quando comparados aos Neossolos Litólicos.

Os resultados apresentados por Fiori *et al.* (2010), resumidos na Tabela 3, indicam que os Neossolos Quartzarênicos apresentam condutividade hidráulica mais elevada, com 83% das amostras testadas em profundidade, igual ou acima de 10^{-6} m/s, o que favorece recarga difusa e profunda. Já os Neossolos Litólicos, embora permitam infiltração inicial, mostram-se menos eficazes na percolação vertical, com 76% dos valores em profundidade, abaixo de 10^{-6} m/s.

Tabela 3 – Distribuição percentual de amostras de condutividade hidráulica com base em ensaios de infiltração *in situ* em diferentes ordens de magnitude para Neossolos Quartzarênicos e Litólicos em diferentes profundidades.

| Classe de solo | Ordem de grandeza da condutividade hidráulica em m/s | | | | | | | | |
|-------------------------|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------------------------|-----------|-----------|-----------|
| | Em superfície < 10 cm | | | | | Em profundidade 50 a 200 cm | | | |
| | 10^{-4} | 10^{-5} | 10^{-6} | 10^{-7} | 10^{-8} | 10^{-5} | 10^{-6} | 10^{-7} | 10^{-8} |
| Neossolo Quartzarênicio | 15% | 54,5% | 23% | 7,5% | - | 14,8% | 68,2% | 8% | - |
| Neossolo Litólico | 2,5% | 38% | 48% | 9% | 2,5% | 8% | 16% | 60% | 16% |

Fonte: Adaptado de Fiori *et al.* (2010).

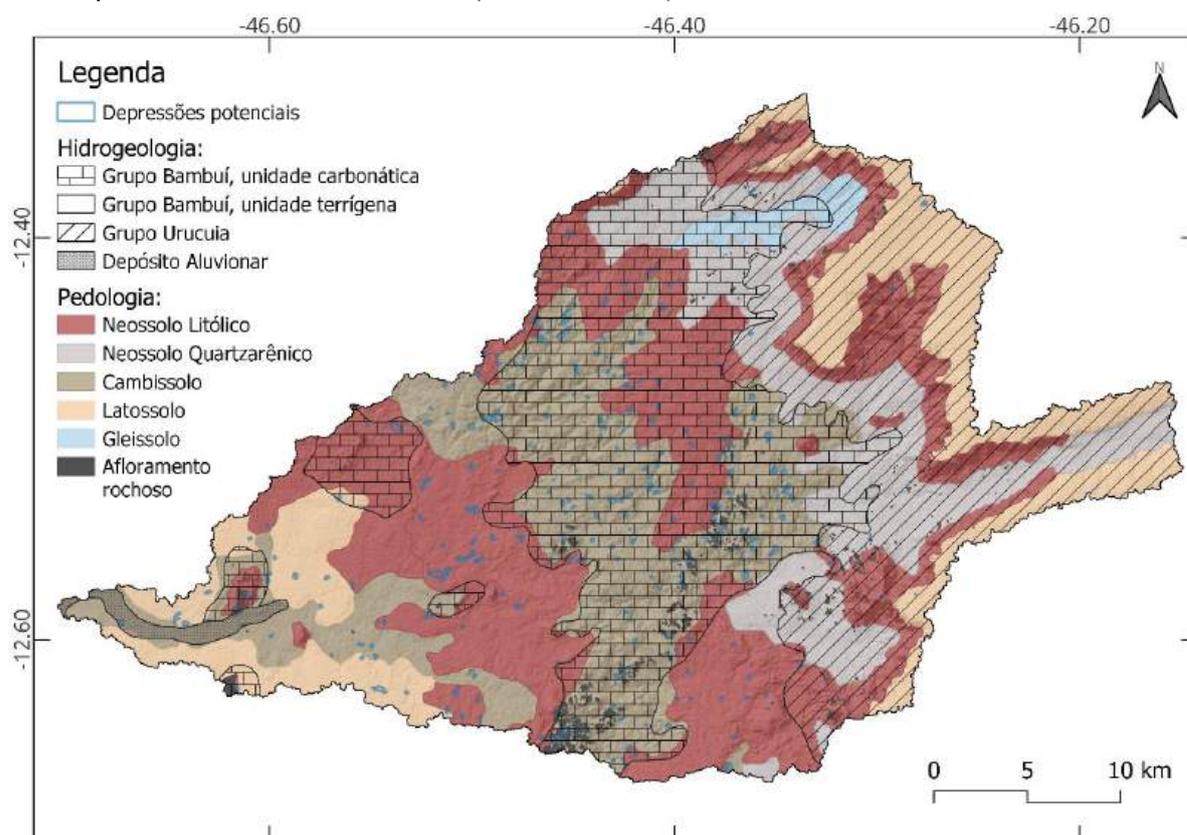
Conforme apresentado na Tabela 3, os Neossolos Litólicos, embora favoreçam infiltração superficial localizada, tendem a apresentar condutividade hidráulica inferior a 10^{-6} m/s em profundidade, o que limita a percolação vertical e favorece perdas por interfluxo. Por outro lado, sua reduzida espessura, geralmente inferior a 0,5 m, pode minimizar perdas por evapotranspiração e permitir o contato mais rápido da água com o epicarste, facilitando a recarga localizada (SANTOS *et al.*, 2021).

Nesse contexto, os pesos atribuídos às classes de solo devem considerar a eficiência relativa de cada tipo em promover a recarga do aquífero. Um solo menos permeável, porém com menor espessura, pode ter um tempo de deslocamento da água até o substrato geológico semelhante ao de um solo mais espesso e com maior condutividade hidráulica. Em resumo, embora os Neossolos Litólicos apresentem menor condutividade hidráulica, eles são substancialmente mais rasos (FIORI *et al.*, 2010), já os Quartzarênicos, nesta bacia, situam-se majoritariamente sobre o grupo Urucua não contribuindo diretamente para a recarga do Sistema Aquífero Bambuí.

Diante da coexistência dessas duas condições na ordem Neossolos da área de estudo, adotou-se um valor intermediário igual a 6 para o fator “solo” no método APLIS, visando representar de forma ponderada a média das condições hidrológicas associadas a essas duas variações de Neossolos. Ressalta-se que, para a área de estudo, considerou-se que os Neossolos Litólicos representam 69,90% da área coberta por essa classe. Além disso, tais distinções pedológicas não foram consideradas determinantes na estimativa da taxa de recarga média anual, uma vez que, no método APLIS, o fator “solo” exerce menor peso em relação a outros componentes mais relevantes, como a litologia e forma de infiltração (Equações 28 e 29), associado ao fato das áreas dominantes nas cartas pedológicas em escala regional invariavelmente sofrem intrusões de diferentes classes de solos.

A Figura 20 demonstra a distribuição espacial aqui adotada para as classes de solos em relação às unidades hidrogeológicas e às depressões cársticas potenciais mapeadas na bacia do rio Sobrado. Observa-se que os Neossolos Litólicos ocorrem com maior frequência sobre as unidades carbonáticas do Grupo Bambuí. Essas zonas também apresentam densidade de depressões maior quando comparada com áreas sob domínio de Neossolos Quartzarênicos, o que evidencia a hipótese de correlação entre a presença de Neossolos Litólicos e os pontos de recarga localizada, dado seu caráter raso e contato direto com o embasamento carbonático.

Figura 20 – Distribuição das classes de solo dominantes e sua relação com unidades hidrogeológicas e depressões cársticas potenciais na bacia do rio Sobrado (Escala 1:250.000).



Fonte: Elaborado pelo autor com base em dados adaptados de IBGE (2021) para as classes de solo dominantes; e Ribeiro *et al.* (2022) para as unidades hidrogeológicas.

Observou-se na área de estudo uma presença significativa de depressões potenciais e afloramentos rochosos em áreas com predomínio de Cambissolos, principalmente sobre o embasamento carbonático do Grupo Bambuí. Este fato está de acordo com os levantamentos realizados por Shinzato (1998), que identificou estes solos como típicos de regiões sob influência direta do calcário. De acordo com o autor, os Cambissolos vérticos, os solos Litólicos, os Vertissolos e as Rendzinas são solos eutróficos, frequentemente associados a ambientes cársticos. Barioni (2007) complementa essa análise ao relatar que, nas dolinas observadas no

Planalto das Dolinas (Carste de Lagoa Santa), são comuns os Cambissolos Gleicos eutróficos de textura argilosa, onde se verifica a ocorrência de surgências e ressurgências.

Com relação à capacidade de infiltração, com base nos resultados obtidos por Souza e Sampaio (2021), foi atribuído o peso 3 às áreas onde predominam as ordens de Latossolos e Cambissolos, mesmo valor adotado por Teixeira *et al.* (2024), ambos em estudos realizados sobre o Sistema Aquífero Bambuí. Souza e Sampaio (2021) demonstraram, por meio de ensaios de infiltração, que essas duas ordens de solo apresentam comportamento hidrológico semelhante em relação à textura e à condutividade hidráulica, com valores variando entre 10^{-3} e 10^{-4} cm.s⁻¹.

Para estimar o fator de correção no APLIS adaptado (Fh), atribuiu-se um fator de 0,1 para áreas com solos de menor permeabilidade, como os Gleissolos, e um fator de 1 para as demais áreas, seguindo procedimento análogo ao de Nanou *et al.* (2024).

Foram elaborados dois quadros com as respectivas pontuações adotadas tanto para o método APLIS original, quanto para o adaptado. O Quadro 7 apresenta as pontuações atribuídas às diferentes classes de altitude, declividade e litologia, enquanto o Quadro 8 detalha as pontuações para as formas de infiltração, tipos de solo, fator de correção (Fh) e as classes sugeridas por González *et al.* (2024) para o percentual de recarga.

Quadro 7 – Pontuações APLIS adotadas para classe de Características Físicas e Litológicas.

| (A) Altitude (m) | | (P) Declividade % | | (L) Litologia | |
|------------------|-----------|-------------------|-----------|-----------------------------|-----------|
| Faixa | Pontuação | Faixa | Pontuação | Faixa | Pontuação |
| ≤300 | 1 | ≤3 | 10 | Metacalcários carstificados | 8 |
| 300-600 | 2 | 3-5 | 9 | Metacalcários fissurados | 6 |
| 600-900 | 3 | 5-10 | 8 | Metacalcarenito | 5 |
| 900-1200 | 4 | 10-15 | 7 | Sedimentos inconsolidados | 4 |
| 1200-1500 | 5 | 15-20 | 6 | Siltitos | 3 |
| 1500-1800 | 6 | 20-30 | 5 | Aglomerados/Laterita | 2 |
| 1800-2100 | 7 | 30-45 | 4 | Rochas plutônicas | 2 |
| 2100-2400 | 8 | 45-65 | 3 | Metapelitos | 1 |
| 2400-2700 | 9 | 65-100 | 2 | ----- | --- |
| > 2700 | 10 | >100 | 1 | ----- | --- |

Fonte: Adaptado de Teixeira (2023) e Teixeira *et al.* (2024).

Quadro 8 – Pontuações APLIS para classe de infiltração, solo, fator de correção e classificação da recarga por faixa de infiltração.

| (I) Forma de infiltração | | (S) Solo | | (Fh) Fator de correção | | (R) Recarga % | |
|--------------------------|-------|-------------------------|-------|------------------------|-------|---------------|-------|
| Faixa | Pont. | Faixa | Pont. | Faixa | Pont. | Faixa | Pont. |
| Afloramento de rocha | 10 | Afloramento de calcário | 7 | Afloramento de rocha | 1 | Muito baixa | < 20 |
| depressões cársticas | 5 | Neossolo | 6 | Gleissolos | 0,1 | Baixa | 20-40 |
| Solo | 1 | Latossolo e Cambissolo | 3 | Demais áreas | 1 | Moderada | 40-60 |
| ----- | --- | Argissolo e Gleissolo | 1 | ----- | --- | Alta | 60-80 |
| ----- | --- | ----- | --- | ----- | --- | Muito alta | > 80 |

Fonte: Adaptado de Teixeira (2023); Teixeira *et al.* (2024) e González *et al.* (2024).

4.11 Validação do método a partir da medição de cloretos

A validade dos métodos indiretos aplicados nesta pesquisa para a estimativa das taxas de recarga foi verificada por meio do método do Balanço de Massa de Cloreto (BMC), o qual permite estimar a recarga de forma direta, a partir da comparação entre as concentrações de cloreto em amostras de água da chuva e de poços profundos na bacia do rio Sobrado. Essa técnica foi utilizada para validar os resultados obtidos pela média do balanço hídrico aplicado em depressões cársticas, pelo método de separação do fluxo de base e métodos APLIS, possibilitando a verificação da coerência entre os valores estimados por diferentes abordagens.

Conforme Al-Charideh (2012), o método BMC pode ser aplicado de forma satisfatória na área de estudo devido às condições climáticas locais, considerando que o cloreto presente na água de percolação é predominantemente de origem atmosférica. Os autores afirmam que, apenas em condições climáticas específicas (áridas e semiáridas), as concentrações de cloreto podem também ser provenientes de resíduos nos solos. Esses resíduos resultam da evaporação na região saturada, com origem tanto na água atmosférica quanto na água subterrânea, que, por ascensão capilar, se deposita na zona evaporativa. Além disso, na maioria dos aquíferos cársticos, devido à grande espessura da zona não saturada, a evapotranspiração da água subterrânea é praticamente insignificante. Por esse motivo, a quantidade de resíduos de cloreto acumulados no solo também é considerada irrelevante.

O método BMC compara a concentração total de cloreto na precipitação com as concentrações de cloreto na água subterrânea. O raciocínio por trás desse método é que, em condições climáticas especiais, o cloreto pode se acumular no solo como resultado da evapotranspiração durante os períodos de pouca ou nenhuma recarga. O cloreto acumulado é

então removido do solo por infiltração de água durante os períodos de recarga (JONES; BANNER, 2000).

O método BMC, fundamenta-se nas seguintes premissas (WOOD, 1999; JONES; BANNER, 2000; SOMARATNE *et al.*, 2013):

- i. o cloreto na água subterrânea origina-se apenas da precipitação diretamente no aquífero;
- ii. o cloreto é conservativo no sistema;
- iii. o fluxo de massa de cloreto não muda com o tempo;
- iv. não existe reciclagem ou concentração de cloreto no aquífero.

Conforme Fontes e Edmunds (1989), as equações básicas de recarga usando o método BMC são:

$$P = R + E \quad (30)$$

Em que P, R e E representam volumes médios (anuais) de precipitação, de recarga e evapotranspiração, respectivamente.

$$P \times C_p = R \times C_R + E \times C_E \quad (31)$$

Onde C é a concentração de cloreto.

Assumindo que o íon cloreto não seja volátil, e que permanece sempre na fase líquida, pode-se considerar $C_E = 0$. Desse modo, têm-se que:

$$R = \frac{C_p}{C_R} \quad (32)$$

A concentração de cloreto em um aquífero pode variar ao longo do ano devido a vários fatores. Essas variações são influenciadas principalmente por mudanças sazonais nas condições climáticas e nos padrões de precipitação.

Para esta validação, foram calculadas as recargas em dois períodos distintos, sendo um no mês de maior recessão (setembro), obtendo amostras de 7 poços tubulares profundos e outro no mês chuvoso (novembro) para 4 poços em sub-bacias diferentes na área de estudo. Sendo que a taxa de recarga foi calculada pela média simples entre as duas medições.

Nas Figuras 21 e 22 constam fotografias da coleta de amostras da água da chuva e de poços tubulares profundos da área de estudo, bem como as amostras recolhidas para análise da

concentração de cloreto. O processo de coleta consistiu no armazenamento de amostras de água de cada poço analisado (Quadro 9) a partir da água bombeada diretamente do poço. A amostra foi armazenada em recipientes de água mineral de um único uso, devidamente lavadas com água de cada poço. Para evitar chance de evaporação entre o período de armazenamento e testagem, as bocas das garrafas foram lacradas com fita crepe.

Quadro 9 – Localização e as características das amostras coletadas para aplicação do método BMC.

| Amostra | Nome da amostra | Localização | Data das coletas |
|---------|--|--------------------------|---------------------|
| A1 | Água da chuva (sede Taguatinga – TO) | 12°24'19" S; 46°26'0" O | 22/11/22 |
| P1 | Poço da comunidade Capeba/Taguatinga – TO | 12°27'11" S; 46°29'1" O | 21/11/22 e 04/09/23 |
| P2 | Poço da comunidade Barreiro D'Anta/Taguatinga – TO | 12°34'7" S; 46°25'39" O | 22/11/22 e 05/09/23 |
| P3 | Poço da comunidade Sapateiro/Taguatinga – TO | 12°32'54" S; 46°24'41" O | 23/11/22 e 05/09/23 |
| P4 | Poço da localidade Rodeio/Taguatinga – TO | 12°24'49" S; 46°25'41" O | 04/09/23 |
| P5 | Poço da Comunidade Cajazeiras/Aurora – TO | 12°35'59" S; 46°23'20" O | 05/09/23 |
| P6 | Poço da Comunidade Palma/Aurora – TO | 12°40'13" S; 46°21'44" O | 05/09/23 |
| P7 | Poço da Comunidade Chapada Limpa/Aurora – TO | 12°38'50" S; 46°22'59" O | 05/09/23 |

Figura 21 – Coleta e armazenamento de amostras de água de poços profundos e da chuva da área de estudo.

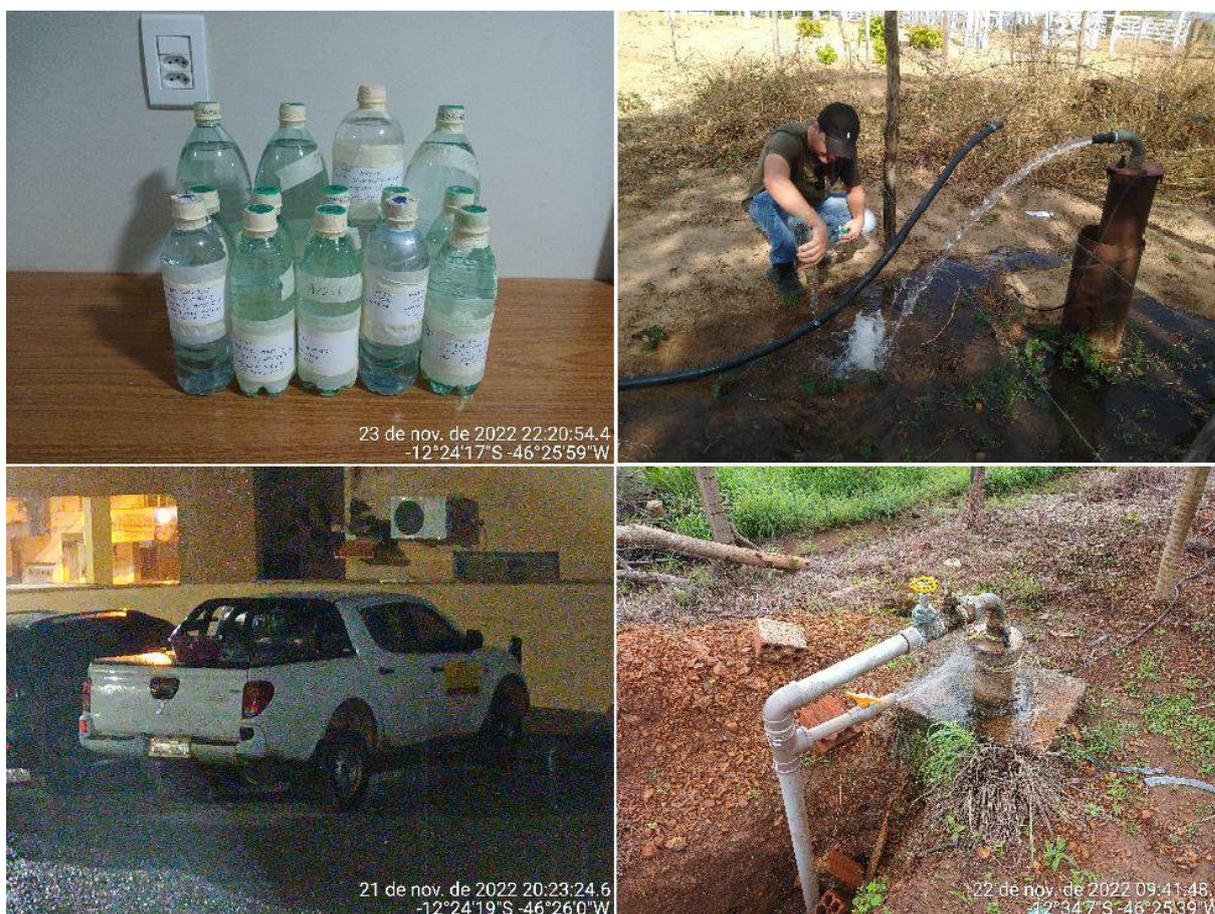


Fonte: Acervo do autor.

O íon cloreto (Cl^-) foi analisado utilizando titulometria alfa, que é um método argentométrico. Este método envolve a titulação de uma solução neutra ou ligeiramente alcalina de íons cloreto com uma solução padrão de nitrato de prata (AgNO_3), utilizando cromato de potássio como indicador. As coletas de amostras de chuva e de poços foram realizadas seguindo protocolos específicos para garantir a representatividade e integridade das amostras. As análises foram realizadas no laboratório de química da UFT (Lapeq).

Frisa-se que este cálculo tem o intuito de validação, proporcionando uma estimativa aproximada da taxa de recarga aquífera na área de estudo, para fins de comparação com os métodos indiretos anteriormente apresentados. Desse modo, variações nas concentrações de cloreto em diferentes eventos de precipitação podem trazer alterações nos resultados. Do mesmo modo, medidas feitas em diferentes poços ao longo de todo ano hidrológico traria resultados mais precisos.

Figura 22 – Processo de Coleta de Água para Estudo de Recarga Aquífera.



Fonte: Acervo do autor.

4.12 Estações utilizadas como fonte de dados para aplicação do método

Para o desenvolvimento desta pesquisa, foram utilizados dados pluviométricos e fluviométricos disponíveis no banco de dados HidroWeb da Agência Nacional de Águas (ANA, 2021). Também foram considerados dados climatológicos provenientes de estações meteorológicas obtidos no INMET (2021).

Os dados dos postos fluviométricos foram utilizados para regionalizações de vazões médias mensais, das vazões de permanência (Q90 e Q50) e das vazões características do período de recessão, de modo a viabilizar a estimativa da constante de recessão para a bacia do rio Sobrado, que não dispõe de dados de vazão em sua foz. Os dados dos pluviômetros foram aplicados para estimar as precipitações médias diárias, utilizadas como dados de entrada para o balanço hídrico nas áreas de depressões potenciais detectadas e delimitadas neste estudo, para a bacia do rio Sobrado, com base na precipitação acumulada para o recorte temporal de 2012 a 2021.

Os dados climatológicos das estações meteorológicas foram empregados no cálculo da evapotranspiração real, que é um pré-requisito para o cálculo da taxa de recarga a partir do balanço hídrico de depressões cársticas, conforme detalhado anteriormente.

As estações meteorológicas e os postos pluviométricos foram escolhidos de maneira a aproveitar ao máximo as estações disponíveis, preservando a representatividade em diferentes latitudes, a fim de caracterizar de forma precisa os dados climatológicos e de precipitação. Na seleção das estações fluviométricas, buscou-se evitar duplicidade de postos em uma mesma sub-bacia, além de priorizar os postos localizados no interior da área de estudo.

As estações climatológicas selecionadas e os respectivos dados coletados estão apresentados na Tabela 9, e sua distribuição espacial consta na Figura 37. A localização dos pluviômetros e fluviômetros, bem como a precipitação média anual adotada para as áreas de influência definidas pelos polígonos de Thiessen, encontram-se ilustradas na Figura 40. Já os dados dos postos fluviométricos utilizados e suas principais características estão detalhados nas Tabelas 14, 15 e 16. Para os postos com séries históricas disponíveis, foi priorizado um recorte temporal de 10 anos (2012-2021), o mesmo adotado para a coleta de dados pluviométricos e climatológicos. Contudo, nem todos os postos dispunham dessa série completa.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Detecção de depressões cársticas

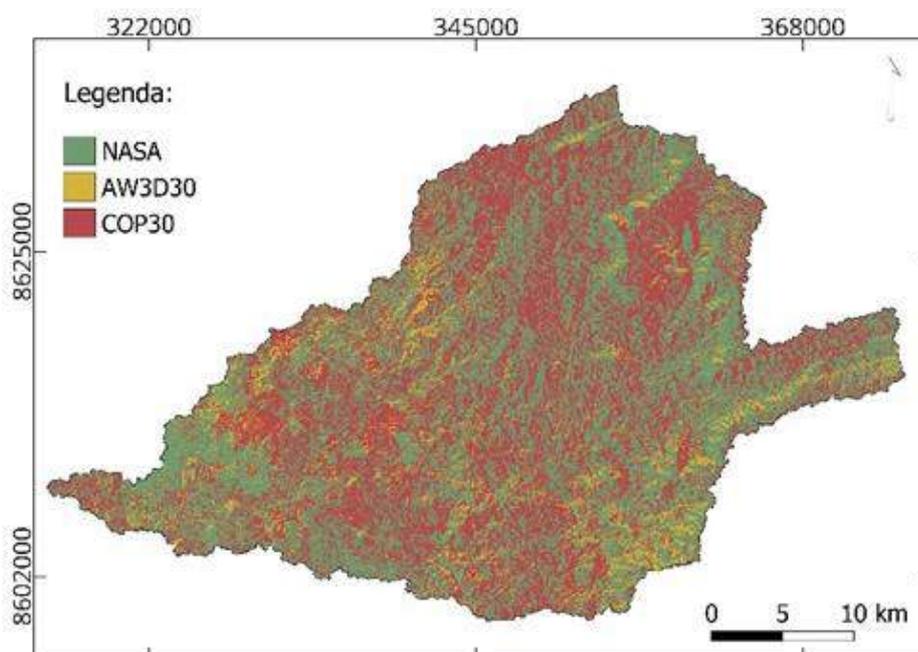
A Tabela 4 contém as quantidades de depressões detectadas pela diferença entre os MDEs preenchidos e não preenchidos e a quantidade de depressões com potencial de pertencerem ao carste da área de estudo e que podem atuar como fonte de recarga localizada no sistema aquífero.

Tabela 4 – Depressões detectadas por MDE utilizado.

| MDE | Res. Horizontal | Depressões detectadas (Dd) | Depressões potenciais (Dp) | $\frac{Dp}{Dd}(\%)$ |
|------------|-----------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------|
| COP30 | 30 m | 379 | 159 | 41,95 |
| NASA | 30 m | 206 | 147 | 71,35 |
| AW3D30 | 30 m | 258 | 148 | 57,36 |
| Fusão | 30 m | 171 | 167 | 97,66 |
| Sentinel-1 | 15 m | 284 | 130 | 45,77 |

O MDE referente à fusão, com resolução horizontal de 30 m, considerou a menor altitude para cada pixel dentre os MDEs utilizados. Ele foi o modelo que apresentou o menor número de falsos positivos. Os resultados demonstraram que o procedimento diminuiu a interferência de feições de superfície que implicaram em falsas depressões. O raster fusionado constituiu-se de 48,36% de dados do MDE NASA, 8,10% do AW3D30 e 43,54% do Copernicus Glo-30 (COP30). A Figura 23 representa a distribuição espacial dos valores considerados de cada célula dos MDEs sobre a área de estudo, que originaram o MDE híbrido.

Figura 23 – Distribuição espacial dos valores considerados para cada célula dos MDEs que originaram o MDE híbrido.

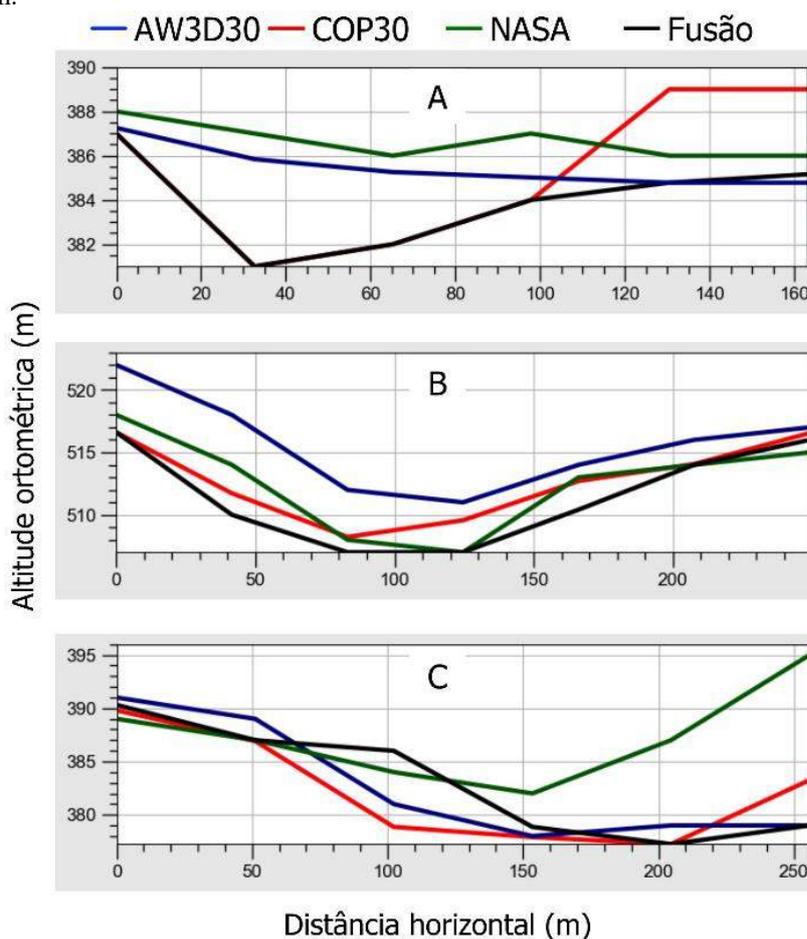


Fonte: Elaborado pelo autor.

As quantidades de depressões consideradas potenciais para cada MDE ficaram próximas, variando de 147 (NASA) a 167 (Fusão). Estas depressões nem sempre se coincidiram, havendo depressões detectadas especificamente para cada MDE, sendo: 50 depressões potenciais detectadas unicamente pelo MDE NASA, 26 pelo AW3D30, 24 pelo COP30 e 12 pelo MDE fusionado. Este resultado reforça a importância da utilização de variados MDEs e do MDE híbrido para detecção de depressões cársticas.

Na Figura 24, a seção transversal “A” representa uma depressão detectada pelo MDE COP30 e pelo MDE híbrido, ao passo que se obteve resultados falso-negativos pelos MDEs NASA e AW3D30. Na mesma figura, “B” refere-se a uma depressão detectada por todos os MDEs utilizados com resolução horizontal de 30 m; e “C” representa uma depressão detectada pelos MDEs NASA e COP 30 e falso-negativo pelo MDE AW3D30 e pela fusão, que apesar de apresentarem uma delicada concavidade no plano da figura, não foi suficiente para formar uma depressão fechada.

Figura 24 – Seções transversais correspondentes à três depressões detectadas a partir dos MDEs utilizados com resolução de 30 m.

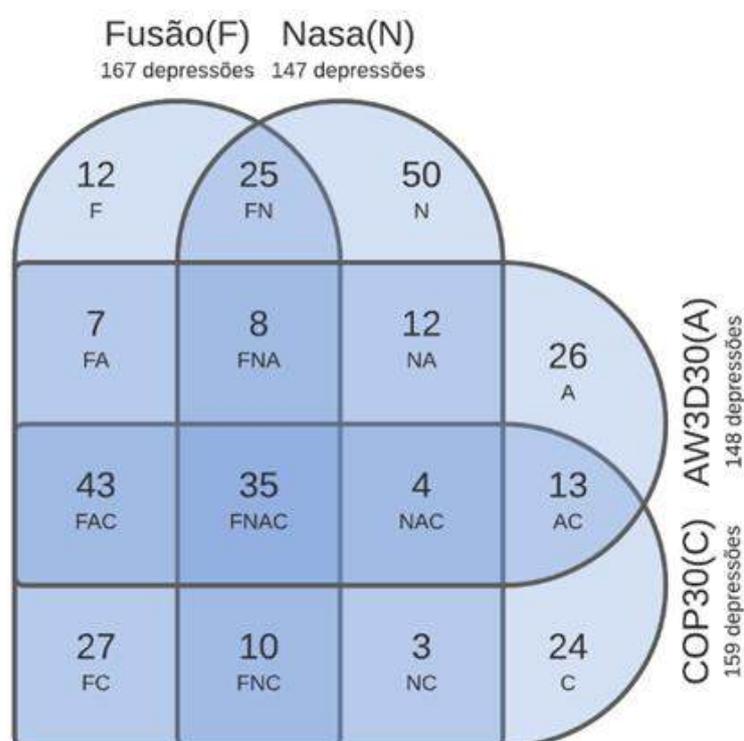


Fonte: Elaborado pelo autor.

O diagrama de Venn apresentado na Figura 25, ilustra as intersecções das depressões potenciais detectadas entre os MDEs com resolução de 30 m utilizados, observa-se que apenas 35 depressões são comuns aos 4 MDEs utilizados. A união das depressões potenciais detectadas, totalizou 299 depressões na área de estudo.

Ao se aplicar o método de detecção e eliminação de falsos positivos para o MDE obtido por interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW com resolução de 15 m, foram obtidas 130 depressões que coincidiram com as depressões detectadas pelos MDEs globais.

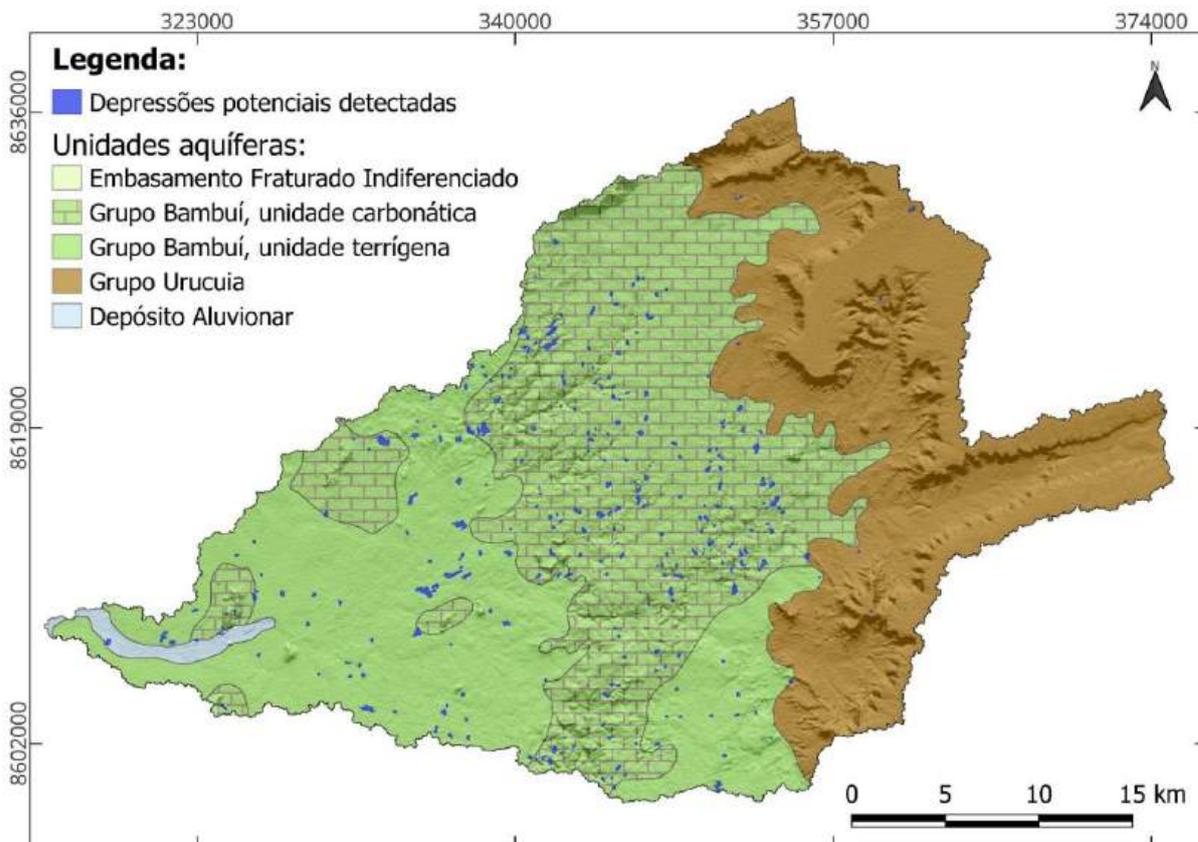
Figura 25 – Diagrama de Venn das depressões potenciais detectadas entre os MDEs com resolução de 30 m utilizados na pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na bacia do rio Sobrado, 90% (270 unidades) estão sobre o Grupo Bambuí, onde 72% (196 unidades) de suas depressões localizam-se sobre a unidade carbonática e 28% (74 unidades) sobre a unidade terrígena. Estas depressões estão representadas no mapa da Figura 26.

Figura 26 – Depressões potenciais detectadas na bacia do rio Sobrado sobre o mapa de unidades aquíferas e relevo sombreado com exagero vertical de 3 x (azimute e elevação de insolação de 0 e 45°, respectivamente); a partir do modelo digital de elevação obtido por interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados vetoriais de CPRM (2021) com escala 1:250.000.

Fisher e Tate (2006) destacam que diferentes métodos de interpolação podem gerar variações significativas na precisão do MDE. Nenhum método é universalmente melhor, e a escolha depende do tipo de terreno e da distribuição dos dados originais. A escolha do MDE adequado deve considerar a resolução e a complexidade do relevo, pois terrenos mais irregulares podem exigir modelos de maior resolução para minimizar os erros. Quanto aos erros verticais nos MDEs, tem-se a Raiz do Erro Médio Quadrático (REM_Q) como uma métrica amplamente utilizada para avaliar a precisão vertical de um MDE. Segundo os autores, o REM_Q é calculado comparando os valores de elevação do MDE com um conjunto de referência mais preciso, que podem ser “pontos de controle” obtidos a partir de pontos GNSS. O REM_Q possui a propriedade de ser sempre positivo e é comumente relatado como um único valor global para um MDE.

Na literatura científica sobre Modelos Digitais de Elevação (MDEs) no Brasil, é comum encontrar o termo Erro Médio Quadrático (EM_Q) sendo utilizado como sinônimo da Raiz do

Erro Médio Quadrático (REMQ) (SOUZA, 2015). Dado esse contexto, para evitar ambiguidades, adotou-se, neste trabalho, o termo REMQ para definir a precisão vertical dos MDEs utilizados.

A precisão vertical para cada MDE utilizado nesta pesquisa foi calculada a partir de 384 pontos de controle sobre o terreno da área de estudo (bacia do rio Sobrado) obtidos por receptores GNSS geodésicos com desvio padrão (precisão) variando de 0,00 a 0,10 m para a altitude (Tabela 5), oriundos de vértices materializados de imóveis georreferenciados na área (SIGEF, 2021).

Tabela 5 – Precisão altimétrica dos MDEs utilizados para a área de estudo.

| MDE | NASA | AW3D30 | COP30 | Fusão | Sentinel |
|----------|-------|--------|-------|-------|----------|
| REMQ (m) | 23,01 | 22,98 | 17,12 | 6,57 | 7,16 |

O MDE híbrido obteve o menor erro médio quadrático dentre os MDEs utilizados. É possível que o procedimento tenha contribuído para melhoria da precisão vertical, considerando que os principais problemas enfrentados pelos MDEs globais estão relacionados à detecção de feições de superfície, como: feições de dossel, edificações e interferências atmosféricas.

Erros advindos na detecção de falhas (pixels sem valor altimétrico) foram evitados ao atribuir para estes casos uma altitude padrão a qual considera um valor maior que a altitude máxima para a área de estudo, ou seja, na ausência de dados considera-se o segundo menor valor dentre os MDEs. No entanto, os pontos de controle são geralmente coletados em locais com relevo pouco ondulado e com menor densidade de vegetação, visando facilitar o acesso. Portanto, não se pode presumir que para áreas de relevo escarpado, por exemplo, houve melhoria na qualidade altimétrica do MDE fusionado.

Isso motivou a delimitação das depressões detectadas pelo o MDE oriundo das imagens Sentinel-1, com resolução horizontal de 15 m. A precisão vertical obtida para este MDE foi de 7,16 m (REMQ), muito próxima da precisão do MDE híbrido. O cuidado prévio de avaliar a precisão vertical de MDEs obtidos a partir de processamento interferométrico de imagens Sentinel-1 é recomendado por Braun (2021a), pois, na maioria das vezes, em áreas de vegetação densa e linhas de base perpendiculares muito curtas podem surgir erros de elevação por descorrelação de fase, que apesar de uma resolução espacial melhor, podem apresentar menor qualidade em comparação com MDEs globais gratuitos.

Como visto na descrição da metodologia desta etapa, a delimitação das depressões

baseia-se no contorno fechado de curvas de nível extraídas do MDE oriundo das imagens Sentinel-1, posteriormente reamostrado para 5m com o objetivo de extrair curvas de nível com uma equidistância de 1m. Esta equidistância deve-se apenas ao fato de captar o contorno externo da depressão delimitada de forma mais próxima possível da realidade de campo, uma vez que interessa para o estudo apenas a geometria do contorno externo das depressões, onde foi realizado o balanço hídrico correspondente às áreas das depressões.

Carvalho Júnior *et al.* (2013) sugerem que a resolução do MDE influencia diretamente na capacidade de detecção das depressões menores. Embora não tenham definido uma área mínima teórica, eles utilizaram critérios morfométricos para filtrar falsas depressões, análogo aos aqui utilizados, incluindo a área mínima. Por outro lado, adotaram um limiar prático com a área mínima de 16.200 m² para identificação de depressões maiores dentro da resolução do SRTM (90 m) disponível à época para o Brasil. No entanto, o critério de área mínima serviu mais como um filtro para identificar potenciais falsas depressões, como feições erosivas ou causadas por ruído nos dados, do que como uma métrica para avaliar a precisão espacial da delimitação.

É raro na literatura menções específicas sobre uma área mínima para delimitação de depressões cársticas usando MDEs de baixa a média resolução. Vital *et al.* (2020) trabalharam com depressões acima de 1 km² na bacia do Paraíba, mas não menciona um mínimo teórico. Ferrari *et al.* (1998) analisaram depressões poligonais no Vale do Ribeira, destacando que as mais circulares tinham menor área, mas sem definir um limiar. No entanto, Amaral *et al.* (2024) adotaram um número mínimo de nove pixels para ser classificado como uma depressão em estudos tendo como MDE de origem, o Copernicus com resolução horizontal de 30 m, que conforme Tabela 4, apresentou resolução vertical (REMQ) de 17,12 m para a área da bacia do rio Sobrado.

Na Tabela 5, percebe-se que a menor depressão delimitada tem área de 2.740 m² e que 75% das depressões têm área maior que 12.180 m². Estes dados demonstram adequabilidade planimétrica das áreas das depressões delimitadas em relação à resolução espacial do MDE de origem (15 m). Pois a menor depressão (2.740 m²) possui índice de erro posicional (EP) igual a $\pm 15,8$ m (considerando a reamostragem para 5 m, $EP = \sqrt{15^2 + 5^2}$) menor que 25% do diâmetro média desta menor depressão (FISHER; TATE, 2008). Além disso, a resolução horizontal de 15m do MDE de origem, tem a área equivalente a 9 pixels ou 2025 m², menor

que a área da menor depressão delimitada. Sendo que 75% das depressões têm área maior que 54 pixels do MDE.

Para o mapeamento digital de solos, Teske *et al.* (2014) esclarecem que para a escala de 1:20.000, a área mínima mapeável ($0,4 \text{ cm}^2$) é de 16.000 m^2 (1,6 ha). De acordo com McBratney *et al.* (2003), um pixel de 20 metros seria adequado para mapas na escala de 1:20.000. Desses dados, pôde-se aqui calcular a área mínima mapeável para um pixel de 15 metros, a partir da relação entre a área mínima mapeável e o tamanho do pixel ($20 \times 20 = 400 \text{ m}^2$) sugerido para a escala de 1:20.000. Portanto, a área mínima mapeável para um pixel de 15 metros seria de aproximadamente 9.000 m^2 . Neste estudo, 85% das depressões detectadas têm área maior que 9.007 m^2 (Tabela 5), sendo que a área das depressões detectadas menores que este limiar, somam apenas 25,74 ha, perfazendo apenas 3,2% da área total, sendo que erros advindos dessas depressões, não influenciam no balanço hídrico das depressões quando tomadas em conjunto.

Além disso, a precisão planimétrica (15 m) do MDE foi avaliada conforme o Decreto Federal 89.817/1984, resultando em um Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC) planimétrico de 24,7 m ($1,6449 \times 15 = 24,7 \text{ m}$, Art. 8º). Adotando-se o limite conservador para feições com tamanho maior ou igual a duas vezes o PEC ($\approx 50 \text{ m}$), esse valor implica que depressões com diâmetro $> 50 \text{ m}$ (área $> 1.963 \text{ m}^2$), são representáveis com erro controlado, compatível com 85% das feições mapeadas ($> 9.007 \text{ m}^2$). Desse modo, até mesmo a menor depressão (2.700 m^2) atenderia marginalmente a esse critério.

Desse modo, como o objetivo desta etapa foi calcular o balanço hídrico médio anual da área equivalente a todas as depressões potenciais detectadas para o carste da bacia do rio Sobrado (270 depressões com uma área de 803,42 ha), e que 50% destas depressões têm profundidade variando de 5 a 36 m, e que os filtros aplicados para detecção de falsos positivos utilizam limiares geométricos com amplitude adequada para suprir possíveis erros de acurácia vertical. Entende-se que erros advindos da raiz do erro médio quadrático do modelo (7,16 m), foram diluídos, pois a taxa de recarga calculada por esse método, mostrou-se comparável a outros métodos indiretos também realizados, bem como o método direto do balanço de massa de cloretos.

Além disso, para fins de balanço hídrico a altimetria seria incremento apenas da declividade média utilizada para o cálculo do coeficiente de escoamento, o qual considera faixas de declividade com intervalos amplos em percentual (Quadro 3). O REMQ de 7,14 m é diluído

quando se utiliza a média dos pixels, 75% das depressões interceptam a área de no mínimo, 54 pixels de modo que o erro padrão da média (EPM) diminui com \sqrt{n} , onde n é o número de pixels, ou seja $EPM = 7,14/\sqrt{54}$, o que resulta um EPM de 0,97 m tendendo a diminuir à proporção que a área da depressão aumenta.

Este erro resulta em uma incerteza na declividade de $\pm 6,47\%$ para distâncias pixel a pixel de 15 m, que, conforme o Quadro 3, pode alterar o fator C em $\pm 0,05$, impactando a precipitação efetiva média em $\pm 5\%$. No entanto, como a precipitação média da bacia do rio Sobrado foi de 1.416,79 mm/ano para o período de 2012 a 2021 (Tabela 8), essa variação é inferior à flutuação natural observada em dados climáticos históricos. A título de exemplo, para a mesma área, considerando o período de 2017 a 2021, a precipitação média variou para 1.669,74 mm (Tabela 9), ou seja, um acréscimo de 17%. Adicionalmente, o fator C é atenuado pela cobertura vegetal, o que reduz a sensibilidade do escoamento a pequenas variações de declive. Portanto, a incerteza inerente à declividade foi considerada aceitável para o balanço hídrico aqui realizado, conforme exemplificado por Cabral Júnior e Lucena (2020).

Desse modo, o MDE utilizado para delimitação das depressões apresentou características adequadas para a finalidade de estudos de balanço hídrico em escala regional da área das depressões, mesmo com suas limitações de precisão. A partir de 384 pontos de controle sobre a bacia, calculou-se que a diferença média entre os pontos de controle e o MDE foi -3,48 m, o que implica que o modelo tende a superestimar as altitudes em relação aos dados de GNSS, notadamente por captar feições de superfície. No entanto, esses valores devem ser interpretados dentro do contexto específico da pesquisa que tem como objetivo da etapa, identificar o contorno externo de depressões.

O processo de reamostragem para 5 metros seguido da extração de curvas com equidistância de 1 metro permitiu captar adequadamente a geometria das formações cársticas. Vale destacar que o processo de reamostragem de MDEs pode introduzir erros geométricos, tais erros, entretanto, foram considerados aceitáveis para os objetivos deste estudo, uma vez que o método visou representar as tendências morfológicas regionais das feições, e não a modelagem detalhada de cada dolina individual.

Entende-se, portanto, considerando os objetivos da pesquisa, não haver alteração significativa na forma do contorno, pois este assenta-se sobre uma mesma cota. Destaca-se

ainda que a validação da taxa de recarga obtida pela média do balanço hídrico das depressões aqui delimitadas por meio da comparação com outras técnicas indiretas e pelo método direto do balanço de massa de cloretos, reforça a pertinência do método. Os resultados próximos entre diferentes metodologias, permitiu concluir que os eventuais erros do MDE são efetivamente diluídos quando considerada a grande quantidade de depressões analisadas (270 no total) e sua extensão territorial (803,42 hectares), conforme Figura 26.

Como era esperado, a ocorrência de depressões predomina na parte cárstica da área de estudo, na unidade carbonática aflorante do Grupo Bambuí. Essa divisão em unidades estratigráficas aflorantes foi definida no mapa hidrogeológico do Brasil ao milionésimo (SOUZA, 2004). Pode-se compreender tal diferenciação analisando o perfil construtivo de poços em uma e outra unidade, disponíveis no SIAGAS (CPRM, 2021). Na unidade terrígena existe uma transição de calcário alterado e semialterado até 30 m de profundidade, aflorando como unidade terrígena e carbonática subjacente, enquanto a unidade denominada carbonática aflorante do calcário íntegro ocorre já aos 10 m de profundidade (Quadro 10).

Quadro 10 – Perfis construtivos de dois poços na área de estudo correspondente às unidades estratigráficas: terrígena e carbonática, aflorantes.

| Poço: 5200005600 (Unidade terrígena aflorante) | | Poço: 5200005600 (Unidade carbonática aflorante) | |
|---|-----------------------|---|----------------------|
| Coordenadas (SIRGAS 2000, UTM zona 23S) | | Coordenadas (SIRGAS 2000, UTM zona 23S) | |
| Norte | Leste | Norte | Leste |
| 8622887 | 338745 | 8627410 | 344647 |
| Profundidade (m) | Descrição litológica | Profundidade (m) | Descrição litológica |
| 0 - 12 | Argila vermelha | 0 - 10 | Laterita |
| 12 - 17 | Calcário alterado | 10 - 193 | Calcário |
| 17 - 30 | Calcário semialterado | | |
| 30 - 140 | Calcário | | |

Fonte: CPRM (2021).

Os perfis construtivos apresentados no Quadro 10 têm caráter ilustrativo, com base em dados disponibilizados pela CPRM (2021), e visam demonstrar a diferença geral entre as coberturas superficiais sobre as unidades terrígenas e carbonáticas aflorantes na área de estudo. Ressalta-se, no entanto, que as unidades estratigráficas do Grupo Bambuí apresentam grande variabilidade lateral, com intercalações entre pelitos e carbonatos que podem variar em centenas de metros, tanto em espessura quanto em litofácies (IGLESIAS; UHLEIN, 2009).

A porção da bacia associada à unidade terrígena do Grupo Bambuí localiza-se, em sua maioria, em áreas de menor altitude e relevo suavemente ondulado, sendo composta predominantemente por rochas pelíticas, nesse caso específico, siltitos e metassiltitos, menos

suscetíveis à dissolução cárstica. Essa característica litológica, comum em formações como a Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré (RIBEIRO *et al.* 2022), pode explicar a baixa densidade de depressões cársticas mapeadas nessa região.

A ausência de rochas carbonáticas próximas à superfície na unidade terrígena aflorante restringe a ocorrência de dolinas, que são morfologias típicas de áreas de recarga em terrenos calcários (FORD; WILLIAMS, 2007). Além disso, por se tratar de uma área situada a jusante da bacia, é possível que haja acúmulo coluvial ou deposição de sedimentos finos provenientes de áreas mais elevadas, o que pode suavizar o relevo local e mascarar depressões incipientes. Cabe destacar que a resolução espacial do MDE utilizado (30 m) limita a identificação de formas pequenas, podendo subestimar a presença de pequenas depressões.

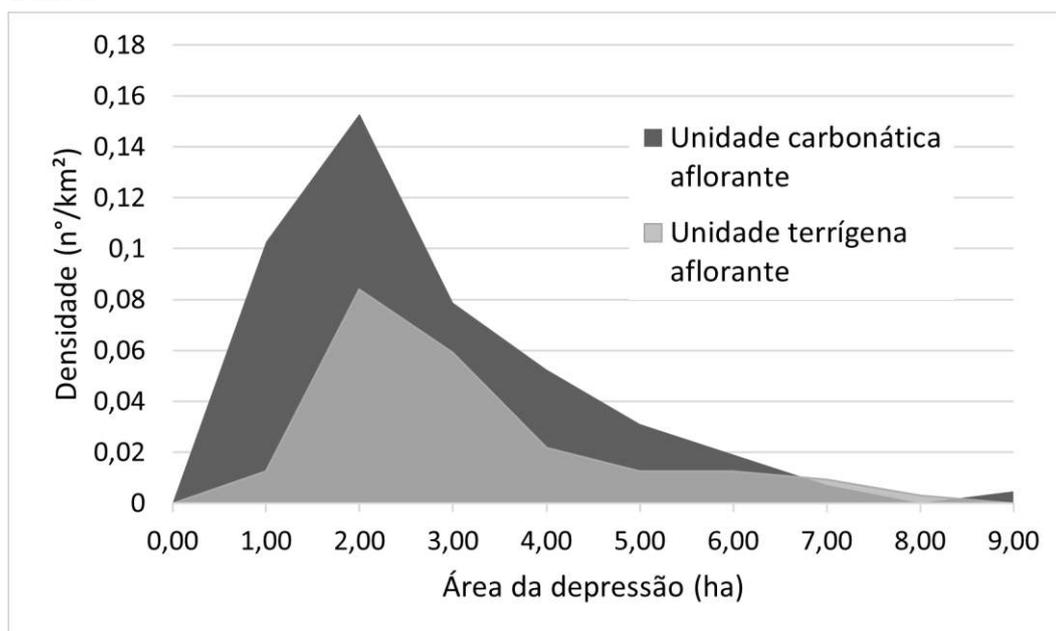
A densidade das depressões detectadas na unidade aflorante terrígena foi de 0,23 feições/km², enquanto na unidade carbonática foi de 0,45 feições/km², que por sua vez apresentou distribuição em pequenos grupos, além da distribuição individual. Essa configuração é coerente com a interpretação hidrogeológica apresentada por Ribeiro *et al.* (2022) no mapa em escala 1:250.000, indicando que a densidade de feições cársticas pode refletir não apenas a morfologia atual da superfície, mas também as condições estruturais do embasamento. Em áreas mais planas, essa densidade tende a ser menor que em áreas com relevo ondulado. No entanto, a relação entre relevo e densidade de feições deve ser avaliada considerando também fatores como litologia, estrutura e espessura do solo (SAURO, 2019; FORD; WILLIAMS, 2007).

Considerando toda a área cárstica, a densidade de depressões detectadas foi de 0,37 feições/km², o que é considerado baixa se comparada a outros trabalhos de detecção de depressões realizados no Brasil. Essa baixa densidade é atribuída principalmente à resolução dos MDEs utilizados, e à incidência de feições de superfície, o que omite feições de pequena área e de menor profundidade (FERREIRA; UAGODA, 2020). Além disso, o método adotado não permitiu distinguir feições associadas a sistemas fluviais, como sumidouros ou ressurgências, uma vez que a identificação foi realizada por meio da diferença entre MDEs preenchidos e brutos, associada a filtros geométricos estabelecidos na literatura e análise visual em imagens históricas do *Google Earth*.

A análise, portanto, concentrou-se na identificação de depressões compatíveis com dolinas, morfologias mais diretamente associadas à recarga localizada. Tal fato, no entanto, não

é empecilho quando se objetiva a quantificação da recarga, pois pequenas depressões tendem a apresentar déficit no balanço hídrico devido às perdas por evapotranspiração (BRAGA *et al.*, 2016). Cerca de 96% das depressões detectadas têm área de até 9 ha. O Gráfico 8 indica que praticamente todas as depressões localizadas na unidade carbonática têm densidade superior às depressões de mesma área na unidade terrígena.

Gráfico 8 – Densidade e área das depressões detectadas subdivididas por unidade estratigráfica aflorante no Grupo Bambuí.



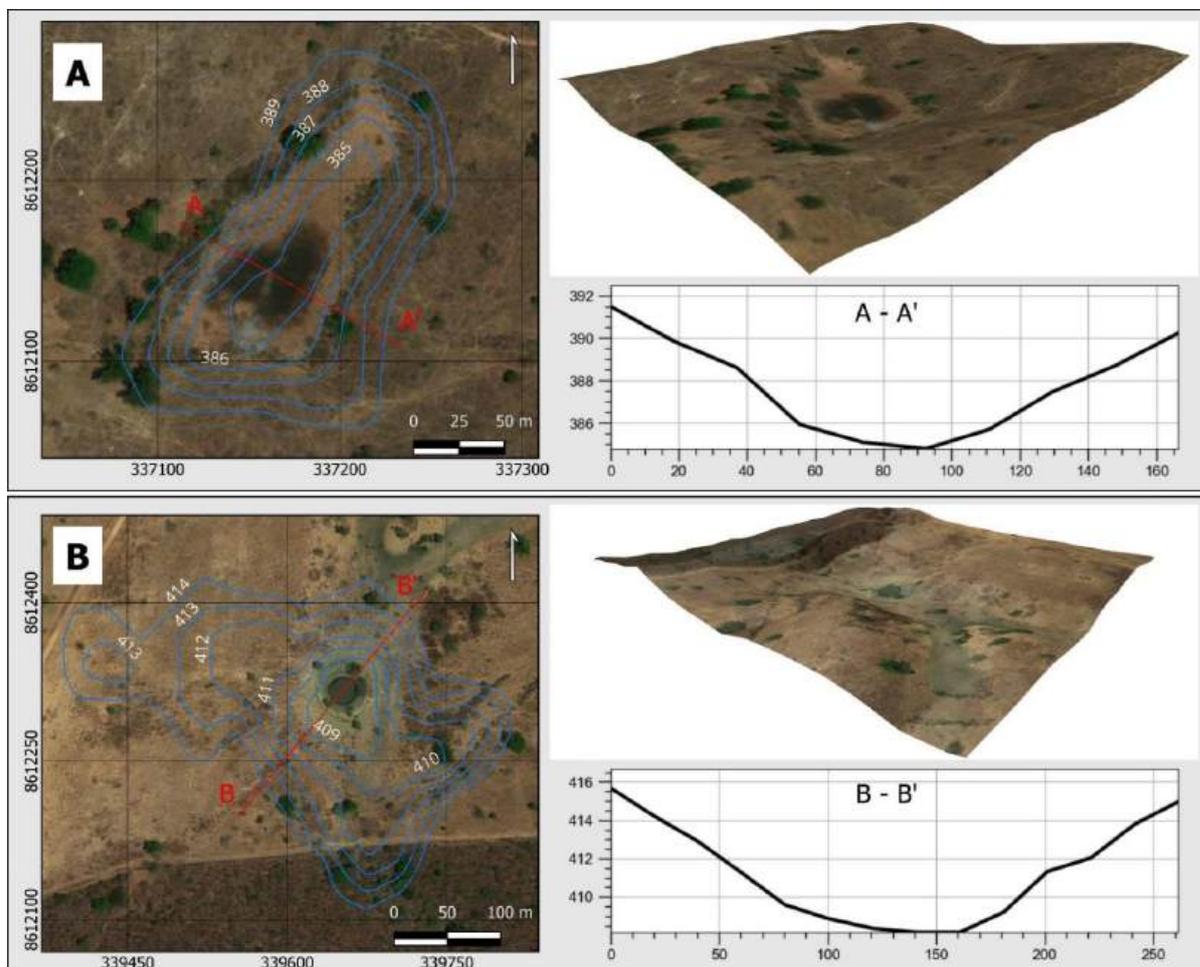
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os resultados obtidos nesta pesquisa estão condizentes com os resultados de Shaw-Faulkner *et al.* (2013), os quais mostraram que a maior concentração de depressões ocorre em regiões topograficamente mais elevadas.

5.2 Delimitação das depressões

A Figura 27 representa a delimitação de duas depressões delimitadas e também detectadas a partir do Modelo Digital de Elevação, extraído por interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW com resolução horizontal de 15 m. Este MDE foi reamostrado para uma resolução de 5 m pelo método *Bicubic Spline*, com curvas de nível com equidistância de 1 m. Por comparação visual, pode-se notar que a representação por curvas de nível das depressões delimitadas se aproxima da forma real da feição observada nas imagens aéreas, podendo-se considerar a delimitação apropriada quando o objetivo é a quantificação da taxa de recarga.

Figura 27 – Depressões cársticas potenciais delimitadas a partir do MDE a partir de imagens Sentinel-1 IW com resolução horizontal de 15 m reamostrado para resolução de 5 m, com curvas de nível de 1 m de equidistância. As seções transversais A-A' e B-B' estão representadas pela altitude geométrica em metros. As representações 3D da figura estão com exagero vertical de 4 vezes.



5.3 Morfometria das depressões detectadas e delimitadas

Das depressões analisadas, 85% têm profundidade acima de 2,9 m (Tabela 6), o que implica potencial fonte de acúmulo de água e recarga localizada, apresentando água parada em parte do ano e que seca ao final da estiagem, o que facilitou sua análise por meio de imagens históricas do *Google Earth Pro*.

Quanto à alongação da depressão, as características morfométricas referentes à forma da feição, aqui utilizadas, serviram para eliminar as feições falso-positivas, como aquelas provenientes de ação antrópica, adotando-se o limiar para a elipticidade maior ou igual a 0,2. Quanto menor a elipticidade, mais a depressão assume a forma de círculo. Conforme Silva (2008), as depressões cársticas tendem a ser elípticas, pois a dissolução acompanha a direção da fratura. Ademais, a circularidade é uma característica de depressões inativas devido à

obliteração e consequente infiltração lateral, não sendo fonte de recarga localizada.

Por outro lado, o índice de circularidade maior ou igual a 0,31, que foi estabelecido por Wu *et al.* (2016) mostrou-se um limiar útil para eliminar aquelas depressões muito alongadas na inspeção supervisionada, pois se percebeu que pertencem a canais de fluxo e, mais comumente, a valas de origem antrópica, que principalmente ocorreram às margens de estradas.

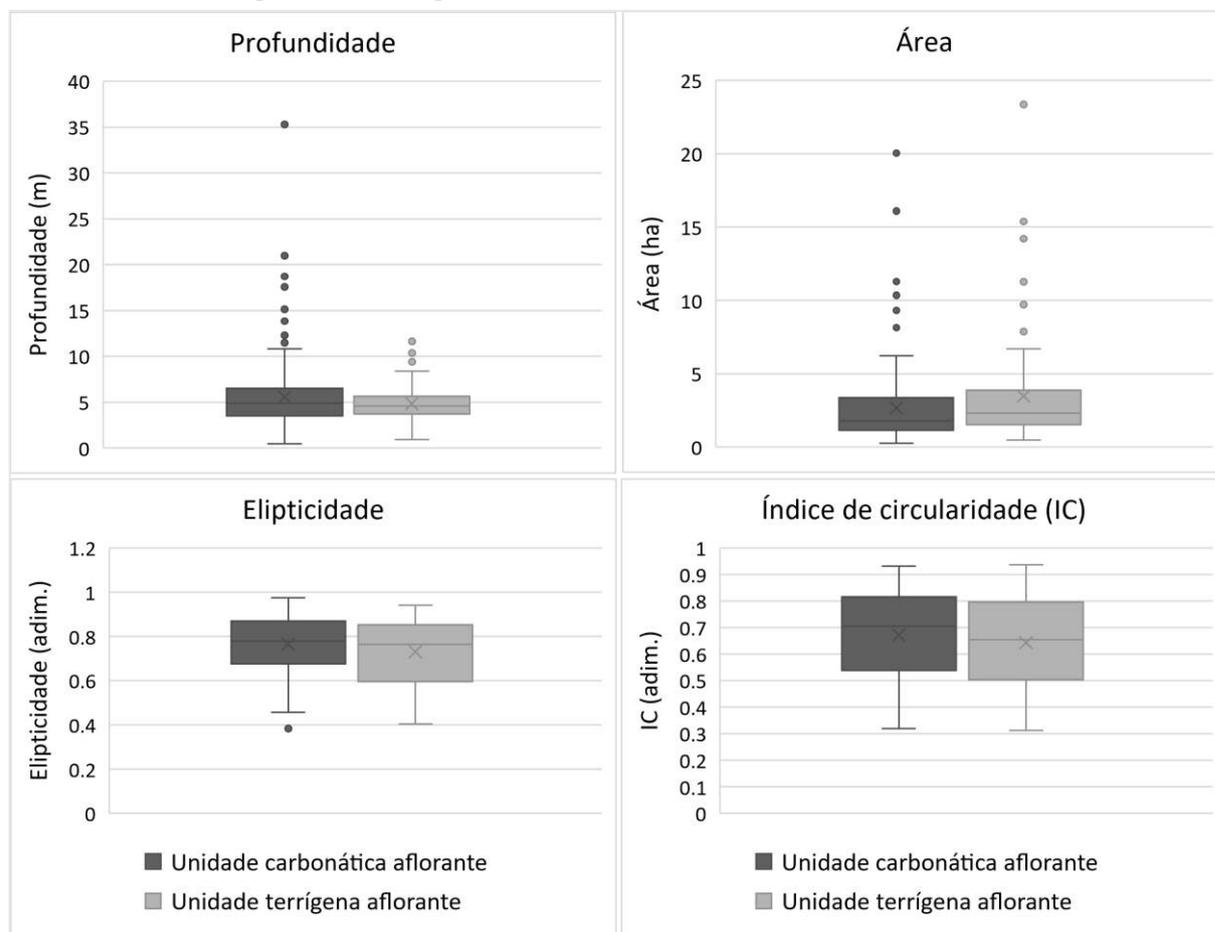
Tabela 6 – Morfometria das depressões potenciais detectadas.

| Percentil | Área (ha) | Índice de circularidade | Elípticidade | TPI | Profundidade |
|----------------|----------------|-------------------------|--------------|---------------|--------------|
| Máximo | 23,359 | 0,937 | 0,976 | -0,001 | 35,286 |
| 99 | 16,133 | 0,930 | 0,958 | -0,072 | 18,250 |
| 98 | 12,280 | 0,923 | 0,947 | -0,210 | 14,496 |
| 97 | 10,040 | 0,913 | 0,942 | -0,237 | 12,072 |
| 96 | 9,389 | 0,906 | 0,937 | -0,256 | 11,505 |
| 95 | 8,108 | 0,903 | 0,932 | -0,272 | 10,341 |
| 91 | 5,814 | 0,889 | 0,914 | -0,356 | 8,406 |
| 90 | 5,575 | 0,885 | 0,912 | -0,367 | 8,239 |
| 85 | 4,647 | 0,864 | 0,893 | -0,430 | 7,234 |
| 75 | 3,324 | 0,815 | 0,860 | -0,567 | 6,136 |
| 65 | 2,592 | 0,766 | 0,826 | -0,668 | 5,524 |
| 50 | 1,934 | 0,697 | 0,776 | -0,819 | 4,752 |
| 40 | 1,600 | 0,628 | 0,743 | -0,969 | 4,275 |
| 25 | 1,218 | 0,539 | 0,661 | -1,200 | 3,555 |
| 15 | 0,907 | 0,474 | 0,600 | -1,442 | 2,895 |
| 5 | 0,542 | 0,353 | 0,508 | -1,867 | 1,760 |
| Mínimo | 0,274 | 0,312 | 0,384 | -3,920 | 1,502 |
| Média | 2,829 | 0,670 | 0,755 | -0,930 | 5,312 |
| Mediana | 1,934 | 0,697 | 0,776 | -0,819 | 4,752 |
| Total | 803,426 | | | | |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os índices de circularidade para as depressões situadas tanto na unidade aflorante terrígena quanto na unidade carbonática, proporcionalmente estão muito próximos (Gráfico 9). Porém, a elípticidade indica que as depressões na unidade carbonática aflorante são mais alongadas, ao passo que são ligeiramente mais profundas.

Gráfico 9 – Morfometria das depressões detectadas subdivididas por unidade estratigráfica aflorante para a porção da área de estudo correspondente ao Grupo Bambuí.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Este resultado também foi evidenciado ao realizar-se a classificação de Basso *et al.* (2013) das depressões delimitadas conforme sua alongação (ELG), que corresponde à relação entre o comprimento e a largura de cada depressão (Tabela 7).

Tabela 7 – Classificação do percentual das depressões delimitadas quanto à sua alongação (ELG) e por unidade estratigráfica aflorante do Grupo Bambuí.

| Classificação | Intervalo | % | |
|------------------------|------------------------|-------------------|---------------------|
| | | Unidade terrígena | Unidade Carbonática |
| Alongada | $ELG > 1,8$ | 31.08% | 36.73% |
| Subelíptica | $1,65 < ELG \leq 1,8$ | 10.81% | 9.69% |
| Elíptica | $1,21 < ELG \leq 1,65$ | 39.19% | 44.39% |
| Circular e subcircular | $ELG \leq 1,21$ | 18.92% | 9.18% |

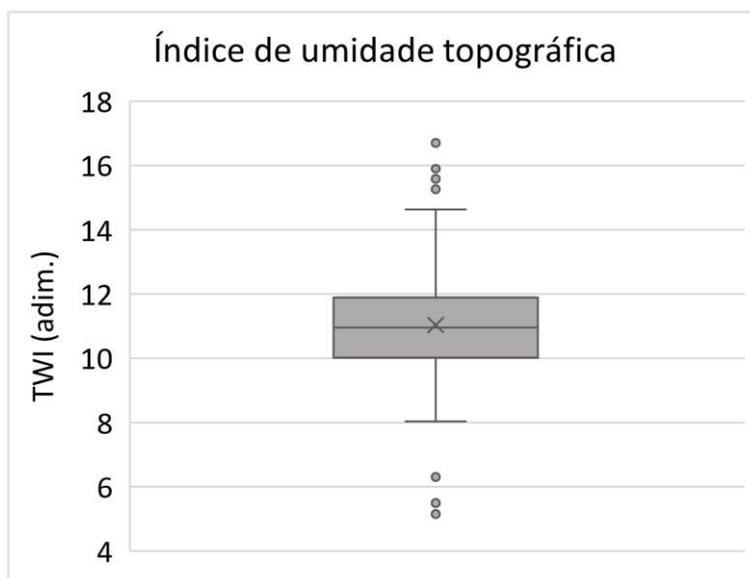
Fonte: Elaborado pelo autor.

5.4 Capacidade de infiltração das depressões detectadas

O Índice de Umidade Topográfica (TWI) para toda a área da bacia do rio Sobrado variou de 1,08 até 22,34. Os valores mais próximos ao mínimo correspondem a cumes de morros, e os mais próximos ao máximo, à calha da rede de drenagem. Seguindo o mesmo procedimento adotado por Mengistu *et al.* (2022), o TWI para toda bacia foi classificado em 5 categorias quanto à capacidade de infiltração de água no solo, sendo: de 1,08-5,33 (muito baixo), 5,32-9,58 (baixo), 9,58-13,84 (moderado), 13,84-18,09 (alto) e 18,09-22,34 (muito alto).

O Gráfico 10 representa os valores médios do TWI para cada uma das depressões detectadas, indicando que 75% delas possuem potencial moderado a alto para infiltração no solo. Isso evidencia que tais áreas são favoráveis à recarga potencial do aquífero.

Gráfico 10 – Índice de Umidade Topográfica (TWI) médio para cada depressão detectada neste estudo.



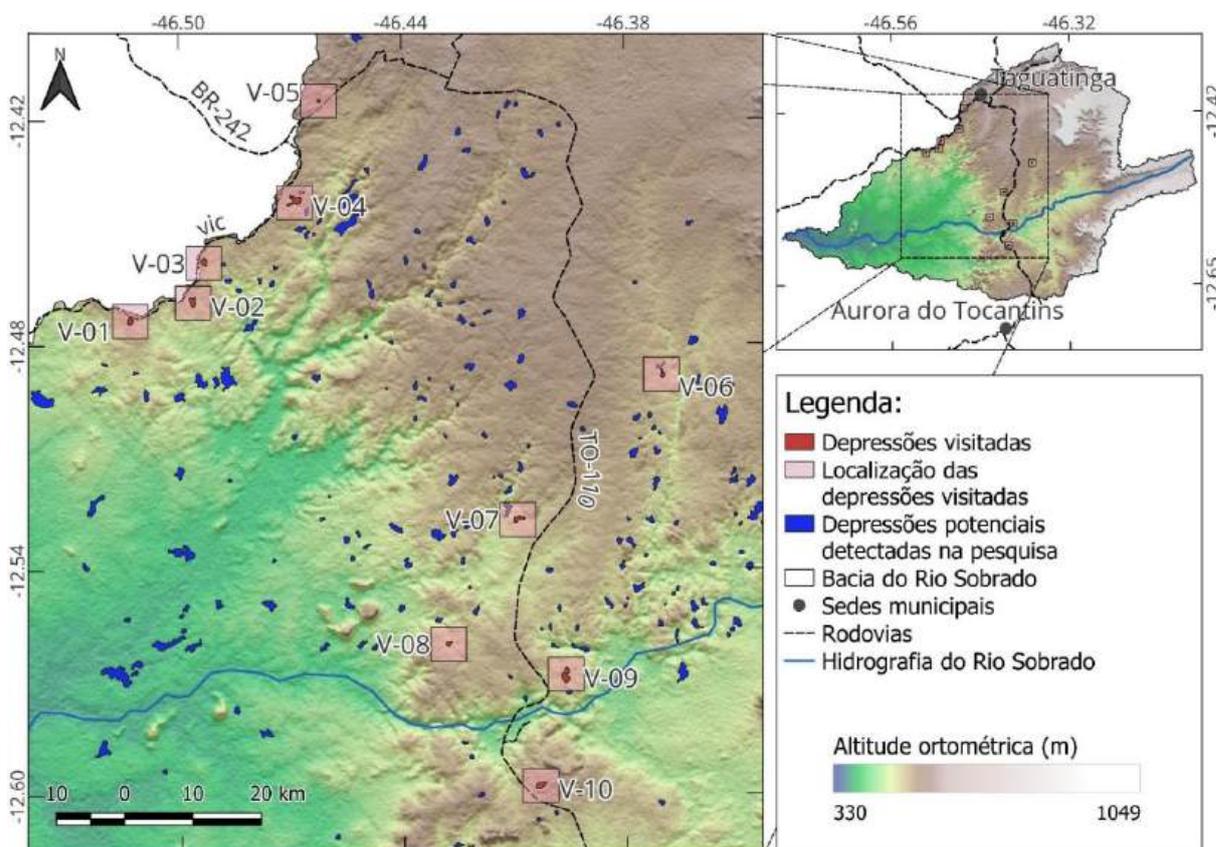
Fonte: Elaborado pelo autor.

5.5 Confirmação amostral *in loco* das depressões detectadas

Foram visitadas dez depressões cársticas potenciais previamente detectadas por meio de técnicas semiautomáticas, com o objetivo de realizar uma verificação qualitativa da consistência do método de detecção. As unidades selecionadas foram escolhidas com base na facilidade de acesso. Em todos os casos, foi possível confirmar em campo a presença de feições compatíveis com depressões cársticas. Ressalta-se que, previamente à etapa de confirmação presencial, foram aplicados procedimentos de filtragem para redução de falsos positivos,

incluindo a análise temporal de imagens históricas no *Google Earth Pro* e a aplicação de filtros morfométricos. O mapa da Figura 28 apresenta a localização das depressões visitadas, nomeadas de V-01 a V-10. A Figura 25 traz registros fotográficos das depressões V-03, V-05 e V-09.

Figura 28 – Localização das depressões visitadas sobre mapa de relevo sombreado com exagero vertical de 3 x.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A depressão V-05 tem área de 0,55 ha, possui uma dolina a qual o solo apresentava-se saturado, apesar de não haver água parada e do registro acontecer ao final do mês de novembro, que é um mês chuvoso. Este fato, associado à presença de rochas expostas em seu perímetro indica proximidade à condutos de circulação subterrânea, fazendo que o escoamento autóctone contribua rapidamente para suprir água ao sistema aquífero, sem grandes perdas por evapotranspiração.

A depressão V-09 trata-se de uma depressão de contato com área de 6,00 ha, apresenta em sua porção principal: lapiás e cavernas em rochas expostas. A descarga do escoamento ocorre no sumidouro em fraturas na rocha, indicado na Figura 29.

A depressão V-03 tem área de 2,53 ha e apresenta uma dolina em forma de funil (FORD, 2006) com cerca de 4,5 m de profundidade, com presença de rocha exposta em seu interior e cobertura alógena.

Figura 29 – Registro de algumas depressões visitadas conforme nomenclatura presente na figura 9: (A) é a depressão V-09, (B) Sumidouro em rocha fraturada da depressão V-09, (C) depressão V-05 e (D) depressão V-03.



Fonte: Acervo do autor.

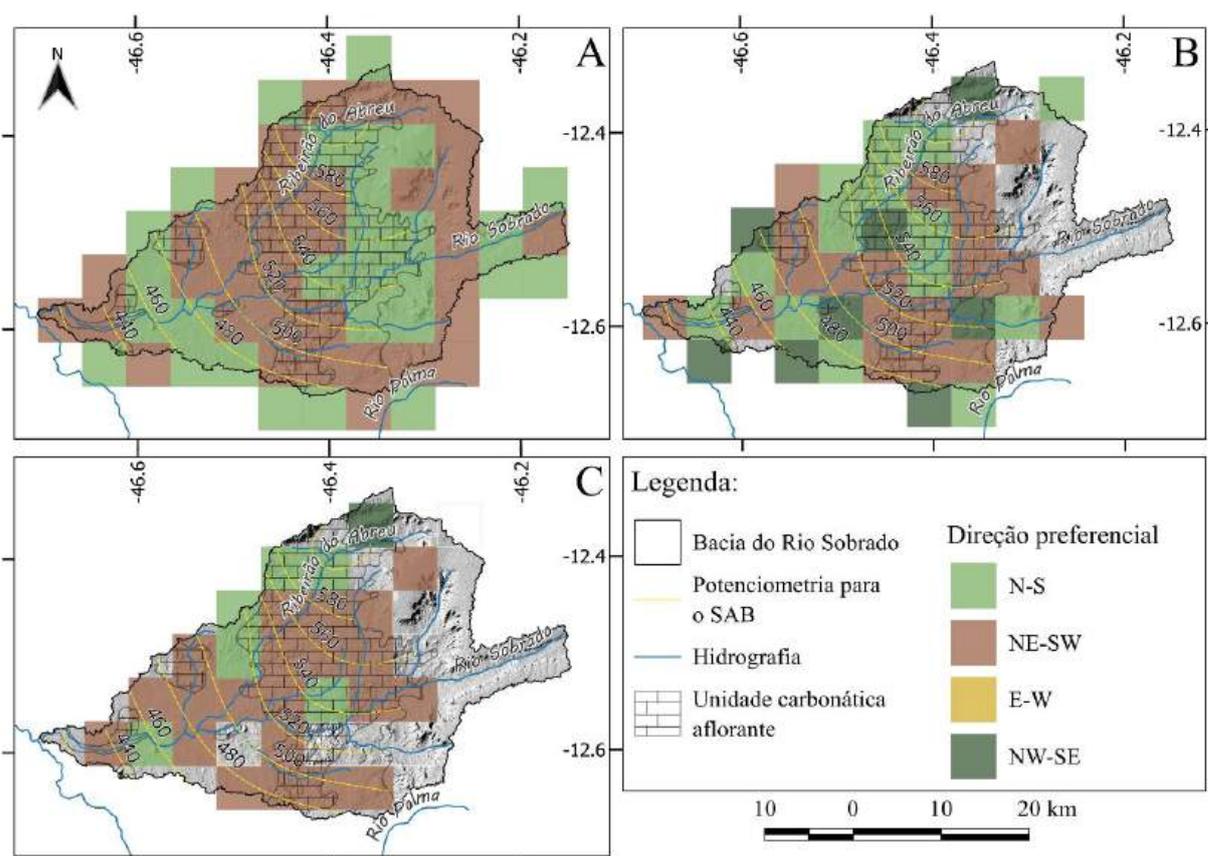
5.6 Direções de fluxo de base

Para análise comparativa das direções preferencias de lineamentos extraídos automaticamente e de depressões cársticas potenciais para a bacia do rio Sobrado, foi elaborada a Figura 30. Nela, estão indicadas separadamente para áreas de quadrículas de 5 x 5 km, as direções preferenciais de lineamentos (Figura 30A), da elongação de depressões (Figura 30B) e da direção preferencial das depressões que coincidem com lineamentos (Figura 30C). A adoção dessa resolução espacial teve por objetivo garantir, simultaneamente, um número mínimo de três feições em cada célula para permitir a definição das direções preferenciais, e um número total adequado de quadrículas (>20) com feições registradas, de modo a viabilizar a aplicação do teste estatístico de associação, V de Cramer. A partir das análises dos lineamentos, é possível observar que predominam as direções N-S e NE-SW.

A proximidade direcional do lineamento com depressões cársticas, sugere possível associação entre a estrutura geológica subjacente e a formação das depressões. Tendo em vista que em ambientes cársticos epigênicos, formados principalmente pela ação de águas meteóricas infiltradas, fraturas e falhas desempenham um papel fundamental ao aumentar a porosidade secundária, favorecendo a percolação da água e a dissolução progressiva das rochas carbonáticas (KLIMCHOUK, 2009).

Nesse contexto, uma falha geológica e/ou zonas de cisalhamento podem fornecer uma rota para a água subterrânea fluir e dissolver as rochas carbonáticas, resultando na formação de dolinas ao longo dessas estruturas. A comparação das direções de lineamentos coincidentes com dolinas apontou similaridade entre as direções preferenciais dos grupos analisados por quadrícula, sendo possível inferir que o fluxo subterrâneo segue, em parte, essas mesmas direções estruturais. Essa hipótese é coerente com o funcionamento de sistemas cársticos epigênicos, nos quais a organização estrutural do embasamento influencia tanto a rede de drenagem superficial quanto o escoamento subterrâneo (FERREIRA, 2020).

Figura 30 – Direção preferencial de: (A) lineamentos geológicos extraídos automaticamente, (B) Depressões cársticas potenciais e (C) Depressões potenciais com direção coincidente com os lineamentos que a interceptam.



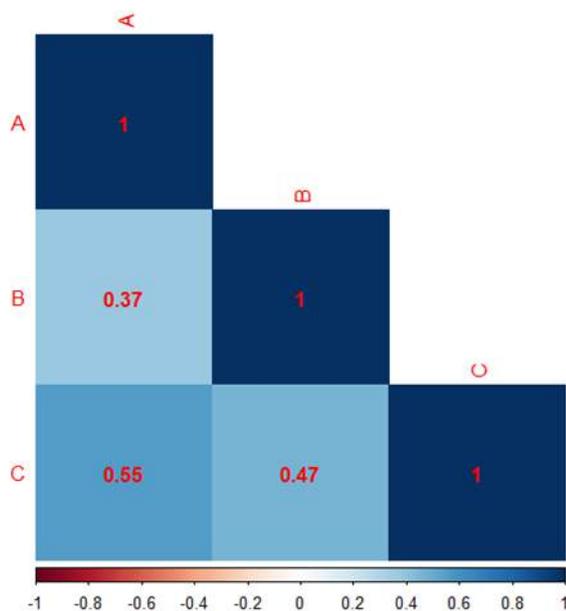
Fonte: Elaborado pelo autor.

Além da possibilidade de inferir a direção preferencial do fluxo subterrâneo, a identificação dessas relações pode ser importante em estudos geológicos, hidrogeológicos e de engenharia, pois ajuda na compreensão dos processos de formação do relevo e na avaliação de riscos associados, como colapsos de terreno ou instabilidade geotécnica.

Para a direção preferencial das depressões (Figura 30B), pode-se observar que na parte correspondente à unidade carbonática aflorante do Grupo Bambuí, existem menos direções preferenciais de dolinas que destoam das direções dos lineamentos. A unidade terrígena do SAB da bacia do rio Sobrado, está localizada em uma área de menor altitude e menos escarpada, havendo naturalmente acúmulo de sedimentos colúviais e maior obliteração superficial, que suavizam o relevo e influenciam na forma e orientação das depressões cársticas, alterando a direção da depressão, obtendo muitas vezes a forma mais próxima do círculo.

A Figura 31 mostra a matriz de intensidade da associação para as variáveis A, B e C detalhadas na Figura 30 por meio do coeficiente V de Cramer. Verifica-se que as associações variam de moderada a forte. Existe concordância com o aqui obtido e com o relatado nas pesquisas de Maldonado *et al.* (2000) e Souei *et al.* (2023), com direções coincidentes das dolinas e lineamentos com as direções prováveis do fluxo subterrâneo (Figura 30).

Figura 31 – Matriz de intensidade de associação definida pelo coeficiente V de Cramer para as variáveis das quadriculas A, B e C apresentadas na Figura 30.

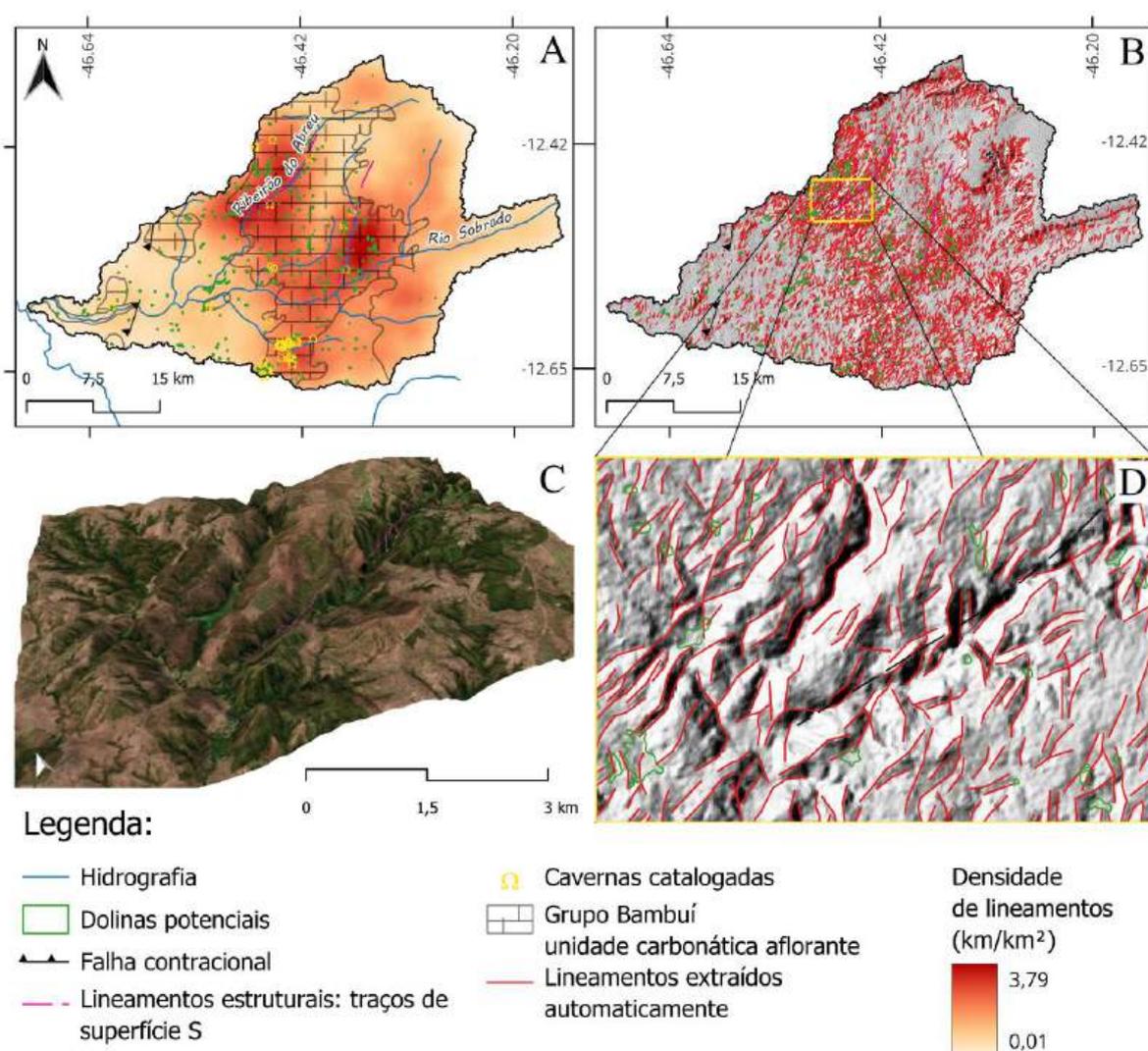


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 32A trata-se do mapa de densidade de lineamentos, onde é possível notar que

a área correspondente à unidade carbonática aflorante do SAB, tem maior densidade de lineamentos, em maior intensidade nas imediações do ribeirão do Abreu o qual contempla muitos pontos de controle estrutural sobre rocha carbonática. Além disso, a área mencionada aparece indicada no mapa geológico do Tocantins como traços de superfície S (RIBEIRO *et al.*, 2022). O local mencionado tem seus lineamentos e relevo detalhados nas Figuras 30C e 30D. Os traços de superfície S geralmente ocorrem em planos de falha, o que demonstra assertividade dos lineamentos extraídos pelo método automático aqui utilizado.

Figura 32 – (A) Densidade de lineamentos extraídos automaticamente; (B) Lineamentos extraídos automaticamente sobre imagem sombreada com exagero vertical Z = 3; (C) Perspectiva 3D do detalhe D com exagero vertical de 5 vezes; (D) Detalhe de lineamentos extraídos automaticamente.



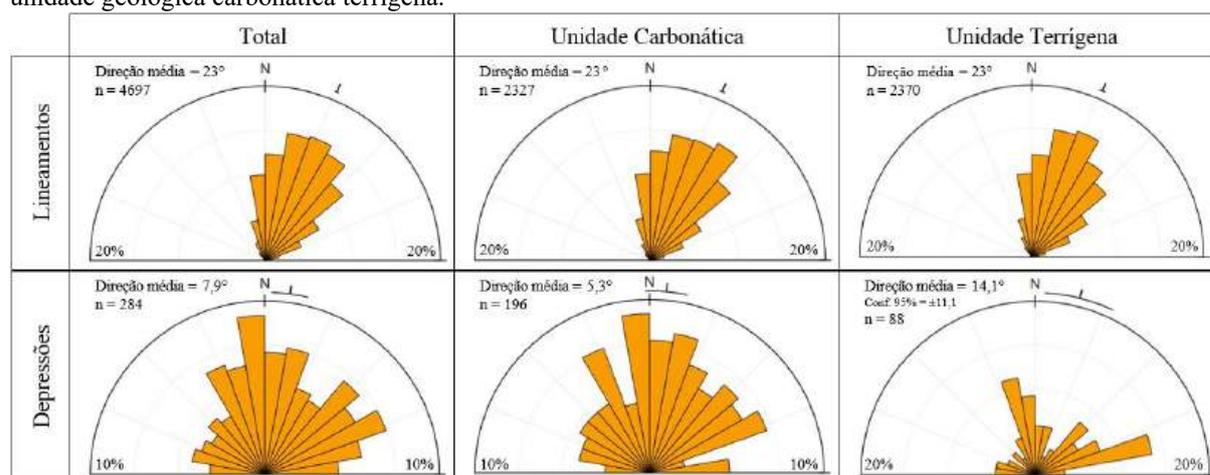
Fonte: Elaborado pelo autor.

A associação entre as direções preferenciais das depressões e lineamentos, também é verificada por meio de diagramas de rosetas. A Figura 33 apresenta três comparações da

associação destas direções. As direções dos lineamentos apresentam-se parecidas para cada situação, tendo a direção média para os três casos definida em 23° caracterizando-se na faixa definida para a direção NE-SW, por outro lado está no limiar da direção N-S que seria $22,5^\circ$. Para as rosetas das depressões cársticas potenciais, apesar de haver maior variação de direções, predomina as direções N-S e NE-SW, com exceção para a unidade terrígena do SAB, a qual apresenta maior aleatoriedade, o que se atribui a descaracterização da forma original da depressão pelo acúmulo de material alógeno.

Esta maior variação de direção para as depressões, dentre outros fatores, existe quando a delimitação é realizada por meio de Modelos Digitais de Superfície em detrimento de Modelos Digitais do Terreno, já que existe interferência da detecção de feições de dossel. Nesta pesquisa, esse problema foi dirimido ao se adotar o MDE oriundo de imagens Sentinel 1-IW, em que foi possível escolher períodos de estiagem para processamento das imagens diminuindo a interferência da vegetação.

Figura 33 – Comparação da direção preferencial de lineamentos extraídos automaticamente versus a direção preferencial das depressões potenciais para a área total da bacia do rio Sobrado, para a porção da bacia correspondente à unidade geológica carbonática aflorante e para a área da porção da bacia correspondente à unidade geológica carbonática terrígena.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A concentração de lineamentos em direções específicas pode refletir a presença de estruturas geológicas regionais, sobretudo quando corroborada por mapas geológicos da área. Na Figura 34A, observa-se a sobreposição dos lineamentos extraídos automaticamente (em verde) e também próximos (em vermelho) aos traçados estruturais obtidos a partir do mapeamento geológico (RIBEIRO *et al.*, 2022). Com intuito de analisar como os lineamentos estão distribuídos em relação às direções preferenciais detectadas, foram elaborados mapas de

densidade de lineamentos correspondentes às direções NE-SW (Figura 34B) e N-S (Figura 34C). Pode-se notar uma relação dos *trends* dos lineamentos com os gradientes potenciométricos para o SAB, permitindo inferir a direção preferencial do fluxo subterrâneo na área. Schrage e Uagoda (2017) e Shaw-Faulkner *et al.* (2013) também identificaram que muitas depressões seguem direções estruturais geológicas, sugerindo controle tectônico na sua formação.

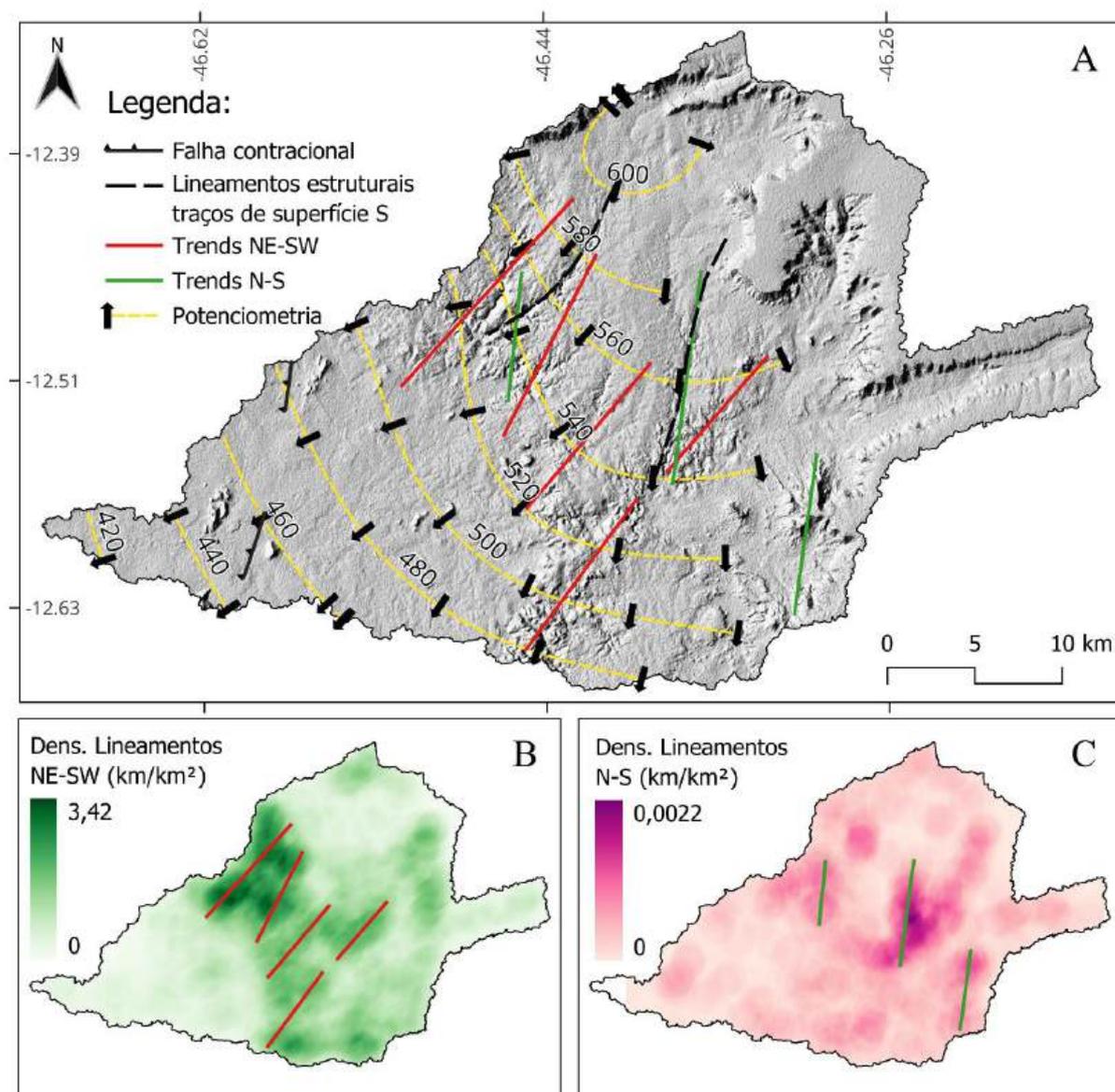
Este estudo evidenciou padrões importantes da orientação dos lineamentos na área, ao se traçar *trends* destes lineamentos e comparar com as direções perpendiculares às linhas potenciométricas para o SAB. A existência destas associações é mais uma evidência que permite inferir a direção preferencial do fluxo subterrâneo do SAB da bacia do rio Sobrado. Os *trends* de direção dos lineamentos N-S coincidiram com feições de superfície S presentes no mapa geológico do Tocantins para as imediações do ribeirão dos Caldeirões.

A heterogeneidade dos aquíferos cársticos discutida anteriormente torna a inferência das direções preferenciais do fluxo de água subterrânea nestes sistemas um desafio complexo. Nesse contexto, a abordagem empregada neste estudo, que integra informações obtidas por meio de imagens de satélite, direção preferencial de lineamentos geológicos extraídos automaticamente, direção preferenciais de depressões cársticas potenciais e dados de poços disponíveis no SIAGAS, permitiu identificar padrões espaciais coerentes com os gradientes potenciométricos e estruturas geológicas mapeadas.

É importante ressaltar que, individualmente, esses produtos podem conter erros e não fornecer embasamento suficiente para determinar com precisão a direção do fluxo subterrâneo. No entanto, quando há forte associação entre eles, aqui quantificada pelo coeficiente V de Cramer, estas informações são úteis para identificar a direção mais provável do fluxo subterrâneo no carste, mesmo na ausência de dados mais precisos.

Em resumo, estudos de integração e análise de dados são necessários para a gestão sustentável dos recursos hídricos em áreas cársticas, pois contribuem para a identificação de áreas com maior potencial de recarga e possível exploração, especialmente aquelas onde se verifica a coincidência entre depressões cársticas, direção do fluxo de base e orientação de fraturas geológicas, ajudando compreender melhor os processos de recarga localizada. Essa integração permite inferir zonas onde a recarga é mais eficiente e, conseqüentemente, onde o aquífero pode apresentar maior disponibilidade hídrica para usos futuros (SCANLON *et al.*, 2002).

Figura 34 – (A) Trends obtidos por meio de mapas de densidades de lineamentos sobre imagem sombreada multidirecional com exagero vertical $Z = 3$; (B) Mapa de densidade de lineamentos com direção NE-SW; (C) Mapa de densidade de lineamentos com direção N-S.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além disso, as depressões cársticas detectadas automaticamente, quando associadas às direções do fluxo de base e das fraturas, têm maior probabilidade de serem verdadeiras depressões e sua capacidade de infiltração é ampliada, pois atuam como canais diretos para a infiltração, permitindo que a água da superfície penetre rapidamente no subsolo.

5.7 Balanço hídrico em depressões cársticas

A taxa de recarga de cada uma das depressões detectadas foi calculada descontando-se da precipitação média diária as porções correspondentes à evapotranspiração real e ao escoamento, em milímetros. A Tabela 8 indica que a parte do fluxo escoado em cada uma das depressões variou de 13,9 a 87,9% e média de 43,8%; conforme valores calculados pelo coeficiente de escoamento (C). A evapotranspiração de referência média calculada de 5,36 mm/dia e o coeficiente de cultura (Kc), o qual foi calculado para o período chuvoso em função do NDVI e parâmetros biofísicos obtidos pelo uso de sensoriamento remoto associado aos dados diários de estações agrometeorológicas, resultaram em valores de evapotranspiração real sobre a área das dolinas variando de 1,47 a 5,88 mm/dia com média de 5,04 mm/dia.

Tabela 8 – Valores calculados para o coeficiente de escoamento *runoff* (C), coeficiente de cultura (Kc), evapotranspiração de referência (ETo) e evapotranspiração real (ET).

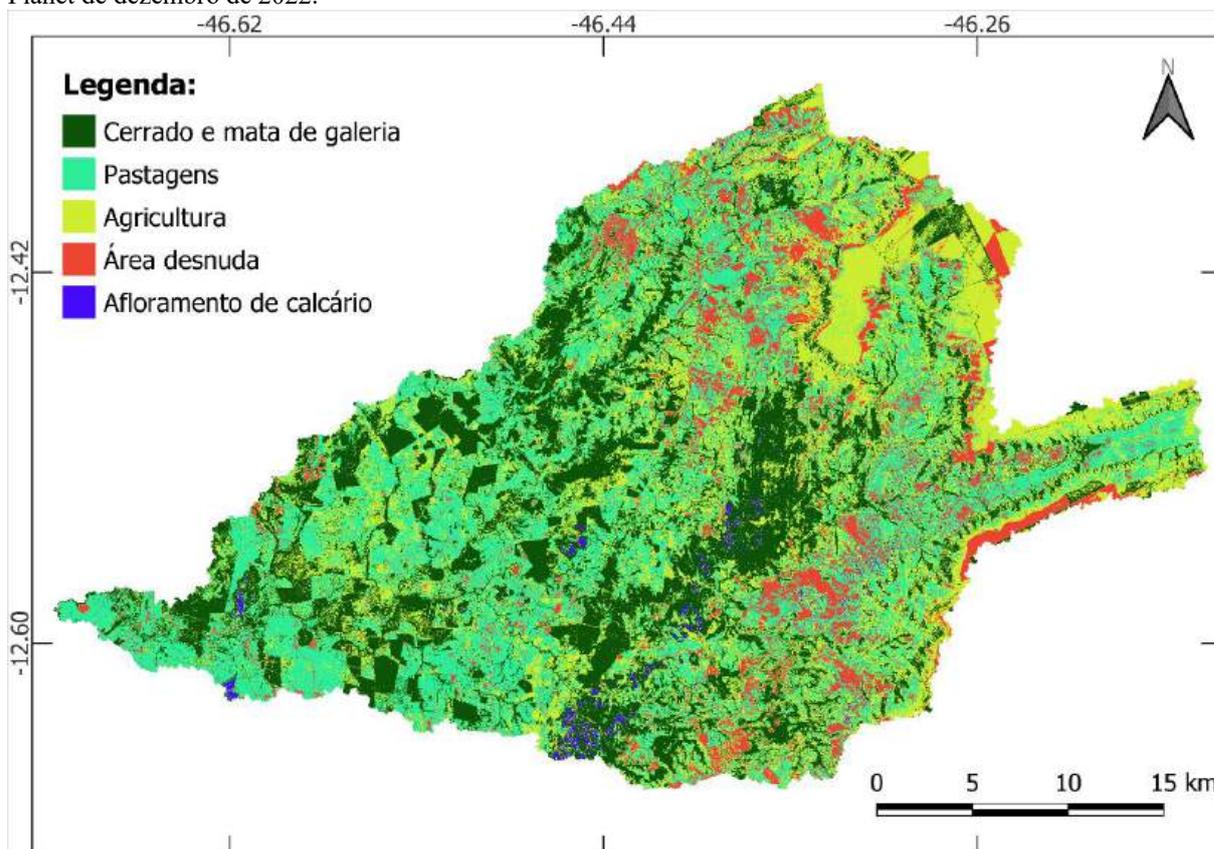
| Percentil | C | Kc (ET/ETo) | Eto (mm/dia) | ET (mm/dia) |
|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Máximo | 0,879 | 1,077 | 5,479 | 5,883 |
| 99 | 0,708 | 1,063 | 5,460 | 5,709 |
| 97 | 0,655 | 1,036 | 5,456 | 5,624 |
| 95 | 0,639 | 1,025 | 5,450 | 5,561 |
| 90 | 0,615 | 1,012 | 5,444 | 5,481 |
| 85 | 0,596 | 1,004 | 5,433 | 5,456 |
| 75 | 0,569 | 1,000 | 5,413 | 5,432 |
| 65 | 0,539 | 0,989 | 5,390 | 5,376 |
| 50 | 0,491 | 0,969 | 5,352 | 5,236 |
| 45 | 0,473 | 0,961 | 5,344 | 5,164 |
| 40 | 0,434 | 0,955 | 5,335 | 5,097 |
| 35 | 0,357 | 0,940 | 5,329 | 4,987 |
| 25 | 0,275 | 0,909 | 5,318 | 4,819 |
| 15 | 0,224 | 0,876 | 5,311 | 4,565 |
| 5 | 0,186 | 0,767 | 5,287 | 3,942 |
| Mínimo | 0,139 | 0,417 | 5,260 | 1,466 |
| Média | 0,438 | 0,941 | 5,364 | 5,039 |
| Mediana | 0,491 | 0,969 | 5,352 | 5,236 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 35 apresenta a classificação supervisionada a partir de imagens Planet de dezembro de 2022. Na classificação supervisionada, observou-se que áreas identificadas como pastagens, por vezes se confundem com áreas de agricultura devido a semelhanças nas respostas espectrais. Essa limitação foi constatada por meio de inspeções *in loco*, realizadas em pontos de controle localizados em zonas de indefinição da cobertura do solo. Nessas visitas, verificou-

se que áreas em certas depressões previamente classificadas como agrícolas correspondiam, na verdade, a pastagens. Por outro lado, nas áreas inerentes ao Chapadão Baiano sobre a Sistema Aquífero Urucuaia, percebe-se adequadamente a predominância da cobertura por agricultura, composta, em sua maioria, pelo cultivo de soja nesta época do ano.

Figura 35 – Classificação supervisionada da cobertura da terra para a bacia do rio Sobrado a partir de imagens Planet de dezembro de 2022.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Como o índice K_c adotado para a agricultura de 1,1 é ligeiramente superior ao índice adotado para pastagens em período chuvoso de 1,0, decidiu-se manter a classificação como se apresenta na Figura 35, pois é inviável a definição precisa da cobertura da terra devido a extensão da área de estudo. Deste modo, a estimativa da taxa de recarga por meio das depressões detectadas aqui calculada é conservadora, e demonstra ser a melhor decisão a ser tomada na elaboração de instrumentos de gestão que venham a utilizar métodos similares aos aqui apresentados.

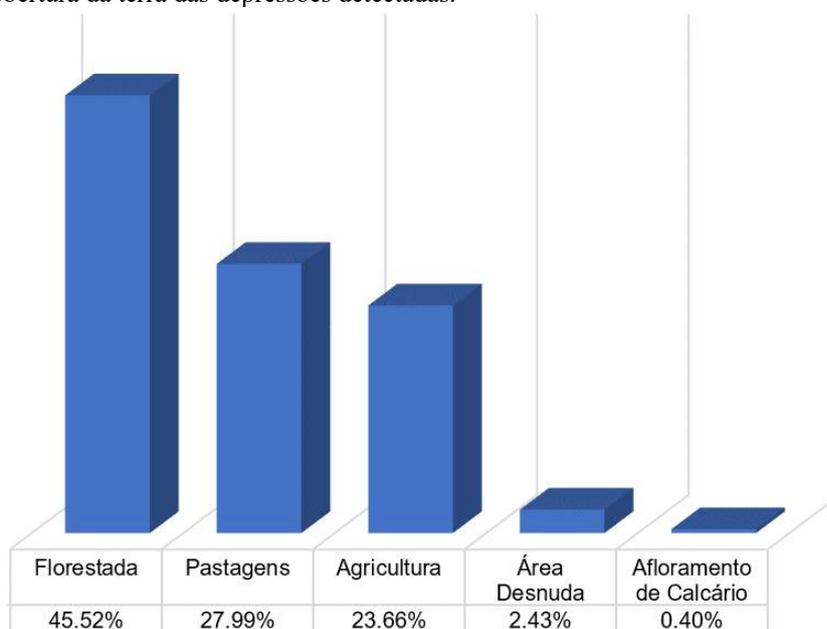
Por outro lado, a classificação supervisionada distinguiu satisfatoriamente as classes de cerrado/mata de galeria, área desnuda e afloramento de calcário. A partir da classificação apresentada, estima-se que a bacia do rio Sobrado conta com cerca de 801,48 ha de área com

afloramento de calcário. Este dado apresenta-se coerente, quando comparado com os resultados de Nascimento e Morais (2023a), que realizaram uma classificação supervisionada para a mesma bacia a partir de imagens Landsat 8 em período de estiagem (junho de 2020) e obtiveram o uma área de 989,40 ha de afloramento de calcário. Notadamente, esta diferença se deve à interferência sazonal na resposta espectral, em períodos de maior cobertura vegetal (chuvosos), quando a vegetação temporária ou sazonal cobre visualmente os afloramentos nas imagens, dificultando sua detecção.

Conforme Gráfico 11, em dezembro de 2022 a cobertura do solo das depressões detectadas subdividia-se da seguinte forma: 45,52% florestada (cerrado/mata de galeria); 27,99% coberta por pastagens; 23,66% agricultura; 2,43% área desnuda e 0,40% afloramento de rochas calcárias. Destarte, do reconhecimento de campo, pôde-se perceber que o principal uso das áreas é a bovinocultura, predominando-se a cobertura de pastagens em áreas não florestadas. A Figura 36, demonstra pontos de controle utilizados na classificação da cobertura do solo.

Observou-se que cerca de metade das dolinas na área de estudo estão sendo utilizadas para atividades agropecuárias, o que evidencia a pressão sobre essas áreas. A utilização dessas áreas para esses fins pode comprometer a função natural das dolinas na recarga de águas subterrâneas, agravando os desafios relacionados à sustentabilidade dos recursos hídricos e à conservação do carste (TRAVASSOS, 2010).

Gráfico 11 – Cobertura da terra das depressões detectadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 36 – Reconhecimento *in loco* sobre a cobertura do solo de algumas das depressões detectadas.



Fonte: Acervo do autor.

O método SAFER foi aplicado a fim de obter por meio de regressão exponencial a ET/ET_0 que é o fator de cultura K_c e posteriormente a evapotranspiração real ET das depressões detectadas. Utilizou-se como dados de entrada os parâmetros biofísicos interpolados para as áreas de interesse que constam na Tabela 9, espacializados na Figura 37. Os parâmetros de regressão “a” e “b” da Equação 14, foram estimados utilizando valores de coeficientes de cultura (K_c) já definidos para regiões de Cerrado, presentes no Quadro 8, em função do inverso do NDVI sazonal para área de estudo, o qual também foi calculado a partir das imagens Planet.

O resultado da modelagem para obtenção do coeficiente de cultura em função do NDVI, albedo (α_0) e temperatura (T_0) de superfície e com os respectivos parâmetros de regressão consta na Equação 33. Esta equação pode ser utilizada satisfatoriamente para calcular a evapotranspiração de referência da bacia do rio Sobrado em trabalhos futuros.

$$\frac{ET}{ET_0} = \exp \left[-0,0046 - 0,000115 \left(\frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] \quad (33)$$

Tabela 9 – Dados climatológicos médios anuais das estações do INMET utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência.

| Nome | Estado | Estação | Altitude | Temperatura °C | Umidade (%) | Vento (m/s) | Radiação (Kj/m ²) |
|-------------------------|--------|---------|----------|-------------------|-------------|----------------|----------------------------------|
| Almas | TO | A053 | 503,00 | 28,05 | 76,79 | 1,67 | 1,48 |
| Alto Paraiso De Goiás | GO | A024 | 1264,70 | 22,69 | 80,17 | 2,20 | 1,18 |
| Araguaçu | TO | A054 | 231,00 | 29,26 | 72,13 | 1,88 | 1,50 |
| Barreiras | BA | A402 | 474,17 | 27,83 | 73,43 | 0,93 | 1,58 |
| Bom Jesus Da Lapa | BA | A418 | 447,75 | 28,51 | 71,99 | 1,39 | 1,65 |
| Buritirama | BA | A432 | 506,06 | 28,67 | 59,12 | 0,00 | 1,48 |
| Corrente | PI | A374 | 452,00 | 28,80 | 71,70 | 1,65 | 1,73 |
| Correntina | BA | A416 | 551,71 | 27,85 | 73,27 | 1,58 | 1,60 |
| Dianópolis | TO | A038 | 727,87 | 26,47 | 74,06 | 2,51 | 1,33 |
| Formosa Do Rio Preto | BA | A452 | 488,00 | 28,63 | 75,84 | 1,44 | 1,64 |
| Gurupi | TO | A019 | 274,00 | 29,43 | 68,77 | 1,10 | 1,57 |
| Ibotirama | BA | A439 | 425,12 | 28,59 | 68,32 | 1,41 | 1,67 |
| Luiz Eduardo Magalhaes | BA | A404 | 760,68 | 26,98 | 70,56 | 2,73 | 1,59 |
| Mateiros | TO | A040 | 791,00 | 27,31 | 63,60 | 3,93 | 1,47 |
| Mocambinho | MG | A539 | 454,00 | 27,41 | 67,18 | 1,07 | 1,56 |
| Montalvânia | MG | A526 | 519,52 | 27,35 | 67,16 | 2,05 | 0,17 |
| Monte Alegre de Goiás | GO | A032 | 552,00 | 28,02 | 68,04 | 1,36 | 1,52 |
| Palmas | TO | A009 | 267,00 | 29,53 | 68,03 | 1,29 | 1,30 |
| Paraná | TO | A010 | 284,96 | 28,55 | 65,09 | 0,71 | 1,47 |
| Peixe | TO | A018 | 250,87 | 29,29 | 68,40 | 0,00 | 1,59 |
| Porangatu | GO | A005 | 365,00 | 28,89 | 70,06 | 1,15 | 1,46 |
| Posse | GO | A017 | 830,00 | 26,18 | 66,71 | 2,01 | 1,47 |
| Santa Rosa do Tocantins | TO | A052 | 306,00 | 28,23 | 75,28 | 1,95 | 1,37 |

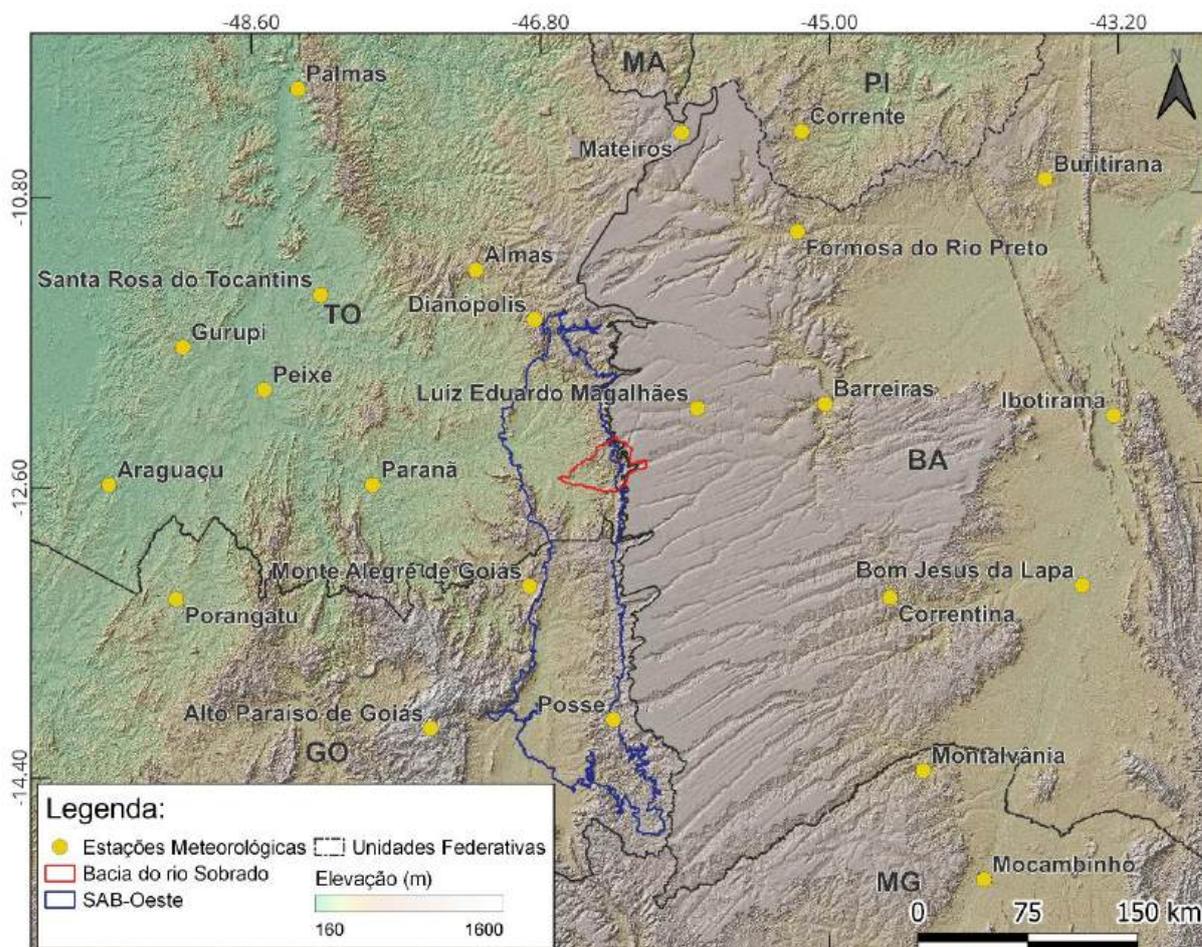
Fonte: INMET (2021).

A evapotranspiração de referência média calculada para a área das depressões detectadas foi de 5,364 mm/dia. Este valor mostrou-se ligeiramente maior quando comparado com dados de análises mais abrangentes. Cunha (2021) encontrou a evapotranspiração de referência média para a bacia do rio Tocantins de 4,29 mm/dia, apresentando em algumas localidades valores

máximos de até 7,42 mm/dia. ANA (2017) calculou para o Sistema Aquífero Urucuaia o qual é a origem hipsométrica da bacia do rio Sobrado, uma evapotranspiração de referência média de 4,11 mm/dia. Este valor ligeiramente mais baixo, se deve às áreas de maior altitude do SAU em relação ao SAB, o qual está situada, em suma, a bacia do rio Sobrado (NASCIMENTO; MORAIS, 2023a).

Giovanelli (2012) calculou a evapotranspiração utilizando evaporômetros de irrigação instalados no Campus de Gurupi da Universidade Federal do Tocantins (Sul do estado do Tocantins), encontrando valores de 4,14 mm/dia para os meses chuvosos. Os dados desses estudos indicam que os valores médios para evapotranspiração de referência aqui calculados se mostram coerentes.

Figura 37 – Distribuição espacial das estações meteorológicas utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados do INMET (2021).

A precipitação total média obtida a partir da estação Aurora do Norte (Cod. 1246001), considerando o recorte de 2012 a 2021, foi de 1416,79 mm/ano. O valor aqui calculado ficou

muito próximo do valor que consta no Plano de Bacia hidrográfica da Bacia do rio Palma (Tocantins, 2015), que foi 1400 mm/ano.

Para o mesmo recorte temporal a recarga localizada média nas depressões detectadas foi de 522,66 mm/ano com uma taxa de recarga de 36,89%. Em anos hidrológicos muito secos esta taxa tende a diminuir, como ocorrido nos anos de 2014 a 2016, pois para que haja a recarga o excedente hídrico tem que ser maior que a evapotranspiração real diária. Geralmente, devido à porção evaporada do escoamento superficial, a recarga ocorre nas dolinas após chuvas com volumes maiores que 10 mm (CHEN *et al.*, 2023).

Documentos que subsidiaram a elaboração do Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Palma, a qual abrange a sub-bacia do rio Sobrado, responsável por aproximadamente 6,4% de sua área total, informam que o volume de captação existente na bacia do rio Palma em 2018 foi 36.581.760 m³, com a agricultura correspondendo cerca de 75% (TOCANTINS, 2018). Dados desta pesquisa demonstraram que apenas o volume da recarga localizada média anual para as depressões detectadas foi estimado em 4.225.287 m³, o que supre em 11% o volume total captado da bacia. Por isso, a preservação destes locais é de fundamental importância. Além disso, Braga *et al.* (2010) esclarecem que modelos locais de recarga das águas subterrâneas que não levam em consideração a parcela referente à recarga localizada nas depressões não trazem dados consistentes.

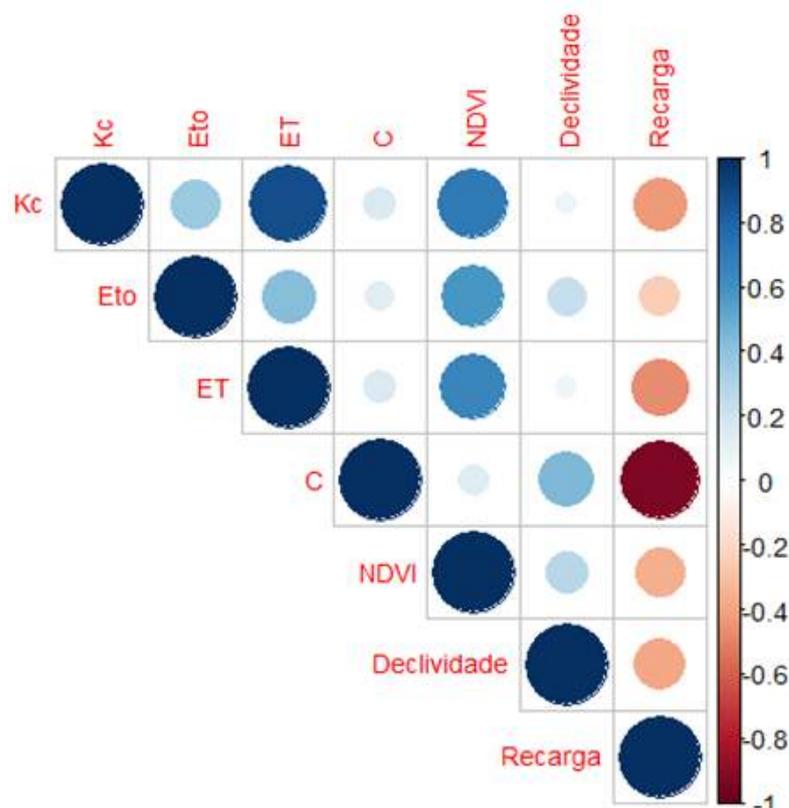
A matriz de correlação de Pearson (Figura 38) implica que o fator mais significativo influencia na recarga localizada é o fator “C”, o qual depende da cobertura do solo, declividade e tipo de solo. Notadamente, quanto mais florestada for a área da depressão menor será o escoamento e conseqüentemente menor o volume evaporado. Da mesma forma, a declividade correlaciona-se positivamente com o NDVI, com a evapotranspiração de referência e real e conseqüentemente com o coeficiente de cultura; pois quanto mais acidentada a área da depressão é menor a probabilidade de haver supressão vegetal para implantação de culturas agrícolas e pastagens. Entre as variáveis que influenciam na diminuição da recarga localizada, percebe-se que o fator com maior correlação negativa se deu entre a recarga e o coeficiente de escoamento “C”. O coeficiente de correlação de -0,99 indica fortíssima correlação entre as variáveis.

A matriz de correlação indica que a taxa de recarga no período chuvoso tende a aumentar conforme aumenta o florestamento das áreas das depressões. Em uma simulação na qual se

alterou exclusivamente o coeficiente de escoamento superficial (C), assumindo que todas as depressões estavam 100% florestadas, observou-se um aumento no percentual de recarga de 36,89% para 40,74% (Tabela 9). Este resultado reforça que a cobertura vegetal influencia diretamente a taxa de recarga ao reduzir o escoamento superficial e favorecer a infiltração local. Além disso, Ayadi *et al.* (2024) destacam que as características da superfície terrestre, como declive e tipo de solo, influenciam a taxa de recarga de águas subterrâneas em aquíferos carbonáticos. Esta análise encontrou coeficientes de correlação que corroboram essa influência, já que declividade e a textura do solo são parâmetros utilizados para determinar o fator de escoamento “C”.

Por outro lado, cumpre esclarecer que, embora a vegetação desempenhe um papel importante na promoção da infiltração na área de estudo, ao reduzir o escoamento superficial, aumentar a rugosidade do solo e favorecer a formação de macroporos, isso não implica necessariamente em maior recarga dos aquíferos. Pois, especialmente no contexto, das regiões semiáridas, a água infiltrada é rapidamente reciclada pela evapotranspiração antes de atingir o lençol freático (SCANLON *et al.*, 2002).

Figura 38 – Matriz de correlação de Pearson entre as variáveis que influenciam na diminuição da recarga localizada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Tabela 10 mostra um ganho significativo no volume armazenado com o florestamento das depressões, o que reduz o volume escoado. Esse procedimento também minimiza processos erosivos e, conseqüentemente, a obliteração das depressões (SILVA, 2008). O acréscimo de sedimentos nos fundos das depressões, transportados pelo escoamento e intensificados em áreas não florestadas, diminui a permeabilidade das dolinas. Isso faz com que o volume do escoamento permaneça por mais tempo, formando lagos temporários sujeitos à evaporação natural. Além disso, a vegetação presente nas depressões contribui para a carstificação, aumentando a concentração de CO₂ a partir da decomposição da matéria orgânica no solo. Isso resulta na formação de ácido carbônico em reação com a água da chuva, aumentando gradativamente a permeabilidade das depressões (JIANG *et al.*, 2023).

Tabela 10 – Médias anuais da precipitação total, recarga localizada e taxa de recarga localizada, considerando o recorte temporal de 2012 a 2021, considerando as depressões em condições atuais de cobertura do solo e caso fossem 100% florestadas.

| | Média | |
|------------------------------------|--|--|
| | Situação atual de cobertura do solo das depressões | Simulação se reflorestadas as depressões |
| Precipitação total (mm/ano) | 1416,79 | 1416,79 |
| Recarga localizada (mm/ano) | 522,66 | 577,21 |
| Taxa de recarga (%) | 36,89 ± 3,66% | 40,74% ± 3,88% |

A Tabela 11 mostra os resultados da mesma simulação anterior (Tabela 10) para o recorte temporal de 2017 a 2021, desconsiderando anos de seca que ocorreram de 2015 a 2016. Do mesmo modo, indica significativo ganho no volume armazenado com o florestamento das depressões. Conforme Silva (2008), este procedimento minimiza processos erosivos e conseqüentemente a obliteração das depressões, o que poderia torná-las total ou parcialmente inativa.

Tabela 11 – Médias anuais da precipitação total, recarga localizada e taxa de recarga localizada, considerando o recorte temporal de 2017 a 2021, considerando as depressões em condições atuais de cobertura do solo e caso fossem 100% florestadas.

| | Média | |
|------------------------------------|--|--|
| | Situação atual de cobertura do solo das depressões | Simulação se reflorestadas as depressões |
| Precipitação total (mm/ano) | 1669,74 | 1669,74 |
| Recarga localizada (mm/ano) | 649,30 | 715,87 |
| Taxa de recarga (%) | 38,89% ± 2,08% | 42,87% ± 2,15% |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Ações como esta são objetivos do PNRH (2022-2040) o qual é orientado por três objetivos estratégicos ou finalísticos, que devem ser alcançados por meio da implantação dos seus programas e subprogramas, sendo eles: (i) melhoria da disponibilidade hídrica, superficial e subterrânea, em qualidade e com quantidade; (ii) a redução dos conflitos reais e potenciais de uso da água, bem como dos eventos hidrológicos críticos e (iii) a percepção da conservação da água como valor socioambiental relevante (BRASIL, 2022).

Destaca-se ainda a necessidade de “promover o acompanhamento do uso e ocupação do solo em áreas de recarga e áreas de descarga” (Brasil 2022, p. 168), associado à proteção das áreas de recarga de aquíferos conforme estabelecido em Brasil (2022, p. 135).

[...]O uso descontrolado das águas subterrâneas aliado à ausência de monitoramento amplo e regular coloca as reservas de águas subterrâneas e os aquíferos em risco de contaminação e de superexploração, dificultando a sua gestão e compreensão adequadas. É necessário de compreender sua dinâmica, além de diagnosticar e proteger as áreas de recarga de aquíferos, com vistas a garantir a sustentabilidade das reservas e aquíferos.

Segundo Travassos (2010), as depressões podem acumular sedimentos e formar solos com grau de fertilidade superior em comparação aos solos circundantes, o que as torna atrativas para o uso agrícola. No entanto, essa característica que favorece a fertilidade do uso agrícola dessas áreas, frequentemente resulta em danos à estrutura do solo e pode afetar a dinâmica de infiltração de água, comprometendo o abastecimento do aquífero.

A Equação 34 foi obtida ao comparar os valores de recarga localizada com a precipitação, permitindo calcular a recarga localizada média anual e prever a contribuição das depressões conforme as chuvas de cada ano. Este modelo apresentou um coeficiente de determinação $R^2 = 0,97$.

$$R_{loc} = 0,4306P - 87,433 \quad (34)$$

Em que R_{loc} é a recarga localizada anual (mm/ano) no conjunto de depressões cársticas potenciais da bacia do rio Sobrado e P a precipitação média anual (mm/ano).

Soares (2012) calculou a taxa de recarga na bacia do rio Riachão – MG, que também é formada por rochas neoproterozóicas carbonáticas alternadas com terrígenas do Grupo Bambuí. A autora encontrou taxas de recarga variando de 25% a 45%, considerando estações pluviométricas com médias anuais entre 792,8 mm e 1061,8 mm. Aplicando esses valores de precipitação na Equação 34, para recarga localizada, obtêm-se taxas de recarga variando de 32% a 35%, o que sugere que a taxa de recarga obtida por meio do balanço hídrico em depressões é compatível com a recarga estimada para a própria bacia em ambientes carbonáticos.

A recarga aquífera em sistemas cársticos é fortemente influenciada pela precipitação. No entanto, essa relação não segue um padrão linear durante o ano hidrológico (SHEN *et al.*, 2023). Em vez disso, observa-se uma resposta não proporcional à quantidade de chuva registrada mês a mês durante o ano. A recarga tende a se estabilizar à medida que a intensidade pluviométrica aumenta (HUANG *et al.*, 2024). Nesta pesquisa, identificou-se que esse comportamento é descrito por uma função logarítmica (Equação 35), na qual a taxa de recarga se aproxima de um valor constante à medida que os volumes de precipitação aumentam.

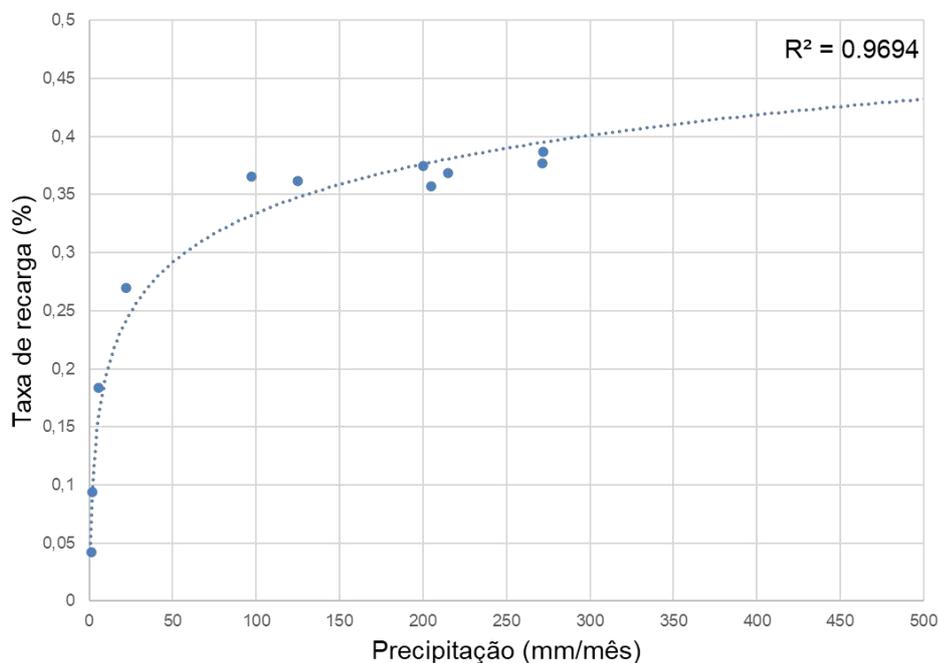
Delle Rose (2022) demonstrou que, à medida que os condutos de dissolução se enchem, a recarga atinge um limite. Esse fenômeno ocorre porque, após certo ponto, os condutos ficam preenchidos e não conseguem mais acomodar água adicional. Esse comportamento é relevante para a gestão sustentável das águas cársticas, pois demonstra um limite baseado nessa “taxa máxima” para emissão de autorizações de uso.

A Equação 35 foi obtida ao comparar os valores da taxa de recarga localizada com a precipitação mensal, permitindo calcular a taxa de recarga localizada de cada mês. Este modelo apresentou um coeficiente de determinação igual a 0,97, indicando uma forte correlação entre a precipitação e a taxa de recarga mensal. Esta equação pode ser utilizada por outros pesquisadores para estudos semelhantes em diferentes regiões, desde que as condições geológicas e climáticas sejam comparáveis. O gráfico resultante (Gráfico 12) mostra uma relação logarítmica entre a precipitação mensal e a taxa de recarga. Isso significa que, à medida que a precipitação aumenta, a taxa de recarga também aumenta, mas a um ritmo decrescente. Em outras palavras, os ganhos na taxa de recarga são maiores para valores baixos de precipitação e diminuem à medida que a precipitação aumenta.

$$T_{\text{Recarga}} = 0,061 \cdot \ln(P) - 0,0528 \quad (35)$$

Em que T_{Recarga} é a taxa de recarga mensal (%) e P a precipitação média mensal (mm).

Gráfico 12 – Taxa de recarga em função da precipitação mensal na bacia do rio Sobrado.

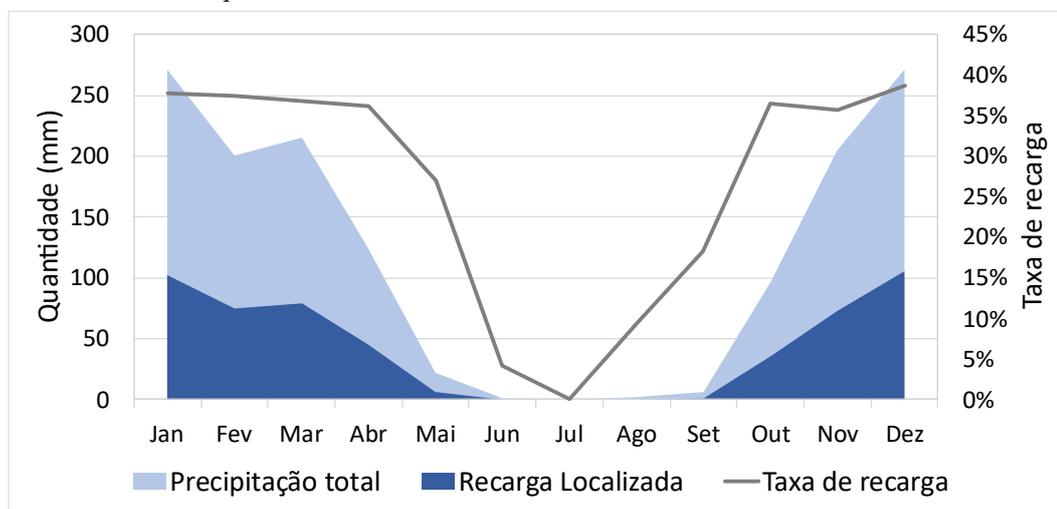


Fonte: Elaborado pelo autor.

Numa perspectiva hidrogeológica isso faz sentido, porque os condutos cársticos ficam saturados, estabilizando a taxa de recarga à medida que o volume precipitado aumenta. Este achado é importante, pois demonstra coerência com a hipótese de que a taxa de recarga média do balanço hídrico nas depressões cársticas potenciais representa, aproximadamente, o que ocorre na porção do sistema aquífero subjacente à bacia estudada ao traçar um limiar para a taxa de recarga em relação à precipitação mensal. Além disso, o modelo desenvolvido para quantificar a taxa de recarga mensalmente, com base na precipitação, é extremamente útil para a gestão de recursos hídricos. Ele permite que os gestores tenham uma ideia clara do volume de água que pode ser captado em função da precipitação, facilitando tomadas de decisões quanto à implementação de estratégias de uso sustentável da água.

O Gráfico 13 apresenta as médias mensais da precipitação e as taxas de recarga sobre a área das depressões detectadas, considerando o período de 2012 a 2021, podendo chegar a uma média de 40% no mês de dezembro.

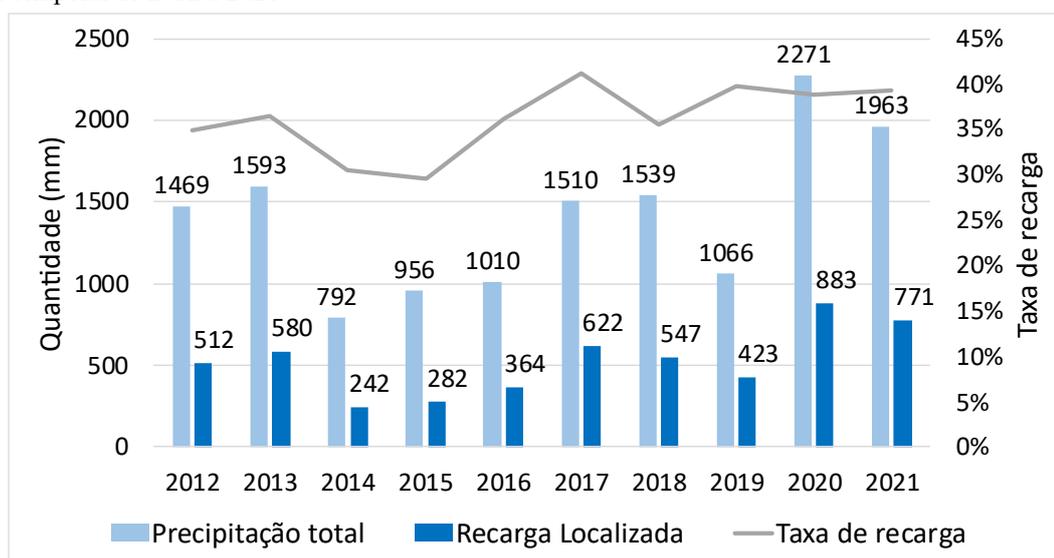
Gráfico 13 – Médias mensais da precipitação e taxas de recarga sobre a área das depressões detectadas considerando o recorte temporal de 2012 a 2021.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O Gráfico 14 indica que os anos hidrológicos de 2014 a 2016 foram anos de escassez hídrica. Para efeito de comparação foi calculada a taxa de recarga para um período que compreende os anos de 2017 a 2021. Considerando a média destes anos, a taxa de recarga localizada passaria de 36,89% para 38,89% e valor da recarga passaria de 522,66 mm/ano para 640,30 mm/ano.

Gráfico 14 – Médias anuais da precipitação e taxa de recarga sobre a área das depressões detectadas considerando o recorte temporal de 2012 a 2021.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.8 Separação do fluxo de base para a bacia do rio Sobrado

O número de estações fluviométricas para o SAB-Oeste com dados disponíveis no Sistema HidroWeb não foi suficiente para realizar uma regionalização de vazões de forma multivariada conforme apregoam Tucci (2001) e Eletrobras (1985). No entanto, foram contabilizados dados de nove estações, sendo possível testar modelos lineares que puderam ser aplicados para estimar as vazões médias mensais, vazões de permanência e vazões características do período de recessão para a bacia do rio Sobrado. Além disso, a partir dos dados das 9 bacias disponíveis para o SAB-Oeste foi possível realizar a regressão entre o BFI_{max} e a relação $Q90/Q50$.

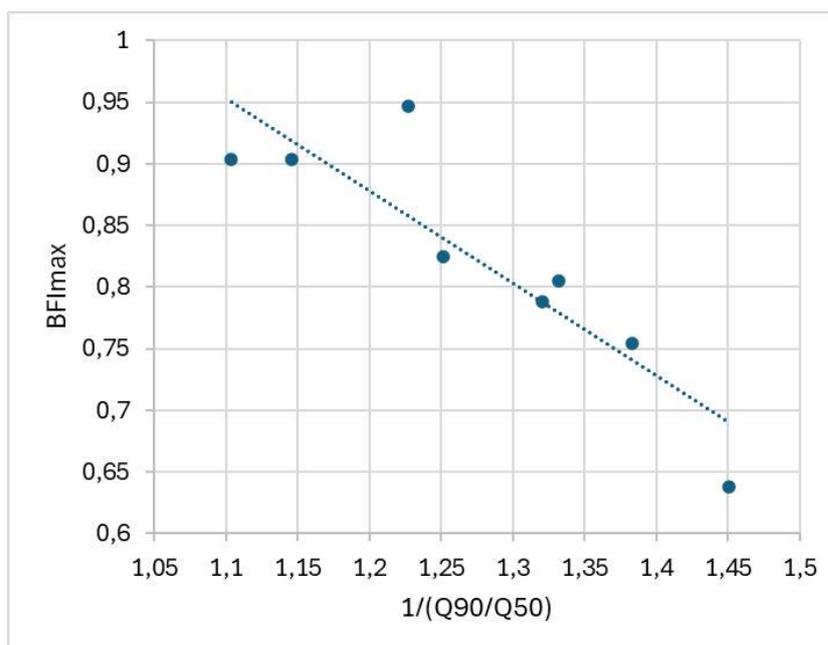
O índice de fluxo de base máximo foi calculado aplicando o filtro reverso, percorrendo os meses de setembro e outubro para cada ano de cada estação meteorológica, que se mostraram os meses de maior recessão para suas respectivas sub-bacias, ou seja, aqueles com menores vazões medidas por dia. O dia de maior recessão foi identificado quando a vazão Q_{t+11} que equivale ao próprio fluxo de base. Para as 9 estações analisadas no SAB-Oeste, o coeficiente de recessão a variou de 0,901 a 0,977.

Conforme Collishon e Fan (2012), existe uma relação linear entre o BFI máximo e a razão $Q90/Q50$ para bacias em diferentes contextos geológicos, sendo que a reta oriunda tomando como variável independente o BFI máximo e a razão $Q90/Q50$ como variável dependente, é sempre crescente. Aliado a isso, Bortolin *et al.* (2018) sugerem que esta razão de vazões de permanência seja tomada como o próprio BFI máximo.

Testou-se esta correlação para os dados calculados segundo as estações adotadas, excluindo-se a estação 21545000, que se apresentou como *outlier*, com erro padronizado superior a 1,5, distorcendo o cálculo das vazões de permanência. Obteve-se um modelo linear com $R^2 = 0,74$. Porém, ao se correlacionar o BFI máximo com o inverso da relação $Q90/Q50$, obteve-se uma relação decrescente com melhor ajuste ($R^2 = 0,80$). Este modelo encontra-se representado pela Equação 36 e Gráfico 15. Ele foi adotado para o cálculo da separação do fluxo de base da bacia do rio Sobrado pelo filtro de Eckhardt (Equação 21).

$$BFI_{max} = -0,7523 \cdot \left(\frac{Q90}{Q50}\right)^{-1} + 1,7808 \quad (36)$$

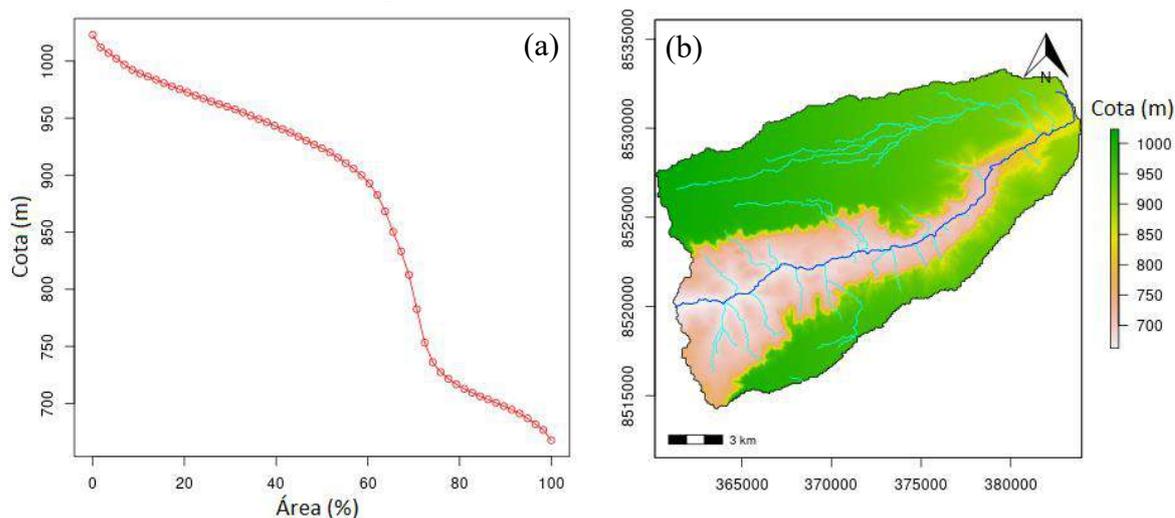
Gráfico 15 – Relação entre o BFI_{max} e o inverso da razão das vazões de permanência $Q90/Q50$ para o SAB-Oeste.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Como mencionado, a sub-bacia referente à estação 21545000 foi identificada como um *outlier* e, por isso, excluída dos cálculos. Ao analisar o mapa hipsométrico da sub-bacia em questão (Figura 39), percebe-se que se trata de uma pequena bacia desenvolvida em meio a uma fratura do maciço arenítico do Chapadão Ocidental Baiano. Dessa forma, é possível notar que a área delimitada possui características muito específicas, que favorecem o rápido escoamento, se apresentando como discrepante sob a ótica da homogeneidade requerida para a regionalização de vazões.

Figura 39 – (a) Curva hipsométrica e (b) mapa hipsométrico da sub-bacia referente à estação fluviométrica 21545000 excluída dos cálculos da regionalização de vazões.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Não foi possível obter séries de vazões totais para a bacia do rio Sobrado, por inexistência de postos fluviométricos com dados disponíveis no sistema HidroWeb. Cabe destacar que a ausência de dados fluviométricos contínuos e de qualidade em várias sub-bacias da área de estudo evidencia a necessidade de investimentos em redes de monitoramento hidrológico em regiões críticas, a fim de fortalecer a base de dados e apoiar decisões de gestão integrada dos recursos hídricos.

A partir das estações em estudo para o SAB-Oeste, calculou-se modelos potenciais individuais visando regionalizar as vazões mensais e de permanência para a bacia do rio Sobrado para as variáveis: Área, Comprimento do canal principal, Número de canais de Primeira ordem e Inclinação média da bacia. Foram utilizados os modelos que apresentaram melhores coeficientes de determinação, embora os demais modelos tenham apresentado coeficientes que implicavam correlações fortes a fortíssimas.

Percebe-se que as vazões de dezembro a junho foram melhor representadas por modelos que dependem do canal principal, enquanto os demais modelos dependem da área da bacia (Tabela 12). Com base no mesmo princípio adotado para definir a equação de regionalização das vazões mensais, a Tabela 13 apresenta os modelos obtidos para o cálculo da vazão correspondente ao dia de menor vazão (Q_{t+11}), da vazão correspondente ao décimo primeiro dia antes do dia de menor vazão registrada (Q_t) e das vazões de permanência Q90 e Q50. O BFI_{max} calculado foi de 0,85 e a razão Q90/Q50 obtida por meio da regionalização de vazões foi de 0,81.

Verificou-se coerência entre a vazão de permanência Q90 de 15,37 m³/s aqui calculada por meio da regionalização de vazões, com a vazão Q95 de 15,085 apresentada no Plano de Bacia do Rio Palma, calculada por meio de medições *in loco* durante o mês de setembro de 2007 (TOCANTINS, 2015), o que demonstra assertividade dos métodos aqui utilizados.

Ao aplicar os valores calculados das vazões Q90 e Q50 na equação que define a relação linear entre o BFI_{max} e a razão Q90/Q50, proposta por Collischonn e Fan (2012) para a região centro-sul do Brasil a partir de 15 bacias hidrográficas, obteve-se o valor de 0,89. Isso implica que o valor aqui calculado de 0,85 é mais próximo da relação Q90/Q50, sendo, portanto, mais adequado à área de estudo para calcular a taxa de recarga aquífera.

Tabela 12 – Separação do fluxo de base médios mensais para a bacia do rio Sobrado e equações de regionalização de vazões a cada mês, considerando a área da bacia $A = 1105,048 \text{ km}^2$ e comprimento do canal principal $L = 74025,907 \text{ m}$.

| Mês | Modelo | R ² | y (m ³ /s) | b (m ³ /s) |
|-----|---|----------------|-----------------------|-----------------------|
| Jan | $Q(L_p) = 4 \cdot 10^{-5} L_p^{1,2138}$ | 0,989 | 32,548 | 21,366 |
| Fev | $Q(L_p) = 2 \cdot 10^{-5} L_p^{1,2861}$ | 0,994 | 36,605 | 24,163 |
| Mar | $Q(L_p) = 7 \cdot 10^{-6} L_p^{1,3643}$ | 0,996 | 30,789 | 24,752 |
| Abr | $Q(L_p) = 7 \cdot 10^{-6} L_p^{1,3673}$ | 0,995 | 31,842 | 25,429 |
| Mai | $Q(L_p) = 4 \cdot 10^{-4} L_p^{0,965}$ | 0,960 | 19,999 | 19,999 |
| Jun | $Q(L_p) = 3 \cdot 10^{-4} L_p^{0,9857}$ | 0,956 | 18,918 | 18,891 |
| Jul | $Q(A) = 1,1918A^{0,3734}$ | 0,866 | 16,316 | 16,316 |
| Ago | $Q(A) = 1,1773A^{0,3672}$ | 0,939 | 15,432 | 15,413 |
| Set | $Q(A) = 1,2362A^{0,3571}$ | 0,829 | 15,097 | 14,530 |
| Out | $Q(A) = 1,1690A^{0,3742}$ | 0,857 | 23,266 | 16,037 |
| Nov | $Q(A) = 0,7279A^{0,4826}$ | 0,957 | 21,419 | 16,667 |
| Dez | $Q(L_p) = 4 \cdot 10^{-5} L_p^{1,2019}$ | 0,994 | 28,482 | 18,831 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Eckhardt (2005) propôs valores fixos para o BFI_{max} , dependendo da porosidade do aquífero e da perenidade do curso d'água da respectiva bacia, podendo variar de 0,25 para bacias com correntes localizadas em leitos de rocha dura, 0,50 para bacias com correntes efêmeras localizadas em aquíferos porosos e 0,80 para bacias com correntes perenes localizadas em aquíferos porosos. Observa-se que o BFI_{max} calculado para o aquífero cárstico subjacente à bacia do rio Sobrado é próximo ao sugerido para aquíferos porosos de bacias com correntes perenes, refletindo que a porosidade oriunda do fraturamento e da dissolução carbonática traduz o percentual de contribuição do fluxo de base para aquíferos porosos.

O $BFI_{\max} = 0,85$ indica uma alta contribuição da água subterrânea para o fluxo do rio, atribuindo à bacia uma boa capacidade de armazenamento de água subterrânea e uma resposta hidrológica estável. Nesse sentido foi calculada por este método uma taxa de recarga anual de 39,12%, muito próxima do valor calculado pela média do balanço hídrico de depressões cársticas potenciais da área de estudo.

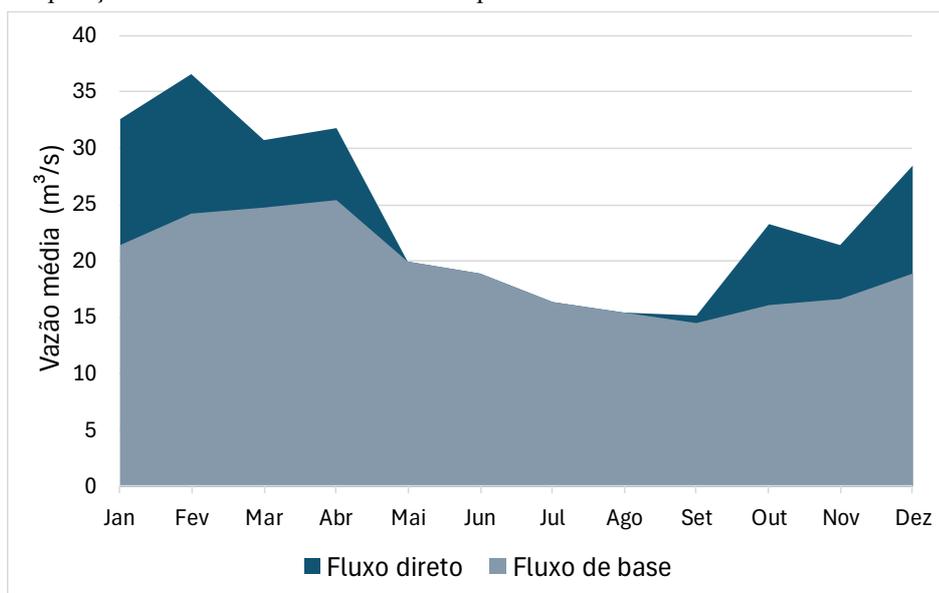
Tabela 13 – Parâmetros para o cálculo da taxa de recarga aquífera do SAB na bacia do rio Sobrado, utilizando os métodos de separação do fluxo de base de Eckhardt (2005) e Collischonn e Fan (2012).

| | Modelo | R² | Und. | Valor |
|------------------------|-------------------------------|----------------------|-------------------|--------------|
| Q(t+11) | $Q(A) = 1,1392A^{0,3633}$ | 0,989 | m ³ /s | 14,5298 |
| Q(t) | $Q(A) = 1,2234A^{0,3613}$ | 0,994 | m ³ /s | 15,3866 |
| Q90 | $Q(L_p) = 0,0018L_p^{0,8074}$ | 0,996 | m ³ /s | 15,3749 |
| Q50 | $Q(L_p) = 0,0017L_p^{0,8313}$ | 0,995 | m ³ /s | 18,9831 |
| a | Equação 23 | | Adimens | 0,9443 |
| Q90/Q50 | | | Adimens | 0,8099 |
| BFI_{\max} | Equação 36 | | Adimens. | 0,8520 |
| Recarga (R) | Equação 27 | | mm/ano | 554,249 |
| Precipitação total (P) | | | mm/ano | 1416,79 |
| TR | $TR = \frac{R}{P} \times 100$ | | % | 39,1201 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A constante de recessão calculada de 0,9443 indica uma baixa taxa de decaimento da recessão. Em outras palavras, a água esco lentamente, também sugerindo que a bacia tem uma alta capacidade de armazenamento de água. O que justifica a manutenção do fluxo do rio Sobrado em épocas de estiagem dos meses de maio a setembro (Gráfico 16).

Gráfico 16 – Separação do fluxo de base médio mensal para a bacia do rio Sobrado.



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.9 Análise da relação entre a taxa de recarga obtida por meio da separação do fluxo de base e a morfometria de diferentes sub-bacias do SAB-Oeste

Da seção anterior, percebeu-se que a separação do fluxo de base por meio da regionalização de vazões utilizando estações fluviométricas em ambientes cársticos tem o potencial de refletir a realidade e a permeabilidade desses sistemas, pois as taxas de recarga para a bacia do rio Sobrado, calculadas pelo método da separação do fluxo de base e pelo balanço hídrico em depressões cársticas potenciais, mostraram-se similares. No entanto, ambientes cársticos possuem características hidromorfológicas únicas que influenciam a recarga aquífera (ERRAHMOUNI *et al.*, 2022). Os métodos indiretos aqui citados requerem validações para ajudar a compreender como essas características afetam a recarga.

Nesta seção, buscou-se avaliar como a morfometria das diferentes bacias utilizadas na regionalização de vazões, que serviu para calcular a taxa de recarga aquífera para a bacia do rio Sobrado, apresenta padrões ou anomalias que influenciam no cálculo da recarga (REISSLER, MANZIONE; 2018). A influência da morfometria na taxa de recarga de bacias hidrográficas foi avaliada por Bortolin e Reginato (2018) ao se utilizar um método de separação de escoamento por meio do filtro de Eckhardt (2005). Os autores identificaram que características relacionadas principalmente à geomorfologia e à rede de drenagem das bacias estão relacionadas com taxa de recarga de aquíferos.

Conforme Domínguez-Pérez e Mercado-Fernández (2020), os indicadores morfométricos são fundamentais para avaliar a capacidade de infiltração de uma bacia hidrográfica. Os autores destacam a densidade de drenagem (Dd), definida como a relação entre o comprimento dos canais e a área da bacia, como um excelente indicador da permeabilidade da bacia. De acordo com Silva (1977), o principal fator que origina as redes de drenagem é o relevo, que resulta em diferentes relações entre a quantidade de água que infiltra no solo e a quantidade que esco superficialmente. Além disso, a textura topográfica apresenta uma relação inversa com a infiltração. A variabilidade na relação entre infiltração e deflúvio está relacionada com o desenvolvimento dos solos. Solos mais desenvolvidos tendem a ter maior capacidade de infiltração, favorecendo a recarga dos aquíferos o que, por sua vez, influencia os padrões de drenagem (DEMATTE; DEMÉTRIO, 1995).

A partir dessas informações, foram calculadas diferentes características morfométricas das sub-bacias associadas às estações fluviométricas selecionadas, conforme apresentado no Quadro 11.

Quadro 11 – Característica morfométricas utilizadas para análise de correlação de Pearson com a taxa de recarga aquífera obtida por meio do método da separação do fluxo de base. (Continua)

| Característica | Unidades | Descrição | Referência |
|--|--------------------|--|--|
| Densidade de drenagem $Dd = \frac{L}{A}$ | km/km ² | Indica o grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem. É a relação entre o comprimento total dos cursos d'água (L) (sejam eles efêmeros, intermitentes ou perenes) e a área total (A) de uma bacia. | CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. <i>Hidrologia</i> . Apostila da disciplina IT-156/Hidráulica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2006. |
| Extensão do percurso superficial $Eps = \frac{1}{2 \cdot Dd}$ | km | É a distância média percorrida pelo escoamento entre o interflúvio e o canal permanente. Seu valor aproximado é obtido pela metade do inverso da densidade de drenagem (Dd) | MARCUZZO, F. F. N. <i>et al.</i> Detalhamento hidromorfológico da bacia do Rio Paraíba. In: <i>XI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste</i> . Anais... João pessoa: ABRH, 2012. |
| Índice de sinuosidade $IS = \frac{Lp}{La}$ | adimens. | É a relação entre o comprimento real do curso d'água principal (Lp) e o comprimento vetorial entre os extremos do canal (La). Indica o quão sinuoso é o curso d'água, o que implica diretamente na velocidade de escoamento. Ou seja, quanto maior for o índice de sinuosidade, menor será a velocidade de escoamento. | BRUBACHER, J. P. <i>et al.</i> Suscetibilidade de enchentes a partir da análise das variáveis morfométricas na bacia hidrográfica do rio dos Sinos/RS. In: <i>XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR</i> . Anais... Curitiba: INPE, 2011. |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Quadro 11 – Característica morfométricas utilizadas para análise de correlação de Pearson com a taxa de recarga aquífera obtida por meio do método da separação do fluxo de base. (Continuação)

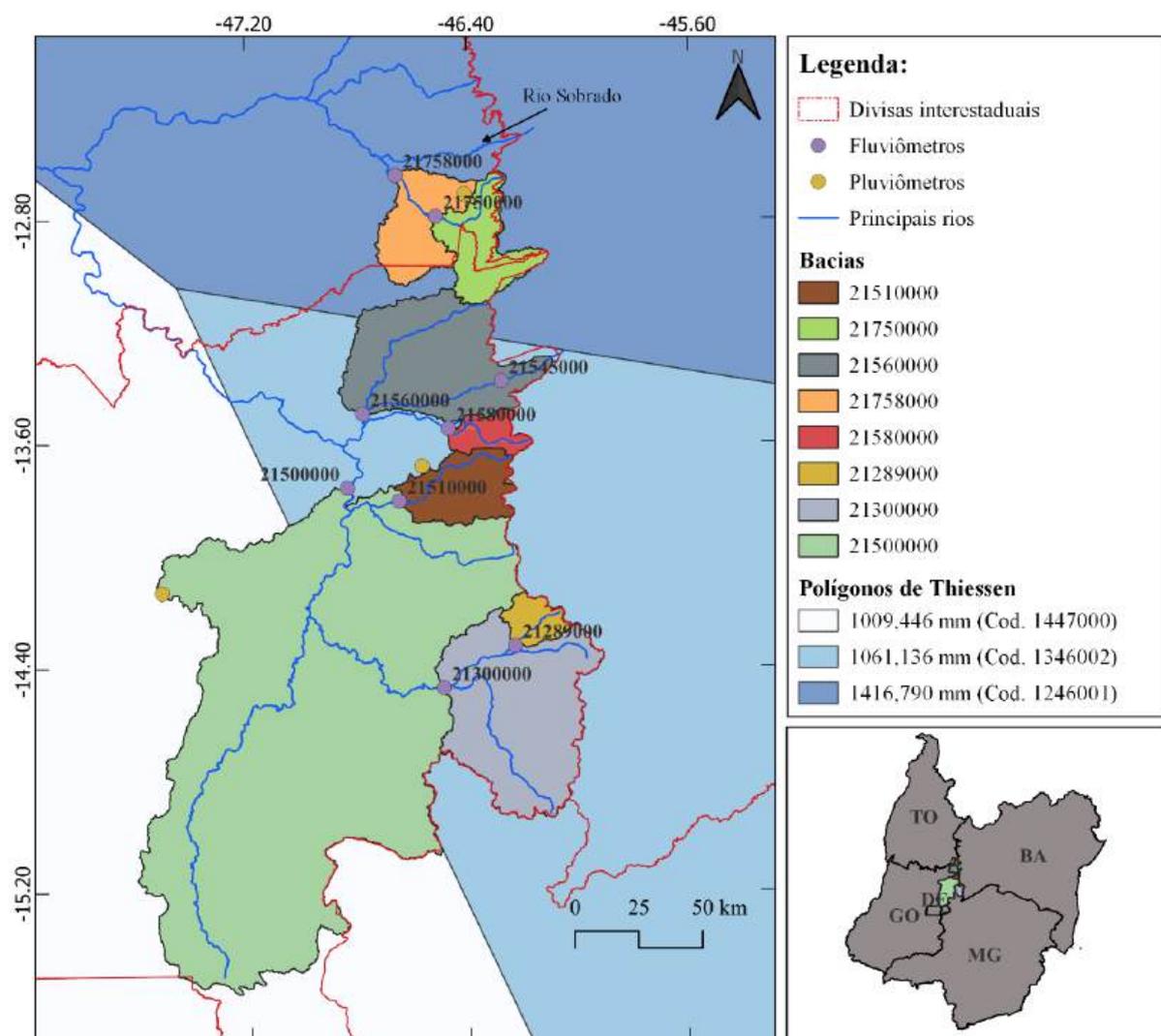
| Característica | Unidades | Descrição | Referência |
|---|----------------------|--|---|
| <p>Textura topográfica</p> $T = \frac{Nt}{Lmp}$ | und./km | A textura topográfica expressa o espaçamento entre canais, e é definida pela relação entre o número de canais (perenes ou temporários) (Nt) e o comprimento do perímetro da bacia (Lmp). Este espaçamento é classificado como grosseiro, se menor do que 4,0; médio, entre 4,0 e 10,0 e fino se maior do que 10,0. | MARCHETTI, D. A. B. Características da rede de drenagem e formas de relevo em três unidades de solo e Piracicaba, SP. <i>Pesquisa Agropecuária Brasileira</i> , v. 15, n. 3, p. 349-358, jul. 1980. |
| <p>Índice de circularidade</p> $Ic = \frac{12,57 \cdot A}{p^2}$ | adimens | Este índice indica o quão se aproxima da forma circular a forma da bacia hidrográfica. Aproximando-se da unidade à medida que se aproxima da forma circular. | TONELLO, K. C. <i>Análise ambiental da Cachoeira das Pombas, Guanhães, MG</i> . 2005. 69f. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005. |
| <p>Fator de forma</p> $Ff = \frac{A}{L^2}$ | adimens | O fator de forma indica o quão estreita é a forma da bacia, é a relação entre a largura média da bacia ($\bar{L} = \frac{L}{A}$) e o maior comprimento da mesma (L). É utilizado para indicar a propensão que a bacia tem às enchentes, quanto maior o fator de forma, ela é mais susceptível a enchentes aumentando a possibilidade de uma chuva intensa abranger toda a bacia. | CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. <i>Hidrologia</i> . Apostila da disciplina IT-156/Hidráulica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2006. |
| <p>Índice de rugosidade</p> $Ir = Fm \cdot Dd$ | adimens | “Combina as qualidades de declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número adimensional que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (Fm) e a densidade de drenagem (Dd).” | MARCUZZO, F. F. N. <i>et al.</i> Detalhamento hidromorfológico da bacia do Rio Paraíba. In: <i>XI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste</i> . Anais... João pessoa: ABRH, 2012. |
| <p>Coeficiente de torrencialidade</p> $Ctr = \frac{Np}{A}$ | und./km ² | O coeficiente de torrencialidade afere a predisposição natural da bacia hidrográfica a sofrer inundações. é representado pela relação entre o número de cursos de água de primeira ordem (Np) e da área total da bacia (A). | ROMERO D. M. A.; LOPEZ B. F.; Morfometria de redes fluviales: revisión crítica de los parametros mas utilizados y aplicacion al alto uadalquivir, <i>Papeles de Geografia (Fisica)</i> , n. 12, p. 47-62, 1987. |
| (Dm) | m/m | Consiste em determinar um valor médio de declividade entre curvas de nível ou pixels de uma grade retangular que representam a topografia de uma bacia hidrográfica. A partir da declividade da bacia é possível ter perspectivas da velocidade do escoamento e obter parâmetros de erodibilidade e vazão | CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. <i>Hidrologia</i> . Apostila da disciplina IT-156/Hidráulica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2006. |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dados das estações foram obtidos no sistema HidroWeb da ANA (Figura 40) e

utilizadas para a regionalização de vazões, etapa necessária ao cálculo da taxa de recarga da bacia do rio Sobrado. As taxas de recarga foram estimadas por meio da separação do fluxo de base, utilizando o filtro de Eckhardt (2005). Com isso, buscou-se compreender de que forma as características morfométricas das bacias influenciam a taxa de recarga em aquíferos cársticos.

Figura 40 – Localização e precipitação média anual das bacias pertencentes ao SAB – Oeste que foram utilizadas para regionalização de vazões para o cálculo da recarga aquífera da bacia do rio Sobrado



As taxas de recarga foram calculadas conforme o método citado, para cada bacia de cada posto fluviométrico (Tabela 14). Observou-se que as taxas de recarga variam de 11,57% até 57,46%. Além disso, percebeu-se que essas taxas não estão necessariamente correlacionadas com a precipitação anual. Em alguns locais, mesmo com maior quantidade de chuva anual, a recarga é menor comparada a bacias com menor quantidade de chuva. Esse resultado reflete a

heterogeneidade dos sistemas cársticos, onde suas características hidromorfológicas influenciam a recarga aquífera de maneira complexa e variada.

Para calcular a precipitação média anual das bacias, foi adotado o mesmo período utilizado para a bacia do rio Sobrado, de 2012 a 2021. Utilizaram-se dados de três postos pluviométricos disponíveis no sistema HidroWeb: 1447000, 1346002 e 1246001. A divisão das áreas de influência de cada posto pluviométrico foi realizada por meio de polígonos de Thiessen, permitindo o cálculo de médias ponderadas para cada bacia.

Tabela 14 – Taxa de recarga aquífera obtidas por meio do método da separação do fluxo de base para bacias pertencentes ao SAB – Oeste que foram utilizadas para regionalização de vazões para o cálculo da recarga aquífera da bacia do rio Sobrado.

| Estação fluviométrica | Nome | Precipitação (mm/ano) | Recarga (mm/ano) | Taxa de Recarga |
|--------------------------|--|--------------------------|---------------------|-----------------|
| 21750000 | Lavandeira (Rio Mosquito/TO) | 1416,790 | 814,106 | 57,46% |
| 21580000 | São Vicente (Rio São Vicente/GO) | 1061,136 | 598,740 | 56,42% |
| 21289000 | PCH Riachão Jusante (Rio Piracanjuba/GO) | 1061,136 | 565,484 | 53,29% |
| 21758000 | Aurora do Tocantins (Rio Palma/TO) | 1416,790 | 518,894 | 36,62% |
| 21560000 | Fazenda Veneza (Rio São Domingos/GO) | 1138,128 | 350,667 | 30,81% |
| 21510000 | Ponte São Mateus (Rio São Mateus/GO) | 1061,136 | 326,076 | 30,73% |
| 21300000 | Alvorada do Norte (Rio Corrente/GO) | 1061,136 | 237,353 | 22,37% |
| 21500000 | Nova Roma (Rio Paranã/GO) | 1032,897 | 119,556 | 11,57% |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Tabela 15 encontram-se os parâmetros hidrológicos calibrados: a (coeficiente de recessão) e BFI_{max} (Índice de fluxo de base máximo) utilizados como dados de entrada para aplicar o filtro de Eckhardt (2005) para separação do fluxo de base, além dos valores calculados das vazões totais e de base médias para cada bacia, esta última foi utilizada para o cálculo das taxas de recarga elencadas na Tabela 14.

Os valores dos coeficientes de recessão calibrados a partir da análise ano a ano do período de recessão dos hidrogramas das bacias tiveram na média dos anos resultados acima de 0,901, o que indica que as bacias analisadas possuem um comportamento hidrológico semelhante com uma recessão lenta do fluxo de base, típicas de aquíferos com alta capacidade de armazenamento. Esta resiliência hidrológica está relacionada com a alta porosidade do carste da área de estudo, também demonstrada pelos BFI_{max} calculados acima de 0,754, com exceção da estação 21289000 com BFI_{max} de 0,638, avalia-se que este resultado é devido a interferência da PCH Riachão no comportamento hidrológico da bacia, que com o armazenamento da água da chuva, provoca uma maior contribuição do escoamento superficial no ponto à jusante.

Para esta estação, percebe-se que o BFI_{max} de 0,638 é próximo da relação entre o fluxo de base médio e o fluxo total médio durante o ano hidrológico, que foi de 0,637. Isso indica que o método de Eckhardt foi bem calibrado e que a separação do fluxo de base está refletindo adequadamente a dinâmica hidrológica da bacia, pois é natural que o controle de fluxo da PCH estimule a estabilização do regime hidrológico, pois, embora haja flutuações na vazão, mantém-se uma vazão ecológica, o que é compatível com o controle de fluxo promovido pela PCH e a consequente estabilização do regime hidrológico.

Tabela 15 – Parâmetros hidrológicos e característicos das bacias analisadas

| Estação | Série adotada | | a | BFI_{max} | Área (km ²) | Vazões médias (m ³ /s) | | % do fluxo de base |
|----------|---------------|------------|-------|-------------|-------------------------|-----------------------------------|--------|--------------------|
| | Início | Fim | | | | Total | Base | |
| 21510000 | 19/09/1995 | 18/09/2005 | 0,954 | 0,805 | 1009,181 | 13,284 | 10,406 | 0,783 |
| 21560000 | 23/09/2010 | 22/09/2019 | 0,961 | 0,946 | 2781,445 | 33,777 | 30,844 | 0,913 |
| 21580000 | 01/09/2005 | 31/08/2019 | 0,954 | 0,824 | 376,952 | 9,048 | 7,137 | 0,789 |
| 21289000 | 06/05/2009 | 05/05/2010 | 0,901 | 0,638 | 371,200 | 10,423 | 6,638 | 0,637 |
| 21300000 | 10/09/2011 | 09/09/2020 | 0,939 | 0,788 | 3859,495 | 37,862 | 28,969 | 0,765 |
| 21500000 | 29/09/2012 | 28/09/2021 | 0,935 | 0,754 | 22581,623 | 114,620 | 85,375 | 0,745 |
| 21758000 | 15/10/2022 | 14/10/2022 | 0,976 | 0,904 | 2124,141 | 40,906 | 34,855 | 0,852 |
| 21750000 | 01/09/2011 | 31/08/2020 | 0,975 | 0,903 | 1064,101 | 31,179 | 27,395 | 0,879 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Outro resultado que confirma a boa calibração do método de Eckhardt, bem como a regionalização de vazões para o cálculo da taxa de recarga aquífera da bacia do rio Sobrado, é a taxa de recarga calculada para a estação 21758000 – Aurora do Tocantins. Esta estação, que pertence a uma sub-bacia do rio Palma, hidrologicamente adjacente à própria bacia do rio Sobrado, apresentou uma taxa de recarga de 36,62% de uma precipitação média de 1416,79 mm. Esse valor foi muito próximo da taxa de recarga calculada para a bacia do rio Sobrado pelo método da separação do fluxo de base, que foi de 39,12% da mesma precipitação. Essa semelhança entre os resultados pode ser atribuída ao fato de que ambas as bacias compartilham características biofísicas semelhantes, como relevo, geologia carbonática predominante e uso da terra voltado à agropecuária.

A sub-bacia correspondente ao posto fluviométrico 21500000, por sua vez, apresenta uma baixa taxa de recarga, atribuída ao fato de que, embora sua foz esteja localizada no SAB-Oeste, boa parte da bacia extrapola essa área rumo à outra parte do SAB, mais ao sul. Essa porção é predominantemente composta por unidades terrígenas aflorantes, o que reduz a infiltração, conforme discutido ao longo desta tese. Além disso, de acordo com o mapa

hidrogeológico do Brasil (SOUZA, 2004), essa região possui baixo grau de fraturamento e produtividade aquífera geralmente baixa, embora localmente possa ser moderada.

A análise das características morfométricas das bacias foi realizada por meio de uma matriz de correlação de Pearson (Figura 41). As características analisadas foram: densidade de drenagem (Dd), extensão do percurso superficial (Eps), índice de sinuosidade (IS), textura topográfica (T), índice de circularidade (IC), fator de forma (Ff), índice de rugosidade (Ir), coeficiente de torrencialidade (Ctr) e declividade média (Dm). Esses índices foram escolhidos porque influenciam diretamente na velocidade do escoamento superficial e, conseqüentemente, a recarga aquífera. Além disso, a maioria desses índices é normalizada, o que evita que variações nas dimensões das bacias influenciem os resultados. Todas as características morfométricas calculadas para as bacias estudadas encontram-se na Tabela 16.

Para interpretar a intensidade das correlações entre as variáveis morfométricas e a taxa de recarga, presentes na matriz de correlação de Pearson, adotou-se a escala proposta por Callegari-Jacques (2003), a qual classifica a força da correlação linear conforme os valores absolutos do coeficiente de correlação ($|r|$): entre 0,00 e 0,30, a correlação é considerada fraca; entre 0,30 e 0,60, moderada; entre 0,60 e 0,90, forte; e entre 0,90 e 1,00, muito forte.

A matriz (Figura 41) evidenciou uma correlação negativa fortíssima entre a taxa de recarga e a textura topográfica (-0,86), bem como uma correlação negativa forte com o índice de rugosidade (-0,63) e com o fator de forma (-0,64). Por outro lado, o índice de sinuosidade e o coeficiente de torrencialidade não apresentaram correlação com a taxa de recarga. A densidade de drenagem e o índice de circularidade mostraram correlações consideradas médias. A declividade média apresentou uma correlação positiva com a taxa de recarga, o que inicialmente parece contraintuitivo, pois com o aumento da declividade o escoamento tende a ser mais rápido, reduzindo o tempo de infiltração e a recarga. No entanto, a declividade média pode não ser uma medida adequada para o caso, pois a maioria das bacias do SAB-Oeste têm amplitudes altimétricas aumentadas devido ao Chapadão Ocidental Baiano.

Tabela 16 – Características morfométricas das bacias pertencentes ao SAB – Oeste utilizadas na regionalização de vazões para o cálculo da recarga aquífera da bacia do rio Sobrado.

| Estação | Dd | Eps | IS | T | IC | Ff | Ir | Ctr | Dm |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 21510000 | 0.625 | 0.800 | 1.449 | 1.533 | 0.258 | 0.439 | 0.361 | 0.169 | 0.104 |
| 21560000 | 0.679 | 0.736 | 1.277 | 3.112 | 0.283 | 0.392 | 0.429 | 0.197 | 0.091 |
| 21580000 | 0.598 | 0.836 | 1.526 | 1.035 | 0.271 | 0.335 | 0.320 | 0.183 | 0.122 |
| 21289000 | 0.570 | 0.878 | 1.347 | 1.228 | 0.364 | 0.468 | 0.236 | 0.191 | 0.104 |
| 21300000 | 0.593 | 0.843 | 1.565 | 3.319 | 0.262 | 0.478 | 0.317 | 0.185 | 0.093 |
| 21500000 | 0.677 | 0.738 | 1.492 | 6.522 | 0.167 | 0.481 | 0.850 | 0.189 | 0.087 |
| 21758000 | 0.670 | 0.746 | 1.566 | 2.205 | 0.211 | 0.454 | 0.455 | 0.185 | 0.108 |
| 21750000 | 0.662 | 0.756 | 1.622 | 1.338 | 0.170 | 0.383 | 0.432 | 0.178 | 0.130 |

Dd = Densidade de drenagem; Eps = Extensão do percurso superficial; IS = Índice de sinuosidade; T = Textura topográfica; IC = Índice de circularidade; Ff = Fator de forma; Ir = Índice de rugosidade; Ctr = Coeficiente de torrencialidade; Dm = Declividade média.

Fonte: Elaborado pelo autor.

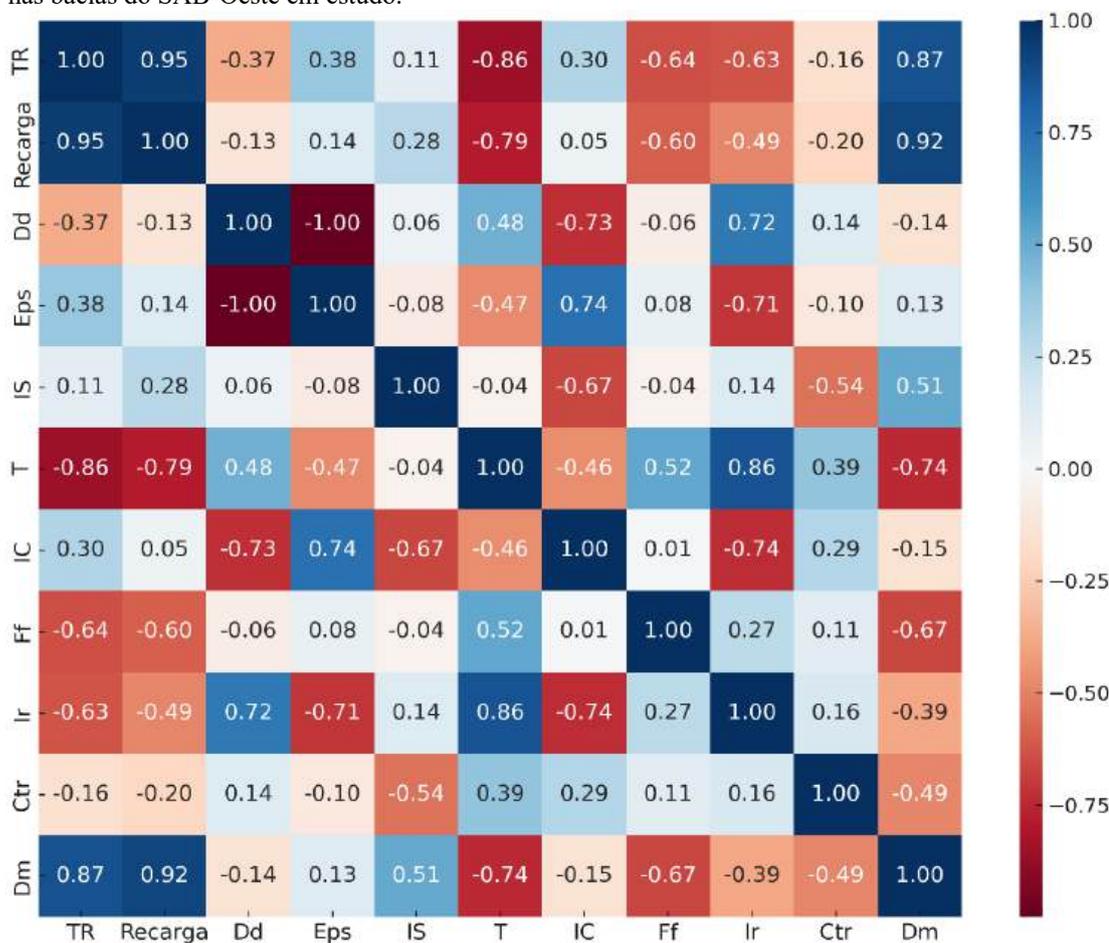
A correlação inversa entre a taxa de recarga e a textura topográfica ($r = -0,86$) indica que, conforme a textura topográfica se torna mais fina, ou seja, quanto maior a densidade de canais de drenagem, a taxa de recarga diminui, o que é coerente, pois uma maior densidade de canais de drenagem resulta em um escoamento superficial mais rápido, reduzindo o tempo disponível para a água infiltrar no solo e, conseqüentemente, diminuindo a recarga dos aquíferos. Por outro lado, uma textura topográfica mais grosseira, com menor densidade de canais de drenagem, permite que a água tenha mais tempo para infiltrar no solo, aumentando a recarga dos aquíferos (DEMATTE; DEMÉTRIO, 1995; TRENTIN *et al.*, 2010). Além disso, terrenos cársticos tendem a ter baixa densidade de drenagem superficial, devido à infiltração mais rápida da água no solo através de fraturas, fissuras e dolinas. Desse modo não se forma uma rede de drenagem superficial bem desenvolvida, o que gera uma textura topográfica mais grosseira (FORD; WILLIAMS, 2007).

O índice de circularidade é um bom indicador para analisar a possibilidade de recarga aquífera em ambientes cársticos, uma vez que está relacionado à distribuição espacial do escoamento. Neste estudo, foi observada uma correlação positiva entre a taxa de recarga aquífera e o índice de circularidade ($r = 0,30$). A partir desse resultado, entende-se que, quanto maior o índice, mais próxima da forma circular é a bacia e, conseqüentemente, mais uniforme é a distribuição do fluxo de água em toda a bacia (TRENTIN *et al.*, 2010). Essa correlação positiva pode ser explicada pelo fato de que, nesses casos, a água tende a se infiltrar de maneira mais homogênea, especialmente em solos permeáveis ou em áreas com pontos de infiltração distribuídos por toda a bacia. Essa é uma particularidade de ambientes cársticos, onde a recarga

localizada ocorre principalmente em depressões cársticas. Portanto, o índice de circularidade mostra-se um bom indicador para analisar a possibilidade de recarga aquífera nesses ambientes, uma vez que está relacionado à distribuição espacial do escoamento.

O fator de forma por sua vez apresentou uma correlação inversa forte ($r = -0,64$) em relação à taxa de recarga. Este resultado mostra-se coerente, visto que bacias mais alongadas (fator de forma alto) tendem, em muitos casos, a ter um escoamento mais rápido, pois a água se concentra em direção ao exutório, reduzindo o tempo de contato com o solo e, conseqüentemente, a infiltração. Sabe-se, contudo, que essa relação não é exclusivamente determinada pelo formato da bacia, sendo também fortemente influenciada por fatores como declividade, uso e cobertura da terra, tipo e espessura de solo e características geológicas (REISSLER; MANZIONE, 2018).

Figura 41 – Matriz de correlação de Pearson entre as características morfométricas e a taxa de recarga aquífera (TR) nas bacias do SAB-Oeste em estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A análise da correlação entre a taxa de recarga aquífera e a densidade de drenagem resultou em um fator de correlação de $-0,37$, indicando uma correlação negativa considerada

moderada. Esse resultado é coerente, pois era esperado que, conforme a densidade de drenagem aumenta, a taxa de recarga tendesse a diminuir. É natural que a água escoe mais na superfície em meios com menor porosidade/permeabilidade, aumentando a densidade de drenagem, enquanto o contrário ocorre em bacias com maior capacidade de infiltração (TRENTIN *et al.*, 2010).

Em áreas cársticas, as rochas solúveis apresentam alta permeabilidade, permitindo um sistema de escoamento subterrâneo paralelo ao escoamento superficial. Essa dualidade, onde o escoamento ocorre significativamente por meio de condutos, comuns em áreas cársticas, pode explicar a correlação negativa moderada observada. Esse mesmo princípio se aplica à extensão do percurso superficial (Eps), que representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente, influenciando tanto o desenvolvimento hidrológico quanto fisiográfico das bacias de drenagem (DOMÍNGUEZ-PÉREZ; MERCADO-FERNÁNDEZ, 2020; ERRAHMOUNI *et al.*, 2022). Este entendimento é corroborado por Ao *et al.* (2024), ao concluíram que, em regiões cársticas caracterizadas por perfis de solo rasos, desprovidos de uma camada de solo composta principalmente por material parental pouco alterado, e pela prevalência de zonas epicársticas, a precipitação infiltra-se rapidamente, originando o fluxo subterrâneo.

Embora a densidade de drenagem tenha apresentado uma correlação coerente com a taxa de recarga em áreas cársticas, a correlação moderada de -0.37 não demonstrou uma dependência significativa devido à dualidade de escoamento presente nesses ambientes. Por outro lado, o índice de rugosidade (Ir), que é calculado pela amplitude altimétrica (Fm) da bacia multiplicada pela densidade de drenagem (Dd), forneceu uma correlação de -0.63, considerada forte, em relação ao potencial de infiltração das bacias. Um índice de rugosidade alto indica um relevo mais acidentado, propício ao escoamento superficial mais rápido, o que reduz a infiltração e a recarga dos aquíferos (SILVA, 1977; TRENTIN *et al.*, 2010; MANZIONE, 2018; DOMÍNGUEZ-PÉREZ; MERCADO-FERNÁNDEZ, 2020).

A presença da amplitude altimétrica no cálculo do índice de rugosidade influencia diretamente a velocidade e o volume do escoamento superficial, complementando a informação fornecida pela densidade de drenagem e proporcionando uma correlação maior. Assim, o índice de rugosidade mostrou-se mais eficaz para refletir as condições de escoamento e infiltração, especialmente em áreas cársticas das bacias do SAB-Oeste, cuja origem hipsométrica está

associada ao Chapadão Ocidental Baiano. Em seu trecho meridional, essa feição corresponde à escarpa que delimita o setor norte do Vão do Paranã, formada predominantemente por arenitos neocretáceos do Grupo Urucuia. Trata-se de um desnível superior a 300 metros, com queda abrupta em direção aos estados do Tocantins e Goiás, exercendo forte influência sobre os padrões de escoamento e infiltração (CASTRO; CARVALHO, 2009; BORTOLIN; REGINATO, 2018).

Um resultado que contrasta com a expectativa inicial foi a correlação positiva entre a declividade média e a taxa de infiltração das bacias. De forma geral, esperava-se que, quanto maior a declividade, menor fosse a infiltração, pois a água tenderia a escoar mais rapidamente, reduzindo o tempo disponível para percolar no solo. No entanto, em ambientes cársticos, áreas mais íngremes podem apresentar maior ocorrência de afloramentos rochosos ou solos mais rasos, o que, pode favorecer a recarga.

Segundo Varela (2023), a precipitação infiltra-se e percola através da cobertura vegetal e dos solos e da camada superior da rocha, que podem apresentar diferentes graus de intemperização. O autor também esclarece que parte dessa água escoada pode formar pequenos segmentos de drenagem ou até mesmo rios que descarregam em sumidouros, o que tem maior probabilidade de ocorrer com o aumento da declividade. Além disso, na extração automática da rede de drenagem em bacias hidrográficas a partir de MDEs, esse fenômeno é ocultado ao preencher depressões e dados espúrios para obter um Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente, que neste estudo, foi utilizado o algoritmo de Wang e Liu (2006).

Este entendimento é consistente com as observações de Poesen (1984, *apud* MORBIDELLI *et al.*, 2014). Embora ele não trate especificamente do carste, o autor atribuiu a diminuição do escoamento a uma camada de solo mais fina ou ao aumento da erosão por sulcos nas encostas mais íngremes. O autor concluiu que a selagem da superfície é inversamente relacionada à inclinação, ou seja, encostas mais íngremes teriam uma camada de solo comprimido mais fina do que encostas mais planas e seriam mais propensas à infiltração. Além disso, encostas mais íngremes sofrem erosão mais rapidamente, e o aumento da erosão forma sulcos mais profundos, ampliando a área de superfície sobre a qual a infiltração pode ocorrer. Isso demonstra que a análise da correlação da declividade em relação à taxa de recarga em aquíferos cársticos é complexa e depende de múltiplos fatores, o que pode inviabilizar o uso deste índice.

Morbidelli *et al.* (2018) descreveram que muitos estudos apresentaram resultados conflitantes sobre se a infiltração aumenta ou diminui com a declividade, citando exemplos de diminuição da taxa de infiltração com o aumento da inclinação, incluem os trabalhos de Nassif e Wilson (1975), Fox *et al.* (1997), Mu *et al.* (2015) e Khan *et al.* (2016), que conduziram experimentos de laboratório e observaram que a taxa de infiltração diminuiu com o aumento do ângulo de declive. Por outro lado, Poesen (1984 *apud* MORBIDELLI *et al.*, 2014) relatou que a taxa de infiltração aumentou com o aumento do ângulo de inclinação, com resultados semelhantes aos de Assouline e Ben-Hur (2006), que também indicaram uma correlação positiva entre a inclinação e a taxa de infiltração, especialmente para solos com alta capacidade de retenção de água.

Os resultados destacaram a importância de considerar a morfometria das bacias hidrográficas na avaliação da recarga aquífera em sistemas cársticos, especialmente em regiões como o SAB-Oeste, onde a heterogeneidade hidromorfológica e a presença de rochas solúveis influenciam significativamente os processos de infiltração e escoamento.

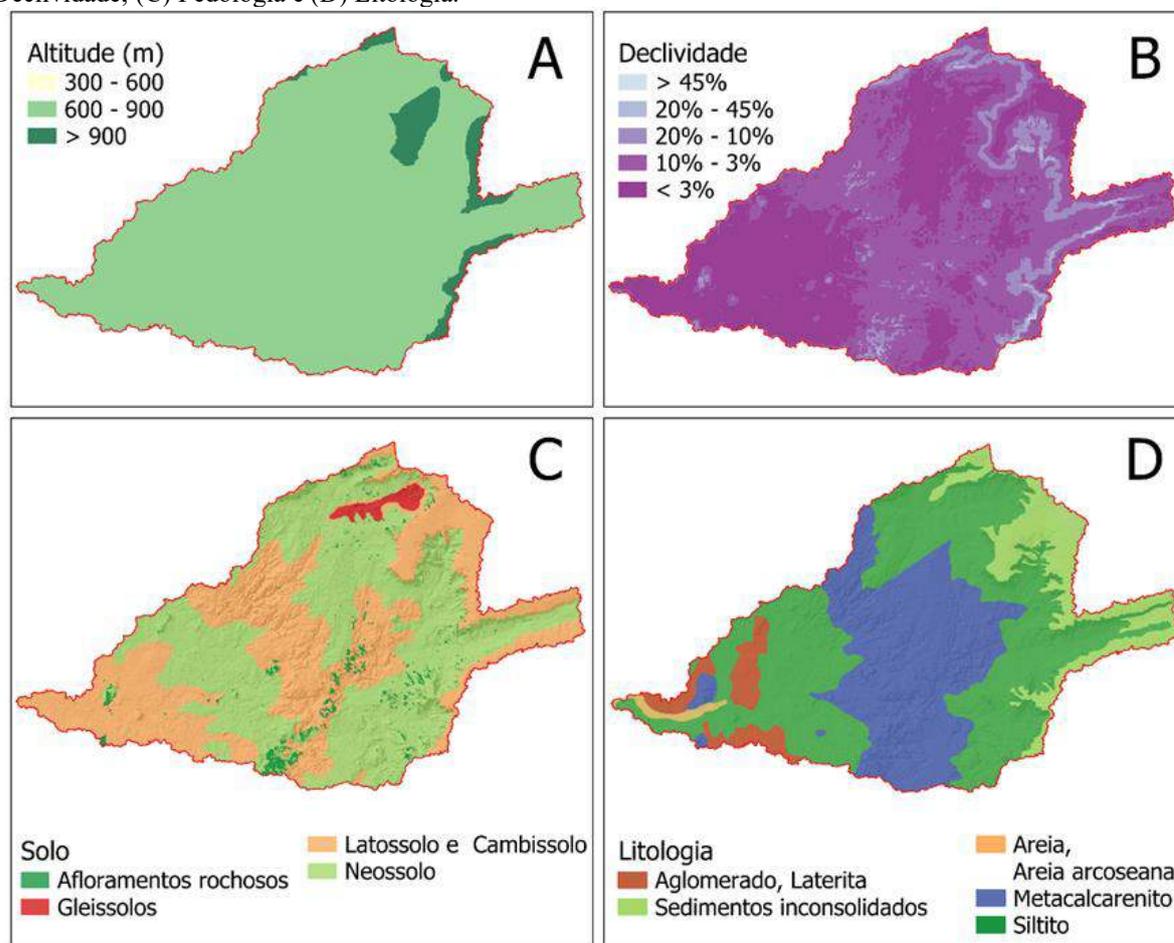
5.10 Espacialização e comparação das taxas de recarga calculadas para a bacia do rio Sobrado a partir do método APLIS

Diversos métodos indiretos são utilizados para estimar as taxas de recarga de águas subterrâneas em sistemas cársticos, sendo o método APLIS um dos mais destacados. Desenvolvido por Andreo *et al.* (2004), este método utiliza análise morfoestrutural em Sistemas de Informação Geográfica para avaliar espacialmente cinco variáveis fundamentais: altitude (A), declividade (P), litologia (L), áreas preferenciais de absorção-infiltração (I) e solo (S) (ERRAHMOUNI *et al.*, 2022; AYADI *et al.*, 2024). A análise multicritério resultante produz um mapa de distribuição espacial que ilustra a infiltração potencial efetiva dentro do sistema de águas subterrâneas cársticas, facilitando o cálculo da recarga anual expressa como a porcentagem de infiltração efetiva da precipitação (AYADI *et al.*, 2024; GONZÁLEZ *et al.*, 2024; NANOU *et al.*, 2024; TEIXEIRA *et al.*, 2024).

Buscou-se nesta seção avaliar a eficácia do método APLIS e APLIS adaptado de Teixeira *et al.* (2024), também baseado no percentual de infiltração para águas exclusivamente da chuva para especializar e quantificar a taxa de recarga média anual para bacia do rio Sobrado – TO. Os dados de entrada que alimentaram o modelo foram inseridos no sistema de informações geográficas em formato raster (Figura 42), eles incluem a espacialização dos dados

segundo faixas específicas de altitude, declividade, litologia e pedologia. Esses rasters foram gerados a partir de modelos digitais de elevação e mapas geológicos e pedológicos, permitindo uma análise detalhada das variações morfológicas e estruturais da bacia do rio Sobrado.

Figura 42 – Dados de entrada para o cálculo dos índices APLIS original e modificado. (A) Altitude; (B) Declividade; (C) Pedologia e (D) Litologia.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir de dados vetoriais adaptados de IBGE (2021) e Ribeiro *et al.* (2022).

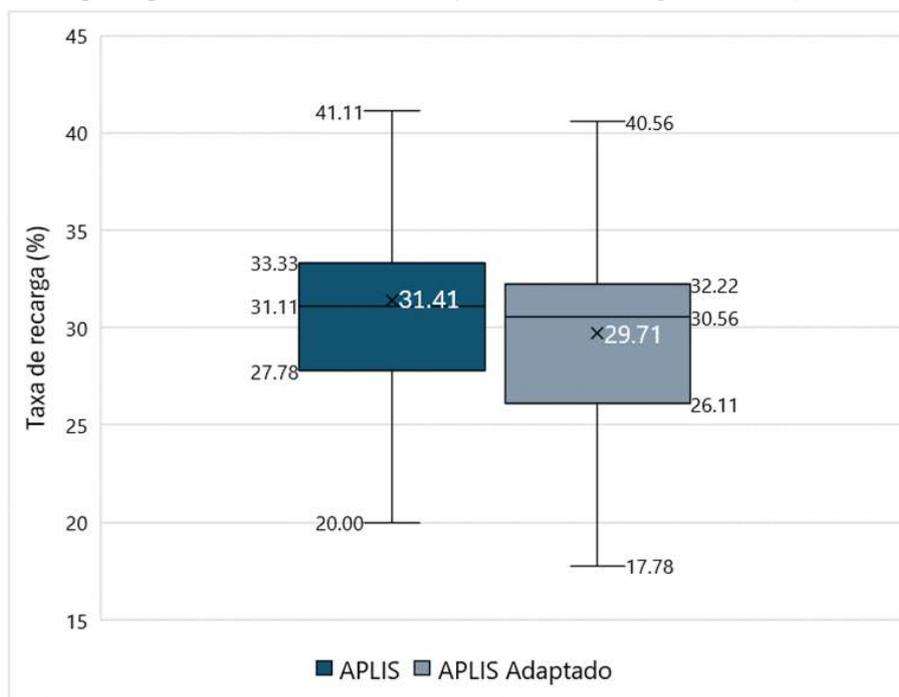
A altitude não influenciou significativamente, pois há poucas áreas com altitude superior a 900 metros, embora áreas de maior altitude tenham maior chance de precipitações (AYADI *et al.*, 2024). Por outro lado, a declividade apresentou variações importantes, resultando em maiores taxas de recarga em locais de menor declividade, associadas à foz do rio Sobrado, cuja litologia é composta por sedimentos arenosos (areia/areia arcoseana). Errahmouni *et al.* (2022) utilizaram o método APLIS e encontraram taxas de recarga variando entre 9% e 76%, com as maiores taxas associadas a áreas de alta altitude e baixa declividade.

Os solos tiveram uma influência pontual no método APLIS adaptado, ao atribuir-se o fator F_h de 0,1 para áreas com baixíssima permeabilidade de solo compostas por Gleissolos.

Isso resultou em uma ligeira diminuição na taxa de recarga média anual da bacia. Áreas compostas da litologia metacalcarenito apresentaram maiores taxas de recarga, predominando entre 30% e 40%, o que é condizente com a natureza carbonática dessas áreas, que favorecem a infiltração direta com menor influência de recarga por infiltração difusa (AYADI *et al.*, 2024).

Ao comparar os resultados obtidos pelos métodos APLIS original e adaptado com os demais métodos aplicados neste estudo, observou-se que o APLIS original estimou uma taxa de recarga média anual de 31,44%, enquanto a versão adaptada resultou em 29,71% (Gráfico 17). Em contrapartida, o método baseado na média do balanço hídrico das depressões cársticas, resultou em uma taxa de 36,89%; o método da separação de fluxo de base, 39,12%; e pelo método direto do balanço de massa de cloreto, estimou-se uma taxa de 34,54%. Esses resultados demonstram que, para a bacia do rio Sobrado, o método APLIS original se mostrou mais coerente em relação aos métodos comparativos do que sua versão adaptada. Além disso, confirma-se a tendência já apontada por Andreo *et al.* (2008), de que o método APLIS tende a subestimar ligeiramente as taxas de recarga quando comparado a métodos diretos ou baseados em observações hidrológicas.

Gráfico 17 – Variação da taxa de recarga média anual em cada pixel dos rasters calculados utilizando os Índices APLIS original e adaptado para a bacia do rio Sobrado (outliers ocultados graficamente).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os resultados entre os métodos APLIS original e adaptado foram ligeiramente parecidos,

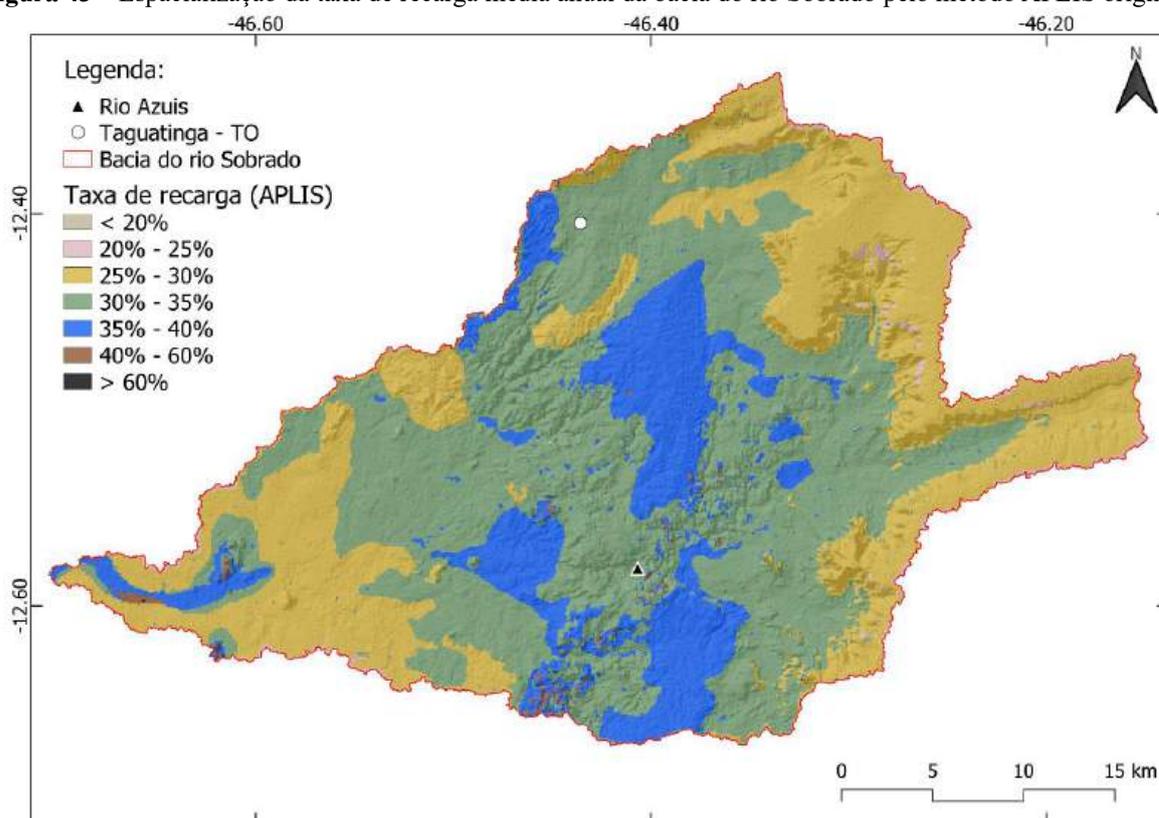
evidenciando ainda uma variação na taxa de recarga ao longo da bacia. Resultados similares foram obtidos por Nanou *et al.* (2024), ao aplicarem os métodos APLIS e APLIS modificado por Marín (2009) em sistemas cársticos na Grécia, encontrando taxas de recarga médias anuais semelhantes entre os dois métodos, mas com diferenças significativas na distribuição espacial.

As Figuras 43 e 44 mostram a distribuição espacial da taxa de recarga aquífera média anual para a bacia do rio Sobrado calculada pelo método APLIS original e APLIS adaptado. O método original evidenciou áreas com maior potencial de recarga, enquanto o adaptado apresentou uma distribuição mais uniforme. Teixeira *et al.* (2024) encontraram taxas muito próximas entre os dois métodos para a região de Lagoa Santa, MG, concluindo que a equação adaptada é considerada mais coerente pois leva em consideração as relações de influência dos parâmetros de entrada específicos para aquíferos cársticos.

Ao comparar a distribuição espacial das taxas de recarga obtidas pelo método APLIS original (Figura 43) com o mapa de potencial à escassez hídrica, conforme já apresentado na Figura 7, verificou-se uma associação entre as áreas com maior potencial de infiltração e as áreas com alto potencial de escassez hídrica. Esse fato reforça a melhor adequabilidade do método original para a bacia do rio Sobrado, considerando os parâmetros de entrada adotados neste estudo. Porções litológicas compostas por metacalcarenitos e outras áreas carbonáticas aflorantes; devido à sua natureza fraturada e cavernosa, a água infiltra mais rápido e pode ser drenada para sistemas subterrâneos profundos, reduzindo a quantidade de água disponível na superfície, contribuindo para a escassez hídrica superficial (CORRÊA; ALBUQUERQUE FILHO, 2021).

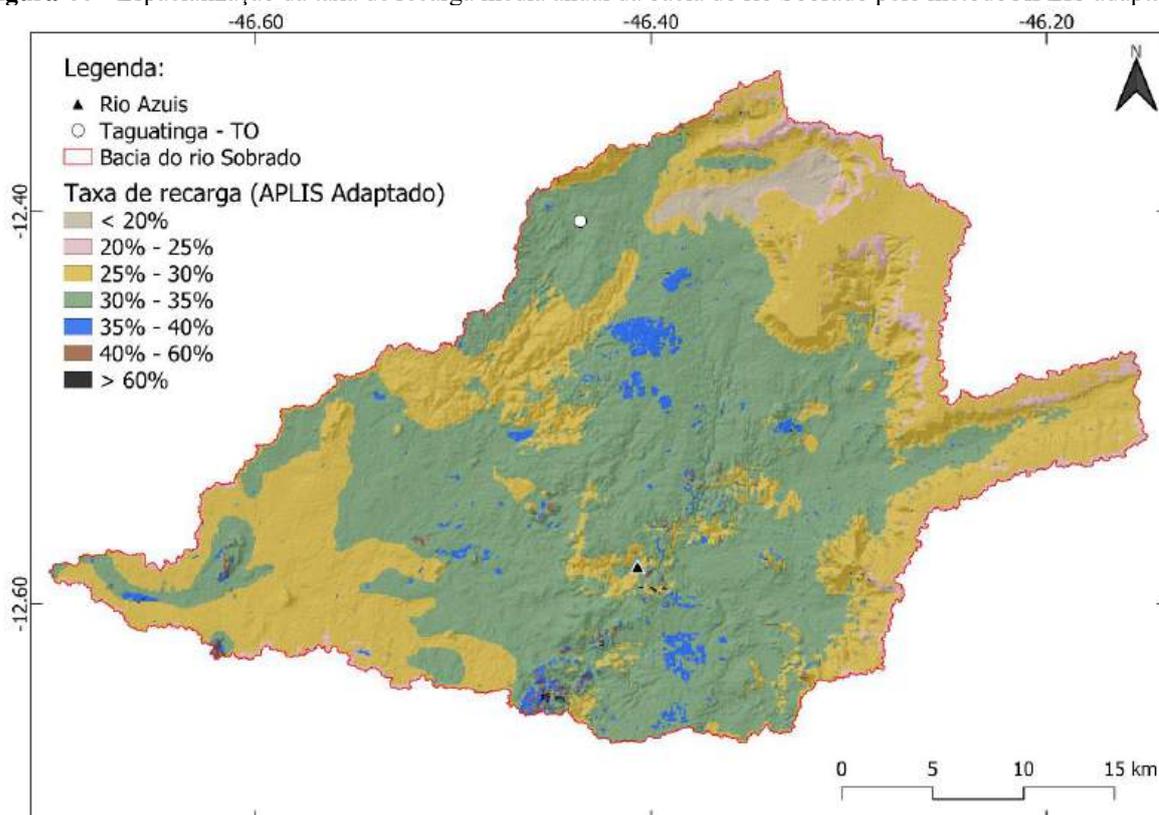
Quando calculada exclusivamente para as áreas das depressões cársticas; utilizando-se a média dos valores dos índices APLIS, original e adaptado, nos pixels internos a essas feições; observaram-se taxas de recarga muito próximas entre si, com baixa amplitude interquartílica (Gráfico 18). Por outro lado, o método do balanço hídrico das depressões realizado nesse estudo, revelou uma variação maior entre as feições, o que é condizente com a realidade, já que nem todas as depressões apresentam o mesmo comportamento em termos de recarga, dadas as variações em cobertura superficial, litologia e declividade específica que interferem na recarga e não devem ser agrupadas em faixas largas de declividade. Assim, a comparação demonstra que os métodos APLIS tendem a suavizar a variabilidade da recarga em menor escala, subestimando as diferenças naturais entre as depressões.

Figura 43 – Espacialização da taxa de recarga média anual da bacia do rio Sobrado pelo método APLIS original.



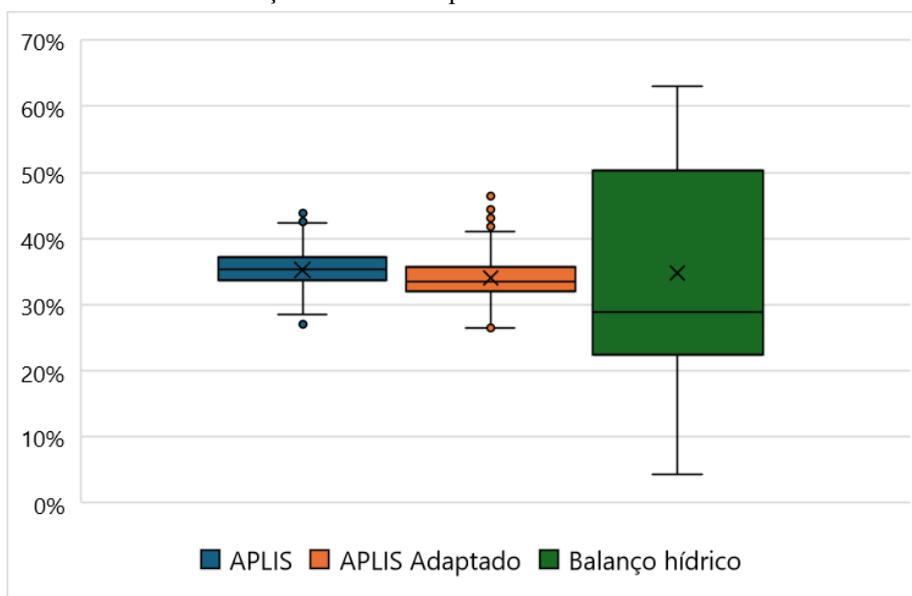
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 44 – Espacialização da taxa de recarga média anual da bacia do rio Sobrado pelo método APLIS adaptado.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Gráfico 18 – Comparação da taxa de recarga nas áreas de depressões utilizando os métodos APLIS original e adaptado com o método do balanço hídrico nas depressões.

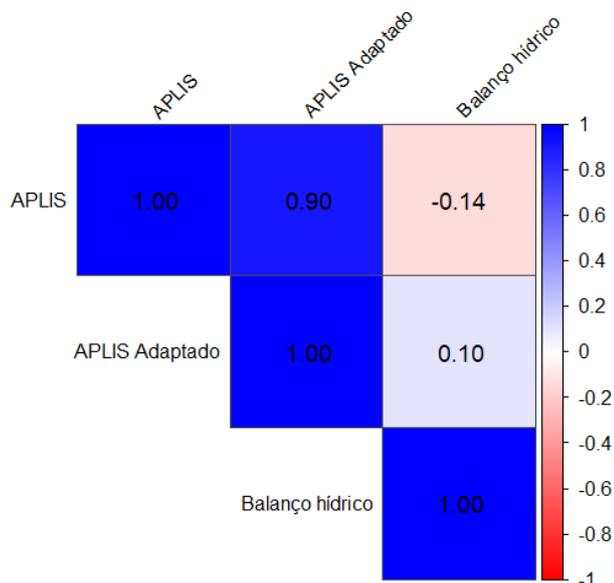


Fonte: Elaborado pelo autor.

O estudo de Teixeira *et al.* (2024) adaptou o método APLIS para as condições cársticas da região de Lagoa Santa, MG, encontrou taxas de recarga muito baixas para áreas com espessa cobertura de solo, enquanto as depressões cársticas e maciços rochosos tiveram taxas de recarga mais altas. Com base nisso, para aprofundar a análise das taxas de recarga aquífera nas depressões cársticas da bacia do rio Sobrado, foi elaborada uma matriz de correlação de Pearson. Esta matriz foi construída com base nas taxas de recarga obtidas pela média dos pixels dos arquivos rasters de índice APLIS e APLIS adaptado, circunscritos às depressões, bem como pelo balanço hídrico dessas depressões.

Os resultados demonstraram uma correlação significativa entre os métodos APLIS original e APLIS adaptado (Figura 45). Isso indica que ambos os métodos são consistentes entre si na estimativa das taxas de recarga nas áreas estudadas. No entanto, observou-se uma ausência de correlação entre os métodos APLIS e o balanço hídrico das depressões cársticas, o que evidencia uma limitação dos métodos APLIS aplicados, pois o balanço hídrico das depressões é uma medida mais direta e específica, refletindo variações locais de cobertura do solo, declividade e outras características morfoestruturais que influenciam a recarga, embora as depressões tenham sido pontuadas com o fator 5 para o raster de infiltração (I), enquanto as demais áreas que não implicam em afloramento rochoso foram pontuadas com o fator 1. Esses resultados, reforçam que o método APLIS é mais adequado para estimativas de recarga difusa em escala regional, como originalmente proposto por Andreo *et al.* (2004).

Figura 45 – Matriz de correlação de Pearson entre as taxas de recarga aquífera médias anuais calculadas exclusivamente para as áreas delimitadas pelas depressões cársticas, entre os métodos APLIS original e adaptado por Teixeira *et al.* (2024) e pela média do balanço hídrico das depressões.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Além da variabilidade das taxas de recarga em depressões cársticas devido a fatores de cobertura da terra, características morfológicas e morfoestruturais, com o passar do tempo, as depressões podem ser obliteradas, reduzindo a infiltração. Diante disso, a aplicação do fator F_h da adaptação de Teixeira *et al.* (2024) para separar as áreas de depressões das demais, aplicando o fator $F_h=1$ para estas áreas e 0,1 para as demais, não se mostrou adequada para o presente estudo. A taxa de recarga nas depressões cársticas calculada por meio do balanço hídrico apresentou variação significativa, conforme visto na Tabela 16. Assim, optou-se por ajustar o F_h com base na permeabilidade dos solos, atribuindo um fator de 0,1 para áreas de Gleissolos, e um fator de 1 para as demais áreas.

A análise da distribuição dos percentis de recarga aquífera nas depressões cársticas, obtida pelo método do balanço hídrico das depressões e comparada com os valores extraídos, pixel a pixel, dos rasters gerados pelos métodos APLIS e APLIS adaptado, evidenciou um padrão mais homogêneo nos métodos APLIS. Ambos atribuíram mais de 95% da área das depressões à faixa de recarga entre 20 e 40%, enquanto o método do balanço hídrico em depressões apresentou maior variabilidade, com distribuição também nas faixas entre 0 e 20%, 40 e 60% e até entre 60 e 80%. Esses resultados corroboram que os métodos APLIS, embora úteis para espacialização regional da recarga, tendem a suavizar as variações locais, sobretudo quando aplicados com base em dados de entrada com menor detalhamento espacial (Tabela 17).

Tabela 17 – Distribuição dos percentis de recarga aquífera nas depressões cársticas: comparação entre valores médios por depressão (balanço hídrico) e valores pixel a pixel (APLIS e APLIS adaptado) circunscritos às depressões.

| Faixa (%) | Classificação | Balanço hídrico | | APLIS | | APLIS Adaptado | |
|--------------|---------------|------------------------|----------------|------------------------|----------------|------------------------|----------------|
| | | Área (m ²) | % | Área (m ²) | % | Área (m ²) | % |
| <20 | Muito baixa | 1343560,52 | 16,72% | 0,00 | 0,00% | 0,00 | 0,00% |
| 20-40 | Baixa | 3354267,77 | 41,75% | 7692028,06 | 95,74% | 7725501,04 | 96,16% |
| 40-60 | Moderada | 3094657,78 | 38,52% | 342229,99 | 4,26% | 308757,02 | 3,84% |
| 60-80 | Alta | 241771,99 | 3,01% | 0,00 | 0,00% | 0,00 | 0,00% |
| >80 | Muito alta | 0,00 | 0,00% | 0,00 | 0,00% | 0,00 | 0,00% |
| Total | | 8034258,06 | 100,00% | 8034258,06 | 100,00% | 8034258,06 | 100,00% |

Fonte: Elaborado pelo autor.

No geral, a recarga da bacia do rio Sobrado foi classificada como baixa, variando entre 20% e 40%. A recarga classificada como baixa sugere a necessidade de estratégias de manejo que considerem sua variabilidade espacial, com maior atenção para as áreas mais vulneráveis à superexploração dos aquíferos e à redução da disponibilidade hídrica, especialmente em regiões de uso intensivo do solo para irrigação (AYADI *et al.*, 2024).

González *et al.* (2024) utilizaram o método APLIS para avaliar a recarga difusa em sistemas cársticos na bacia amazônica do Equador. Eles encontraram uma variação na infiltração efetiva de precipitação entre 11,11% e 77,11%, com uma predominância de baixa infiltração (20% a 40%), cobrindo 48% da área cárstica. O método APLIS original resultou em taxas de recarga para a bacia do rio Sobrado variando de 17,78% a 66,67% e de 2,06% a 72,78% para o método adaptado (Tabela 18). A predominância da zona de baixa infiltração para o método APLIS original foi de 99,49% e 97,60% para o método adaptado.

Tabela 18 – Comparação da distribuição espacial das taxas de recarga aquífera entre os métodos APLIS original e adaptado.

| Faixa (%) | APLIS | | APLIS Adaptado | |
|--------------|-------------------------|----------------|-------------------------|----------------|
| | Área (km ²) | % | Área (km ²) | % |
| <20 | 0,00 | 0,00% | 21,28 | 1,93% |
| 20-25 | 16,75 | 1,52% | 39,35 | 3,56% |
| 25-30 | 368,93 | 33,39% | 421,37 | 38,13% |
| 30-35 | 541,55 | 49,01% | 593,70 | 53,73% |
| 35-40 | 172,03 | 15,57% | 24,08 | 2,18% |
| 40-60 | 5,73 | 0,52% | 4,75 | 0,43% |
| >60 | 0,01 | 0,00% | 0,46 | 0,04% |
| Total | 1105,00 | 100,00% | 1105,00 | 100,00% |

Fonte: Elaborado pelo autor.

Diferentemente da análise da Tabela 17, que avaliou a distribuição das taxas de recarga pixel a pixel exclusivamente dentro das depressões cársticas, a comparação da Tabela 19 refere-se à distribuição estatística geral das taxas de recarga na escala da bacia hidrográfica. A comparação entre as taxas de recarga aquífera em diferentes percentis para os métodos APLIS original, APLIS adaptado e o balanço hídrico das depressões cársticas revelou uma distribuição condizente entre os métodos. Os percentis dos métodos APLIS foram calculados com base em cada pixel, enquanto os percentis do balanço hídrico das depressões foram obtidos a partir das taxas de recarga individuais de 270 depressões cársticas na área de estudo.

A similaridade dos percentis entre os métodos confirma a viabilidade dos métodos APLIS para espacialização da taxa de recarga na bacia do rio Sobrado, principalmente o método APLIS original, pois apresentou taxa de recarga média mais próxima dos métodos comparados. Essa concordância também sugere que a amostragem das depressões cársticas utilizadas no balanço hídrico representa de forma coerente a variabilidade espacial da recarga na bacia como um todo. Assim, a integração dessas metodologias contribui para uma compreensão mais precisa da dinâmica de recarga aquífera na bacia do rio Sobrado.

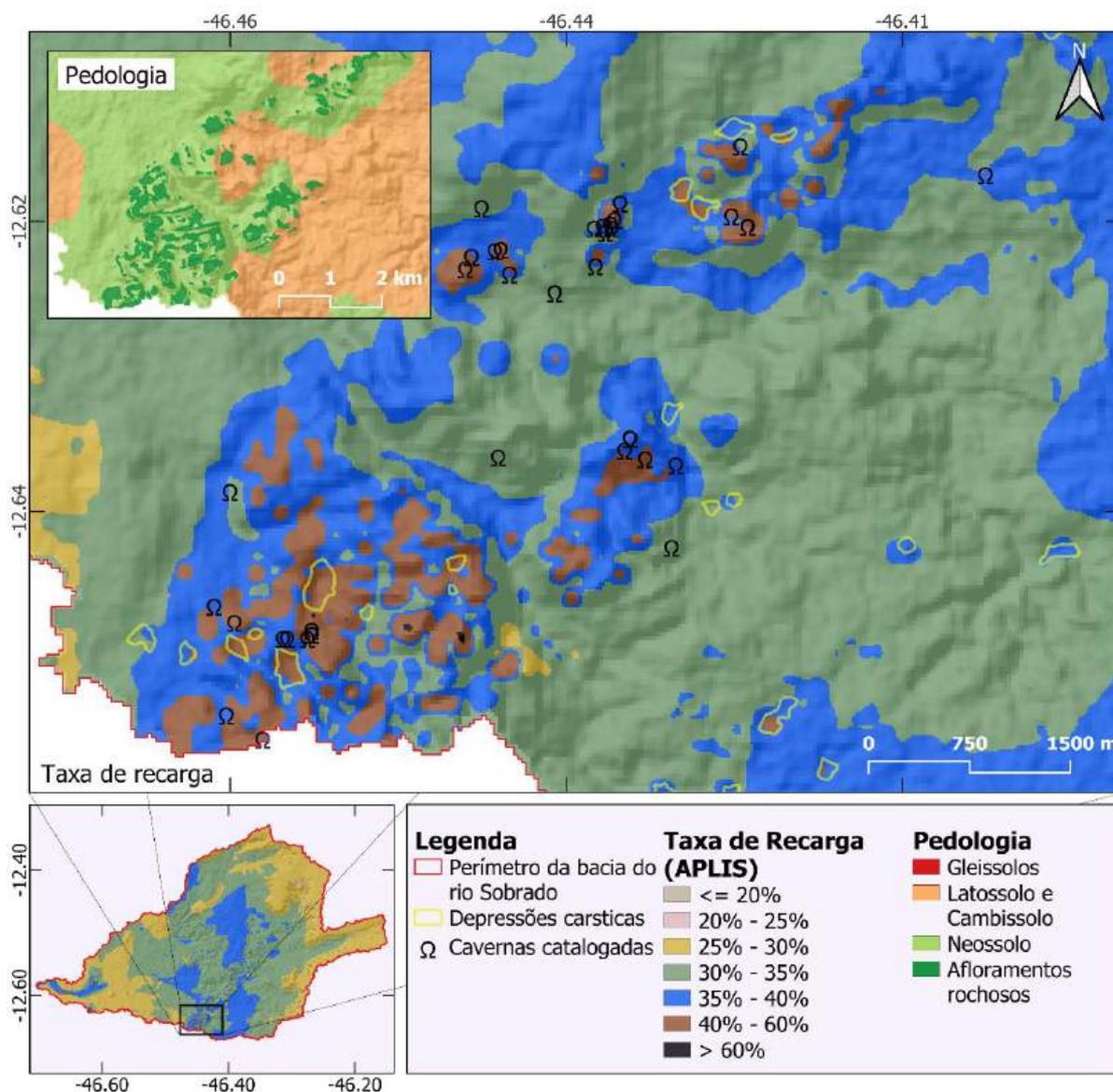
Tabela 19 – Distribuição das taxas de recarga aquífera por percentis na bacia hidrográfica segundo os métodos APLIS original, APLIS adaptado e balanço hídrico das depressões cársticas.

| Percentil | Taxa de recarga (%) | | |
|--------------|---------------------|----------------|--------------------------------|
| | APLIS | APLIS Adaptado | Balanço hídrico das depressões |
| Máximo | 66,67 | 72,78 | 62,98 |
| 75,00% | 33,33 | 32,22 | 50,27 |
| Mediana | 31,11 | 30,56 | 28,97 |
| 25,00% | 27,78 | 26,11 | 22,35 |
| Mínimo | 17,78 | 2,06 | 4,23 |
| Média | 31,41 | 29,71 | 36,89 |

Fonte: Elaborado pelo autor.

A espacialização das taxas de recarga calculadas utilizando o método APLIS na sua versão original mostrou uma concentração de valores elevados, variando entre 40% e 60% (Figura 46). Essa área coincide justamente com a região de maior ocorrência de cavernas catalogadas e afloramentos rochosos. Estes ambientes favorecem a presença de sumidouros, que atuam como pontos preferenciais de infiltração da água superficial para o sistema aquífero. Essa correlação entre as altas taxas de recarga e a presença de feições geológicas como cavernas e sumidouros reforça a assertividade do método APLIS para a área de estudo.

Figura 46 – Detalhe da região com maiores taxas de recarga calculadas pelo método APLIS original para bacia do rio Sobrado.



Fonte: Elaborado pelo autor.

É importante ressaltar que o método APLIS possui limitações, sendo uma delas a subjetividade na atribuição de pontuações para variáveis morfológicas, estruturais e hidrogeológicas, incluindo características pedológicas, o que pode introduzir incertezas nos resultados. Além disso, podem ocorrer erros devido a imprecisões nas fontes de dados utilizadas. Beyene *et al.* (2024) revisaram as fontes de incertezas nas estimativas de recarga de águas subterrâneas em regiões tropicais, áridas e semiáridas. Eles destacaram que a incerteza espacial devido aos dados de entrada pode ser minimizada usando dados de múltiplas fontes e que uma melhor conceitualização dos processos hidrogeológicos pode reduzir as incertezas dos modelos numéricos.

Embora o método APLIS original seja uma ferramenta útil para a espacialização da recarga aquífera, ele não deve ser utilizado isoladamente (TEIXEIRA *et al.*, 2024). Sua limitação em fornecer apenas médias anuais, sem considerar a sazonalidade do ano hidrológico, ressalta a necessidade de complementar este método com abordagens mais específicas e diretas para capturar a dinâmica da recarga ao longo do ano.

5.11 Validação do método a partir da medição de cloretos

O cloreto é considerado um traçador conservativo e pode ser utilizado para definição da taxa de recarga de um aquífero de forma direta. O cloreto das águas subterrâneas é derivado tanto de fontes difusas quanto pontuais em zonas de recarga difusa. Assim, o método do Balanço de Massa do Cloreto (BMC) convencional, parte da premissa básica que este elemento no aquífero está distribuído de forma homogênea e que sua concentração tende a ser sempre maior que a concentração na água da chuva, pois durante a infiltração a concentração é aumentada devido à perda de água por evaporação e transpiração (SOMARATTNE, 2013).

A fim de validar as taxas de recarga calculadas utilizando a metodologia proposta neste trabalho, foram coletadas amostras de água subterrânea em dois momentos, na estação chuvosa durante os dias de 21 a 24 de novembro de 2022 e outra coleta no mês de maior recessão hídrica na bacia durante os dias 04 e 05 de setembro de 2023. As amostras, provenientes dos poços profundos e da chuva, tiveram suas concentrações de cloreto apresentadas na Tabela 20.

Com base nos resultados de concentração de cloreto, estimou-se a taxa de recarga para a bacia do rio Sobrado em $48,37\% \pm 9,72\%$ durante a estação chuvosa e $20,71\% \pm 2,59\%$ no mês de maior recessão. Durante a estação chuvosa, a infiltração de água da chuva pode diluir a concentração de cloreto no aquífero, resultando em níveis mais baixos. Já na estação seca, a evaporação pode concentrar os sais, incluindo o cloreto, aumentando sua concentração na água subterrânea.

A média das duas taxas foi de 34,54%. Esta média fornece uma estimativa mais representativa da recarga ao longo do ano, considerando as variações sazonais. No entanto, é importante lembrar que mais medições ao longo do tempo ofereceriam uma visão mais precisa.

Para validar os métodos indiretos utilizados neste estudo, suas estimativas de recarga foram comparadas com os valores obtidos pelo método do Balanço de Massa de Cloreto (BMC).

Observou-se semelhança com as taxas de recarga obtidas pelos métodos discutidos anteriormente. A média das taxas de recarga nas depressões analisadas foi de 36,89%, enquanto a taxa de recarga obtida pela separação do fluxo de base foi de 39,12% e a taxa medida pelo método do balanço de massa de cloreto foi de 34,54%. O método mostra que a recarga anual para a bacia do rio Sobrado é de 491,34 mm/ano.

Para verificar a existência de possíveis contaminantes que poderiam influenciar nas taxas de cloreto medidas, como: uso de fertilizantes, esterco animal, esgoto e escoamento urbano, um teste de nitrato foi realizado para amostra P1, resultando em apenas 0,1 mg/L, sugerindo ausência de contaminação.

Os resultados das análises dos pontos amostrados são apresentados na Tabela 20.

Tabela 20 – Resultados do teste de concentração de cloreto em amostras de água da chuva e de poços profundos listados no Quadro 1 sendo $TR = \frac{A}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{P_i} \right)$.

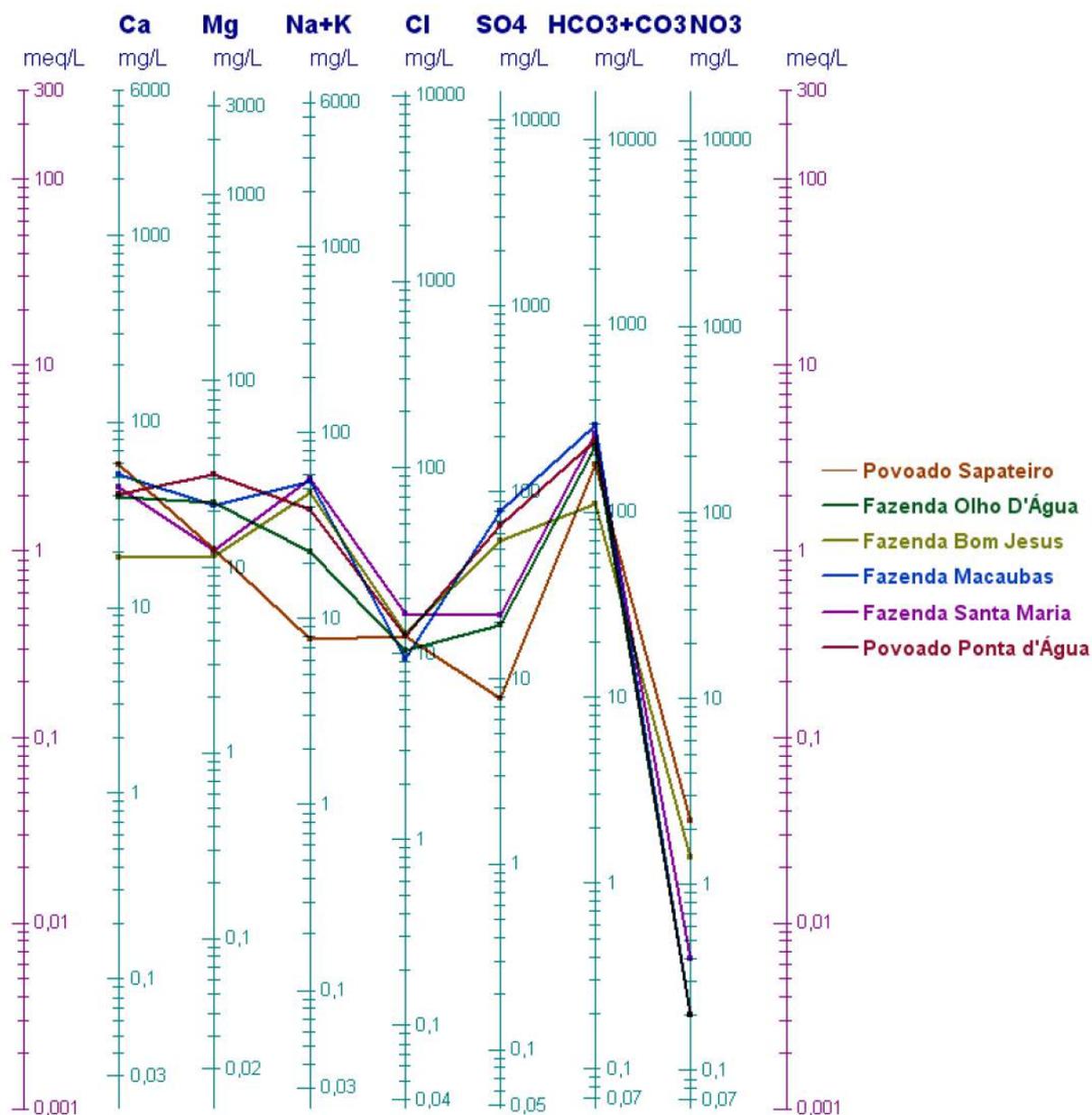
| Estação | Cloreto (mg/L) | | | | | | | | TR |
|----------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|
| | A1 | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | |
| Chuvosa | 5,62 | 12,63 | 14,51 | 11,56 | 9,12 | - | - | - | 48,37% ± 9,72% |
| Estiagem | 5,62 | 29,72 | 27,40 | 29,26 | 25,08 | 30,65 | 28,33 | 21,83 | 20,71% ± 2,59% |

As concentrações de cloreto obtidas nas amostras de água subterrânea nesta pesquisa apresentaram variações sazonais compatíveis com a dinâmica hidrológica típica de sistemas cársticos. Durante o período chuvoso, os valores variaram entre 9,12 e 14,51 mg/L, enquanto no período seco foram observadas concentrações mais elevadas, entre 21,83 e 30,65 mg/L. Com o objetivo de verificar a confiabilidade dos resultados obtidos, esses valores foram comparados a dados previamente publicados para a mesma unidade aquífera por Tocantins (2010), que identificou, no SAB-Oeste Tocantinense, concentrações de cloreto variando entre aproximadamente 9 e 18 mg/L, no mês de abril (período de transição ao final da estação chuvosa), em seis poços da região (Figura 47), mostrando-se condizentes com os dados aqui levantados.

Observou-se uma correspondência entre as taxas de recarga mensal estimadas pelo método BMC e aquelas obtidas por meio do balanço hídrico em uma amostra representativa de depressões cársticas, hipótese central desta tese. No mês de novembro, correspondente ao período chuvoso, a taxa de recarga estimada pelo BMC foi de aproximadamente 48%, enquanto o balanço hídrico indicou uma taxa de cerca de 36%. Já em setembro, durante o período seco,

os valores estimados foram de aproximadamente 20% pelo BMC e ~19% pelo balanço hídrico.

Figura 47 – Diagrama de Schöeller e Berkaloff das águas do SAB-Oeste Tocantinense, coletadas em abril de 2010, elaborado por Tocantins (2010).



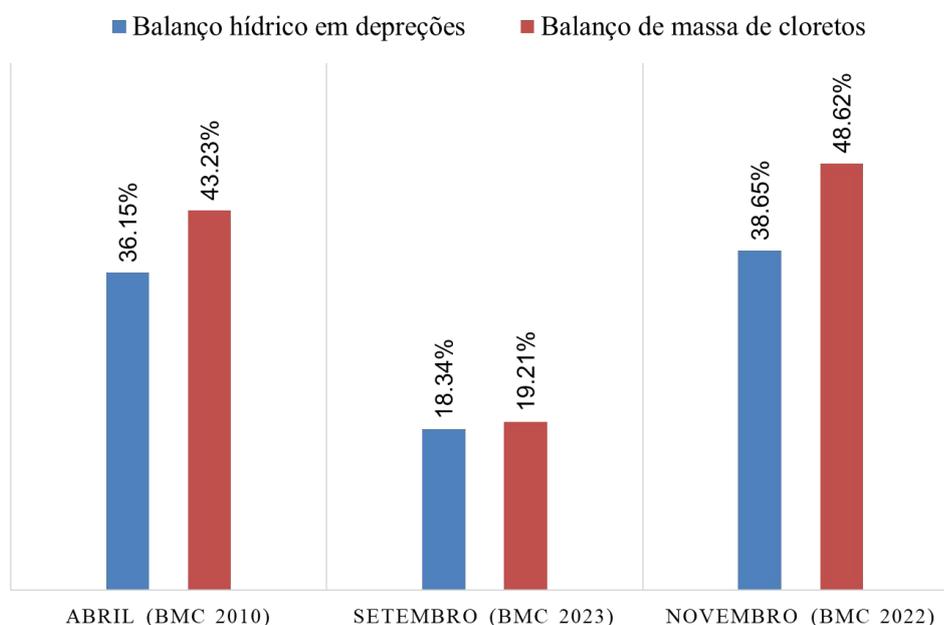
Fonte: Tocantins (2010, p. 167).

Conforme apresentado na Figura 47, Tocantins (2010) também analisou a concentração de cloreto no poço da comunidade Sapateiro (P3), registrando um valor de ~13 mg/L no mês de abril, período de transição entre o final da estação chuvosa e o início da seca. O mesmo poço foi monitorado nesta pesquisa, apresentando variações sazonais compatíveis com a dinâmica de sistemas cársticos, com concentração de 11,56 mg/L durante o período chuvoso e 29,26 mg/L

no período seco, o que também demonstra convergência com os dados obtidos nesta pesquisa.

Conforme Gráfico 19, analisando as amostras do poço da comunidade Sapateiro, observou-se coerência entre as taxas de recarga estimadas por dois métodos independentes: balanço hídrico em depressões e balanço de massa de cloreto (BMC). Utilizando-se tanto os dados de concentrações de cloreto obtidos nesta pesquisa quanto os publicados por Tocantins (2010). Em abril, os valores estimados foram de 36,15% (balanço hídrico) e 43,23% (BMC); em setembro, 18,34% e 19,21%; e, em novembro, 38,65% e 48,62%, respectivamente.

Gráfico 19 – Comparação das taxas de recarga obtidas a partir do balanço hídrico em depressões cársticas e o balanço de massa de cloreto para o poço Sapateiro para os meses de abril, coleta realizada por Tocantins (2010); setembro e novembro a partir de dados desta pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados de concentração de cloreto obtidos em setembro e novembro nesta pesquisa, e em abril de Tocantins (2010).

Embora ambas as metodologias apresentem concordância, pequenas discrepâncias podem estar associadas a limitações inerentes a cada método. O método do cloreto assume mistura homogênea da água no aquífero, o que nem sempre ocorre em ambientes cársticos heterogêneos, além de depender de amostragens discretas, enquanto o balanço hídrico das depressões, ainda que influenciado por variações locais na infiltração, oferece maior representatividade espacial e temporal, reforçando sua adequação para estudos integrados de recarga.

Esses resultados validam a ordem de grandeza das taxas estimadas por ambos os

métodos, demonstrando coerência entre os métodos aplicados. A diferença observada entre os períodos chuvoso e seco está de acordo com a dinâmica hidrológica típica de sistemas cársticos, nos quais a infiltração é mais eficaz após eventos de precipitação. Assim, confirma-se a consistência da proposta metodológica adotada neste estudo para o cálculo da taxa de recarga em escala mensal.

5.12 Base normativa e proposta metodológica para aplicação de métodos indiretos para a gestão de águas subterrâneas em ambientes cársticos

A utilização de métodos indiretos de estimativa de recarga se apresenta como alternativa tecnicamente viável, sendo altamente recomendado estimar a recarga usando múltiplos métodos (GUARDIOLA-ALBERT *et al.*, 2014). Esse modelo de gestão vem sendo utilizada internacionalmente nos principais países com experiência na gestão de aquíferos cársticos (ALLOCCA *et al.*, 2014). Estes países admitem e normatizaram o uso de estimativas indiretas baseadas em balanço hídrico, zoneamento ambiental e modelagem matemática.

No México, a Lei de Águas Nacionais (MÉXICO, 2004) estabelece a bacia juntamente com os aquíferos como unidade territorial básica para a gestão integrada dos recursos hídricos e que as concessões de uso de água subterrânea devem ser precedidas por avaliação técnica da disponibilidade hídrica, admitindo métodos indiretos para essa finalidade. No Brasil, diferentemente do México, onde a unidade de gestão é a bacia juntamente com os aquíferos, a gestão é centrada na bacia hidrográfica como a unidade territorial básica, conforme PNRH.

Outro aspecto é a outorga considerando a gestão integrada rio-aquífero que é uma realidade distante no país. Atualmente as análises realizadas para a emissão das outorgas consideram apenas a disponibilidade hídrica superficial e, no caso de poços tubulares, a vazão de teste ou a reserva do aquífero. Esta análise dissociada pode gerar uma disponibilidade superestimada, uma vez que as vazões mínimas de referência para a concessão da outorga de águas superficiais são em sua maior parte provenientes do escoamento de base provido pelo aquífero (BRASIL, 2022, p.84).

[...] O uso descontrolado das águas subterrâneas aliado à ausência de monitoramento amplo e regular coloca as reservas de águas subterrâneas e os aquíferos em risco de contaminação e de superexploração, dificultando a sua gestão e compreensão adequadas. É necessário de compreender sua dinâmica, além de diagnosticar e proteger as áreas de recarga de aquíferos, com vistas a garantir a sustentabilidade das reservas e aquíferos (BRASIL, 2022, p.135).

A Norma Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2015 (CONAGUA, 2015), indica que a definição da disponibilidade total anual média de água subterrânea em um aquífero, depende da recarga total anual média, descontadas a descarga natural e extração de águas

subterrâneas. O apêndice B dessa mesma norma, indica que a definição dessa recarga média, deve se basear em um recorte de vários anos que englobem anos de seca e chuvosos. Destaca-se que o recorte temporal usado nesta pesquisa, de 2012 a 2021, atende esta condição. Como visto no Gráfico 10, o recorte apresenta uma mescla de anos secos (2014, 2015, 2016 e 2019) e anos de chuvosos (demais anos do recorte).

No item B.3.1.3 da referida Norma Mexicana, nota-se que é indicada a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto para estimar a evapotranspiração real procedente do aquífero, fato análogo ao proposto nesta tese. O item B.3.1.1 recomenda método para separação do fluxo de base para estimar a descarga natural com base em dados de postos pluviométricos. No entanto, não menciona a possibilidade de regionalização de vazões para esse fim (CONAGUA, 2015).

Na União Europeia, a Diretiva-Quadro da Água (2000/60/CE) e a Diretiva de Águas Subterrâneas (2006/118/CE) constituem o principal referencial legal para a proteção de aquíferos, impondo a caracterização das zonas de recarga, o estabelecimento de limites sustentáveis de uso e a adoção de modelos científicos. A Diretiva-Quadro da Água (2000/60/CE) recomenda ações integradas entre os Estados da União para proteção das águas subterrâneas (EUROPEAN UNION, 2000; 2006).

No item 1.2 do Anexo VII, a Norma Europeia (EUROPEAN UNION, 2000) pede a apresentação do “mapa da localização e dos limites das massas de águas subterrâneas”. Estes “limites”, referem-se além de limiares químicos, as definições de limites exploráveis, que por sua vez passa pela definição da taxa de recarga aquífera.

Conforme a Norma Europeia, “os Estados-Membros poderão agrupar massas de águas subterrâneas para efeitos desta caracterização inicial”. Para esta análise, podem utilizar dados já existentes relacionados à hidrologia, geologia, pedologia, ordenamento do território, descargas, captação e outros, devendo identificar a localização e os limites de cada massa de água subterrânea. Por outro lado, para aquíferos em situação de risco, exige-se uma avaliação aprofundada. Este entendimento converge com a proposta desta pesquisa, onde sugere-se o uso de fontes de dados disponíveis publicamente para os modelos indiretos de cálculo de recarga (EUROPEAN UNION, 2000).

Na Eslovênia, segundo Andjelov *et al.* (2016), na Diretiva Quadro da Água da União Europeia (DQA) implementou-se que a gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos exige estimativas confiáveis da recarga média anual de longo prazo, que é usada como parâmetro para definir o “bom estado quantitativo” das águas subterrâneas. Para isso, o país implementou o modelo hidrológico regionalizado GROWA-SI, onde a recarga em sistemas cársticos é considerada como predominantemente igual ao escoamento de base cuja estimativa da recarga baseia-se na Equação 37.

$$\text{Recarga} = \text{Fluxo total} \times \text{BFI} \quad (37)$$

O modelo GROWA-SI para o cálculo da taxa de recarga apoia-se fortemente no uso de índices de fluxo de base (BFIs) para estimar a recarga, o que converge com o método aplicado nesta pesquisa, onde foi utilizado o filtro de Eckhardt com o parâmetro BFI_{max} . No referido modelo, a separação do escoamento foi feita por meio de valores calibrados de BFI por Kille (1970), com base em dados de 46 bacias hidrográficas, e posteriormente validados em outras 27 bacias.

Conforme Niang (2016), na Turquia, a gestão dos recursos hídricos subterrâneos, especialmente em aquíferos cársticos, baseia-se na atuação da *DSI – State Hydraulic Works*, órgão responsável pelo monitoramento, controle de uso e definição de critérios técnicos para outorga. Nesse estudo foi evidenciado que na bacia de Konya, o uso excessivo comprometeu o equilíbrio do aquífero, devido à não consideração da taxa média de recarga. A ausência de séries temporais de dados hidrológicos, dentre outros, e a complexidade dos sistemas cársticos têm levado à adoção de métodos indiretos para estimativa da recarga, situação análoga à demonstrada aqui para o Tocantins, onde também há escassez de dados observacionais e a necessidade de ferramentas acessíveis para estimar a disponibilidade hídrica.

Conforme Shen *et al.* (2022), no norte da China, o método mais comumente aplicado para avaliação de recarga em regiões cársticas é o método de fluxo de nascente de volume igual. Esse método baseia-se na medição do fluxo de água que emerge de nascentes, assumindo que o volume de água que sai é igual ao volume de água que recarrega o aquífero, esse princípio segue a mesma lógica da utilização do percentual do fluxo de base como o equivalente à própria recarga. Além disso, o método de balanço de massa de cloreto é altamente recomendado para estimativa de recarga de águas subterrâneas nessa região, conforme aqui aplicado para

validação das técnicas indiretas.

No Brasil, embora não haja uma norma específica para estimativa de recarga em sistemas cársticos, o uso de métodos indiretos é compatível com a Política Nacional de Recursos Hídricos, que determina que o uso da água está condicionado à disponibilidade hídrica local e à viabilidade técnica do uso pretendido (BRASIL, 1997).

A Resolução CNRH nº 15/2001, por sua vez, estabelece que a concessão de uso de águas subterrâneas exige diagnóstico hidrogeológico e avaliação da disponibilidade. O PNHR (2022-40), reconhece que a maior parte dos aquíferos brasileiros carece de monitoramento direto contínuo, e a necessidade de “desenvolver metodologias, critérios e parâmetros de análise técnica de outorgas de águas subterrâneas, considerando as particularidades de cada bacia e áreas estratégicas” (BRASIL, 2022, p. 136).

O Estado do Tocantins possui legislação compatível com a Política Nacional de Recursos Hídricos, mas ainda carece de normativas específicas voltadas à gestão de aquíferos cársticos. A Política Estadual de Recursos Hídricos foi instituída pela Lei Estadual nº 1.307/2002, que reconhece a água subterrânea como bem de domínio público e prevê o uso sustentável por meio de instrumentos como a outorga, o enquadramento e o plano de bacia. A regulamentação do uso da água é complementada pelo Decreto nº 2.432/2005, que define os procedimentos para obtenção de outorga, sem especificar os métodos técnicos a serem empregados na estimativa da disponibilidade hídrica.

Esta proposta metodológica combina o balanço hídrico em dolinas, o método APLIS e o filtro de Eckhardt, e conforme demonstrado, está tecnicamente ligada às legislações internacionais. Assim, entende-se ser viável dentro da legislação estadual, fornecendo subsídios técnicos para tomada de decisão na outorga do uso de águas subterrâneas em áreas cársticas pouco instrumentadas, como o que ocorre no SAB Tocantinense.

Com isso, a proposta aqui apresentada, à exemplo do já utilizado em outros países com experiência em gestão de águas cársticas, propõe que a recarga média anual para concessão inicial do uso, seja calculada a partir de séries de longo prazo que meschem anos de seca e chuvosos, comumente usadas em estudos hidrogeológicos. Adicionalmente, Guardiola-Albert *et al.* (2014) indicam que durante a vigência da concessão de uso, as variações mensais podem dar origem a sérias subestimações da recarga do aquífero, destacando o uso de múltiplos

métodos além da gestão adaptativa com base no balanço mensal.

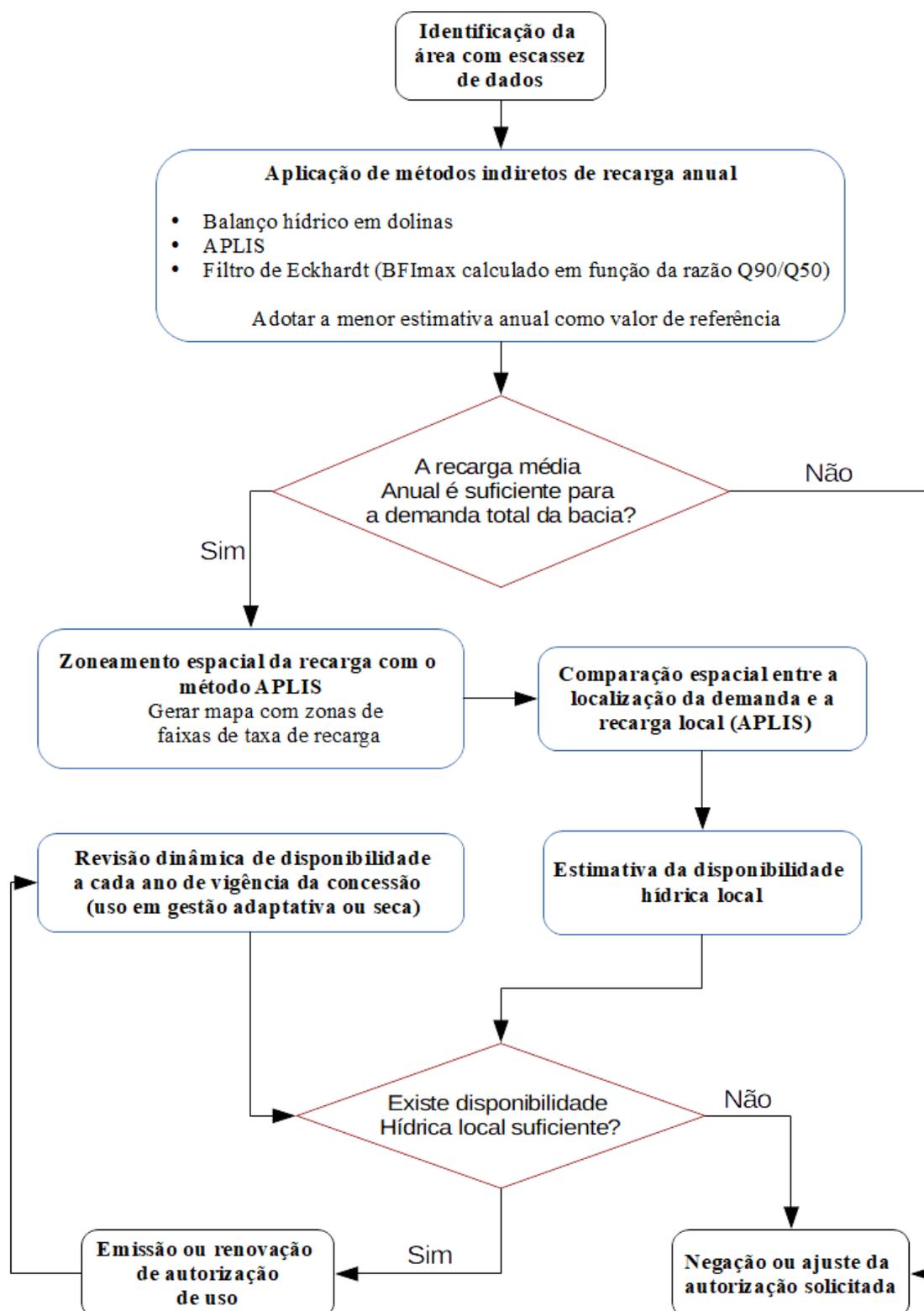
Desse modo, como a outorga de uso da água subterrânea no Tocantins é concedida por um período fixo de até cinco anos, propõe-se que equações análogas à equação de recarga mensal desenvolvida nesta pesquisa (Equação 35) sejam utilizadas como ferramenta complementar de gestão adaptativa. Aplicando-se a equação mês a mês com os valores de precipitação do ano hidrológico anterior, para estimar a recarga acumulada ao longo do ano e comparar com os valores utilizados na outorga original, o que permite ao órgão gestor reavaliar a segurança hídrica da concessão e emitir alertas técnicos em casos de anomalia ou déficit crítico de recarga.

Nesse modelo, propõe-se ainda avaliar a disponibilidade hídrica de forma local a partir da espacialização da recarga por meio do método APLIS, visando o equilíbrio entre infiltração e extração. Zonas com maior potencial de recarga, conforme indicadas pelo método APLIS, podem ser também as mais vulneráveis à escassez hídrica superficial, uma vez que a água da chuva se infiltra rapidamente, reduzindo o escoamento e a disponibilidade local imediata, como já demonstrado no decorrer deste texto a partir da visível associação entre as zonas de maior infiltração (Figuras 43 e 44) com as zonas de maior potencial de escassez hídrica (Figura 7).

A sugestão de mapear a recarga com o método APLIS e associar esses dados à disponibilidade hídrica superficial, pretende estabelecer um modelo de equilíbrio territorial entre os tipos de captação, superficial e subterrânea. Pois zonas de alta recarga natural seriam priorizadas para uso subterrâneo, enquanto zonas com menor recarga, poderiam atender à demanda hídrica sem comprometer o aquífero.

Com base no estudo de caso para bacia do rio Sobrado aqui demonstrado, este trabalho vem fornecer referência metodológica para estimativa, avaliação e gestão de recarga de recursos hídricos subterrâneos cársticos em regiões onde falem dados, conforme fluxo ilustrado na Figura 48.

Figura 48 – Fluxo de gestão para emissão e revisão de outorgas de uso de água subterrânea em ambientes cársticos com carência de dados hidrogeológicos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo investigou a possibilidade de calcular a taxa de recarga em aquíferos cársticos pela média do balanço hídrico em depressões potenciais de uma sub-bacia hidrográfica, comparando-a com a taxa de recarga obtida por meio da separação de fluxo de base, calculada a partir da correlação entre a razão Q_{90}/Q_{50} . O objetivo foi analisar a eficácia da estimativa da taxa de recarga de aquíferos cársticos, por meio de métodos indiretos específicos, como instrumento de apoio à gestão hídrica. Para isso, foram estabelecidos objetivos específicos que incluíram: a detecção e delimitação das depressões cársticas; a identificação das direções de fluxo de água subterrânea; o cálculo do percentual de recarga aquífera; a comparação dos valores de recarga com os valores de fluxo de base; a espacialização e comparação das taxas de recarga pelos métodos APLIS original e adaptado; e a validação dos resultados por meio do método do balanço de massa de cloreto.

Para calcular a taxa de recarga a partir da média do balanço hídrico em uma amostra de depressões cársticas na área de estudo, esta pesquisa focou na identificação de potenciais depressões cársticas na bacia do rio Sobrado, localizada no sudeste do estado do Tocantins. Utilizou-se o método de detecção de depressões pela diferença entre o Modelo Digital de Elevação (MDE) bruto e o MDE com falhas preenchidas pelo algoritmo de Jenson e Domingue (1988). Com essa abordagem, foi possível identificar e delimitar 299 depressões potenciais na bacia do rio Sobrado, das quais 270 sobrepõem-se ao Grupo Bambuí, cobrindo uma área de 803,42 hectares. No entanto, a baixa resolução e a presença de feições de superfície nos MDEs globais dificultaram a identificação de depressões de menor área e profundidade, resultando em uma densidade reduzida de detecções em relação à área total da bacia do rio Sobrado.

O MDE híbrido derivado da fusão dos MDEs: NASA DEM, AW3D30 e Copernicus Glo-30, que considerou a menor altitude dentre as células sobrepostas, permitiu identificar 12 depressões que poderiam passar despercebidas quando analisados cada MDE de forma individual. A utilização dos MDEs globais com resolução de 30 m para identificação de depressões cársticas de forma remota, quando feita por apenas um MDE, mostrou-se insuficiente. Ao associar e interseccionar as depressões identificadas por meio dos demais produtos analisados, verificou-se que apenas 13% das depressões consideradas potenciais coincidiram. Portanto, para grandes áreas, é sempre recomendável a utilização de mais de um MDE para o procedimento de detecção de depressões.

A utilização de MDEs derivados de interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW para delimitação das depressões foi possível devido à existência de inverno e verão bem definidos, o que permitiu selecionar imagens Sentinel-1 ao final do período de estiagem, quando ocorre a redução da densidade foliar da vegetação do Cerrado devido à sua característica caducifólia. Isso melhorou a precisão vertical em relação aos MDEs globais utilizados, e, associado à sua melhor resolução horizontal, tornou a delimitação das depressões mais suave e próxima à realidade de campo.

A partir do método SAFER, obteve-se um modelo matemático em que é possível estimar o coeficiente de cultura para a área de estudo tendo como entrada apenas o NDVI, a temperatura e o albedo de superfície, os quais podem ser extraídos de diferentes bandas espectrais das imagens Landsat 8. Entende-se que esta equação auxiliará em trabalhos futuros para a bacia do rio Sobrado. Além disso, foi desenvolvido um modelo para quantificar a taxa de recarga mensalmente, dependendo da quantidade de chuva em cada mês. Este modelo, que já consta no trabalho, pode ser útil para a gestão de recursos hídricos, permitindo que os gestores tenham uma ideia clara do volume de água que pode ser captado em função da precipitação. Isso facilita a tomada de decisões e a implementação de estratégias de uso sustentável da água.

Os resultados obtidos confirmam que as depressões cársticas funcionam como unidades de análise essenciais para compreender a dinâmica de recarga na bacia do rio Sobrado. A taxa de recarga média nas depressões potenciais, estimada em 36,89% da precipitação anual, mostrou-se comparável à taxa de recarga equivalente ao fluxo de base, que foi de 39,12% ao ano. Essa concordância sustenta a hipótese de que uma amostra espacialmente representativa de depressões cársticas pode refletir, em escala de bacia, o equilíbrio entre recarga efetiva e fluxo de base, caracterizando-se como um microcosmo da recarga cárstica regional.

Foi possível inferir uma equação para estimar o índice de fluxo de base máximo para o SAB-Oeste em função da relação Q90/Q50. Além disso, a validação do método por meio da análise das concentrações de cloreto, que resultou em uma taxa de recarga de 34,54% ao ano, corrobora a representatividade dos dados obtidos. Esses achados indicam que a metodologia aplicada é eficaz para estimar a recarga aquífera em sistemas cársticos, podendo ser utilizada como uma ferramenta de gestão hídrica em regiões com características geológicas semelhantes.

As taxas de recarga estimadas neste trabalho indicam um elevado grau de carstificação na área de estudo, apesar da densidade de depressões cársticas potenciais identificadas não ser

muito alta. Além disso, embora haja uma extensa área terrígena, esta apresenta uma cobertura pedológica de baixa espessura. A análise do perfil construtivo de poços cadastrados no SIAGAS sugere a existência de um aquífero sotoposto de natureza cárstica bem desenvolvido, onde ocorre apenas um retardo na infiltração.

Esta pesquisa permitiu inferir de forma regionalizada as direções mais prováveis do fluxo de água subterrânea para o Sistema Aquífero Bambuí presente na bacia do rio Sobrado. A coincidência na direção de lineamentos e o alinhamento de dolinas ao longo da mesma fratura reafirmam que essas estruturas atuam como caminhos preferenciais para fluxos subterrâneos, muitas vezes condicionados pelos planos de fraqueza da rocha. Essa configuração facilita a infiltração e a recarga aquífera, especialmente nas dolinas.

A quantificação da recarga localizada por meio de depressões cársticas realizada nesse estudo indica que essas dolinas desempenham um importante papel na recarga do aquífero. Além da possibilidade de inferir a direção preferencial do fluxo subterrâneo, a identificação dessas relações é importante em estudos geológicos, hidrogeológicos e de engenharia, pois pode ajudar na compreensão dos processos de formação do relevo e na avaliação de riscos associados, como colapsos de terreno ou instabilidade geotécnica.

A aplicação do método APLIS, juntamente com sua versão adaptada, permitiu uma análise da espacialização da recarga aquífera na bacia do rio Sobrado. Ao comparar a taxa de recarga média anual obtida pelos métodos APLISs com aquelas estimadas pela média do balanço hídrico em depressões cársticas, pelo método da separação do fluxo de base e pelo balanço de massa de cloreto, observou-se concordância entre os métodos. O método APLIS original apresentou uma taxa de recarga média anual mais próxima das obtidas pelos métodos comparativos do que sua versão adaptada, com desvios variando entre 3,1 e 7,7 pontos percentuais.

Do ponto de vista da gestão de recursos hídricos, o modelo APLIS e sua versão adaptada mostraram-se ferramentas úteis para subsidiar o planejamento e a gestão integrada em aquíferos cársticos, especialmente em contextos em que o monitoramento direto da recarga é limitado. Desse modo, entende-se que o método permite avaliar a disponibilidade hídrica de forma espacialmente delimitada em zonas específicas dentro da bacia, visando o equilíbrio entre recarga e captação. Conclui-se que esta ferramenta é eficaz para a espacialização da taxa de recarga aquífera, complementando métodos mais diretos e específicos.

A análise da relação entre a taxa de recarga aquífera e as características morfométricas das sub-bacias do Sistema Aquífero Bambuí – Oeste evidenciou a complexidade dos sistemas cársticos, onde fatores como textura topográfica, densidade de drenagem e índice de rugosidade influenciam fortemente a recarga aquífera. Observou-se uma correlação negativa muito forte entre a taxa de recarga e a textura topográfica (-0,86), bem como uma correlação negativa forte com o índice de rugosidade (-0,63), indicando que sub-bacias com alta densidade de canais e relevo mais acidentado tendem a apresentar menor infiltração. Em contrapartida, áreas com textura mais grosseira e menor rugosidade favorecem a recarga. A correlação positiva entre a declividade média e a taxa de recarga, embora contraintuitiva, sugere que, em ambientes cársticos, solos mais finos e afloramentos rochosos em áreas íngremes podem facilitar a infiltração, apesar do escoamento superficial potencialmente acelerado.

Além disso, o índice de circularidade mostrou uma correlação positiva, indicando que bacias com formas mais circulares tendem a distribuir a água de maneira uniforme, favorecendo a infiltração homogênea. Por outro lado, o fator de forma apresentou correlação negativa (-0,64), sugerindo que bacias alongadas concentram o escoamento, reduzindo o tempo de infiltração. Esses resultados destacam a importância da morfometria na avaliação da recarga em aquíferos cársticos, reforçando a necessidade de considerar a interação entre geomorfologia, cobertura do solo e características hidrológicas específicas para a gestão das águas cársticas.

A avaliação da distribuição dos percentis das taxas de recarga de cada depressão com a distribuição dos percentis de cada pixel da espacialização da recarga pelo método APLIS confirmaram a representatividade da amostra para o cálculo da taxa de recarga por meio da média do balanço hídrico dessas depressões. Além disso, hipóteses secundárias foram validadas, como a regionalização de vazões a partir de bacias hidrológicamente homogêneas no mesmo sistema aquífero, cujos resultados se alinharam com medições *in loco* de estudos anteriores. Da mesma forma, a equação que relaciona o BFI_{max} com a relação Q90/Q50, desenvolvida para o carste, mostrou aplicabilidade ao apresentar valores consistentes com a literatura e com métodos empíricos.

Portanto, a pergunta central deste estudo, se métodos indiretos podem ser instrumentos confiáveis para a gestão sustentável de aquíferos cársticos em condições de escassez de dados, foi respondida afirmativamente. Os resultados confirmaram que a média do balanço hídrico em depressões cársticas, associada à separação do fluxo de base por meio do filtro de Eckhardt,

bem como o método APLIS (original e adaptado), constituem abordagens eficazes para estimar a recarga aquífera em sistemas cársticos, em consonância com outras abordagens consagradas. Desse modo, os métodos aplicados demonstraram-se adequados para serem utilizados por órgãos gestores em regiões com escassez de dados, constituindo-se numa ferramenta tecnicamente válida para a estimativa de recarga em aquíferos cársticos.

Concluiu-se que este estudo proporcionou conhecimento para a conservação das depressões cársticas, espacializando sua distribuição e quantificando a contribuição de cada uma para a recarga do aquífero. Os resultados destacam a importância dessas depressões para a recarga aquífera, reforçando a necessidade de sua conservação frente aos crescentes impactos antrópicos na região.

7 SUGESTÃO DE TRABALHOS FUTUROS

Aumentar o número de bacias com dados fluviométricos disponíveis no Sistema Aquífero Bambuí, com características geológicas similares, para pelo menos 60 bacias, com objetivo de realizar uma redução fatorial exploratória sobre as características morfométricas que apresentarem maior afinidade com a taxa de recarga aquífera. Segundo Hair *et al.* (2009), para análises fatoriais é desejável uma razão mínima de 5 a 10 observações por variável, sendo 50 a 100 casos o mínimo recomendável.

Realizar o mapeamento da vulnerabilidade cárstica da bacia do rio Sobrado e comparar com a distribuição das depressões cársticas deste estudo e de outros que porventura venham a complementar esta pesquisa. Essa análise subsidiaria ações de conservação e manejo direcionadas às zonas mais sensíveis à contaminação e à recarga concentrada.

Comparar as taxas de recarga obtidas pela separação do fluxo de base das bacias do SAB-Oeste, calculadas neste estudo, com análises de concentração de massa de cloreto e água da chuva de pelo menos três poços em cada sub-bacia analisada.

Dada a aplicabilidade prática dos métodos propostos, recomenda-se que futuras pesquisas avaliem estratégias de inserção dos procedimentos metodológicos no contexto da gestão estadual de recursos hídricos, considerando órgãos como o NATURATINS ou o comitê da bacia do rio Palma.

Replicar os métodos aqui estudados com adoção de mapas geológicos, hidrogeológicos e pedológicos em escalas mais detalhadas, pois muitas das incertezas detectadas estão associadas à generalização de informações em escalas regionais.

8 REFERÊNCIAS

- ABDULLAH, A.; AKHIR, J. M.; ABDULLAH, I. Automatic mapping of lineaments using shaded relief images derived from digital elevation model (DEMs) in the Maran-Sungi Lembing area, Malaysia. **Electronic Journal of Geotechnical Engineering**, v. 15, n. 6, p. 949-958, 2010. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/267550694_Automatic_Mapping_of_Lineaments_Using_Shaded_Relief_Images_Derived_from_Digital_Elevation_Model_DEMs_in_the_Maran_-_Sungi_Lembing_Area_Malaysia. Acesso em: 23 jan. 2025.
- AL-CHARIDEH, A. Recharge rate estimation in the Mountain karst aquifer system of Figh spring, Syria. **Environ Earth Science**, v. 65, p. 1169–1178, 2012.
- ALENCAR, C. A. B. *et al.* Irrigação de pastagem : atualidade e recomendações para uso e manejo. **Revista Brasileira De Zootecnia**, v. 38, p. 98-108, 2009.
- ALEM, H.; SOUDEJANI, A. E.; FARMANIEH, S. N. Groundwater recharge assessment in the karst aquifers of North Khorasan, Iran using APLIS method. **Acta Carsologica**, v. 46, n. 2–3, p. 283–294, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.3986/ac.v46i2-3.4740>. Acesso em 11 jul. 2025.
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. **Surface energy balance algorithms for land: advanced training and users manual**. Kimberly: University of Idaho, 2002.
- ALLEN, R. G. *et al.* **Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirement**. Rome: FAO, 1998.
- ALLOCCA, V.; MANNA, F.; DE VITA, P. Estimating annual groundwater recharge coefficient for karst aquifers of the southern Apennines (Italy). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 803–817, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/hess-18-803-2014>. Acesso em: 04 jul. 2025.
- ALVES, L.R.F. e MORAIS, F. Caracterização da paisagem cárstica no entorno do Rio Azuis - Tocantins. **ENANPEGE - geografia, ciência e política: do pensamento à ação, da ação ao pensamento**, Porto Alegre, p. 9927-9938, 2017.
- ALY JUNIOR, O. **Segurança hídrica no semiárido, recursos hídricos na agropecuária e adaptação às mudanças do clima: serviços ecossistêmicos das águas subterrâneas e aquíferos no Brasil**. São Paulo, p. 195, 2019. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- AMARAL, A. K. N.; CHEREM, L. F. S.; MOMOLI, R. S. Identificação de depressões cársticas por meio de modelos digitais de elevação na parte oeste do Grupo Bambuí. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 17, n. 2, p. 1114-1126, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v17.2.p1114-1126>. Acesso em: 1 abr. 2025.
- AMARAL, D.G.P. **Análise do comportamento e desempenho hídrico das depressões cársticas da região da APA Carste Lagoa Santa (MG)**. Belo Horizonte, p. 156. 2018.

Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

AMARAL, D.G.P.; VELÁSQUEZ, L.N.M.; RODRIGUES, P.C. Comportamento hídrico das depressões cársticas da região de Lagoa Santa, MG. **Revista águas subterrâneas**, v. 33, n. 2, p. 196-209, 2019.

AMORIM, F. R.; SCHMIDT, M. A. R.; CAMBOIM, S. P.; ARAÚJO, N. S.; DELAZARI, L. S. Desenvolvimento de complemento QGIS para processamento de mapas morfométricos. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 22, n. 81, p. 30-41, junho 2021.

ANA. **Manual de procedimentos técnicos e administrativos de outorga de direito de uso de recursos hídricos da agência nacional de águas**. Agência Nacional de Águas – ANA. Brasília, p. 252. 2013.

ANA. **Estudos hidrogeológicos e de vulnerabilidade do sistema aquífero Urucuia e proposição de modelo de gestão integrada**. Agência Nacional de Águas. Brasília, p. 95. 2017.

ANA. **Hidrogeologia dos ambientes cársticos da bacia do rio São Francisco para a gestão de recursos hídricos: resumo executivo**. Brasília: Agência Nacional de Águas - ANA, 2018a.

ANA. **Hidrogeologia dos ambientes cársticos da bacia do rio São Francisco para a gestão de recursos hídricos: relatório final**. Brasília: Agência Nacional de Águas - ANA, 2018b.

ANA. HidroWeb v3.2.6. **Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH)**, 2021. Disponível em: <<https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>>. Acesso em: 10 Dezembro 2021.

ANA. Domínios hidrogeológicos. **Catálogo de metadados da ANA**, 2007. Disponível em: <<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/226381bf-48bd-4c75-8b3e-2372157438fb>>. Acesso em: 22 Dezembro 2021.

ANA. **Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil 2024**. Agência Nacional de Águas. Brasília: ANA, 2024. Disponível em: https://www.snirh.gov.br/portal/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos-hidricos/conjuntura2024_04122024.pdf. Acesso em: 25 mar. 2025.

ANDREO, B.; VÍAS, J.; LÓPEZ-GETA, J. A.; CARRASCO, F.; DURÁN, J. J.; JIMÉNEZ, P. Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. **Boletín Geológico y Minero**, Madrid, v. 115, n. 2, p. 177–186, 2004. Disponível em: https://web.igme.es/Boletin/2004/115_2_2004/ARTICULO%201.pdf. Acesso em 15 jul. 2025.

ANDREO, B.; DURÁN, J.; VÍAS, J.; LÓPEZ-GETA, J. A.; CARRASCO, F.; JIMÉNEZ, P. Métodos para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos: Aplicación en acuíferos de la Cordillera Bética (Sur de España). **Investigaciones En Sistemas Kársticos Españoles**, v. 12, p. 185-203, jul. 2019.

ANDJELOV, M.; MIKULIČ, Z.; TETZLAFF, B.; UHAN, J.; WENDLAND, F. Groundwater recharge in Slovenia. In: **Energie & Umwelt / Energy & Environment**. Band/Volume 339. Jülich: Forschungszentrum Jülich GmbH, 2016. ISBN 978-3-95806-177-4.

AO, L.; WU, Y.; XU, Q.; HUANG, G.; ZHENG, J.; DAI, J.; FU, Z.; CHEN, H. Subsurface flow aggravates the soil erosion on steep slopes in karst post-mining areas. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 51, 101667, 2024.

ARDANA, P. D. H.; SUMARDA, G.; SUDIKA, I. G. M.; ASTARIANI, N. K. Comparison of groundwater recharge quantification method. **Solid State Technology**, v. 63, n. 3, p. 5088, 2020.

ARRAES, T.M. **Proposição de critérios e métodos para delimitação de bacias hidrogeológicas**. Brasília, p. 125, 2008. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

ARRAES, T. M.; CAMPOS, J. E. G. A importância da delimitação de bacias hidrogeológicas para a gestão de aquíferos transfronteiriços: o caso do Sistema Aquífero Urucuia (SAU). In: **Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABAS, 2008. p. 1-10.

ASSOULINE, S.; BEN-HUR, M. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena*, v. 66, n. 3, p. 211-220, 30 jun. 2006. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.02.005>. Acesso em: 30 mar. 2025.

ASSUNÇÃO, P.H.S.; GALVÃO, P.H.F.; LUCON, T.N.; FLEMING, P.M.; DOI, B.; MARQUES, T. Vulnerabilidade intrínseca e hidrodinâmica do sistema cárstico da Gruta Éden, Pains - MG. **Revista Brasileira de Espeleologia**, v. 1, n. 13, 2024.

AYADI, Y.; MOKADEM, N.; KHELIFI, F.; KHALIL, R.; DHAWADI, L.; HAMED, Y. Groundwater potential recharge assessment in Southern Mediterranean basin using GIS and remote sensing tools: case of Khalled-Teboursouk basin, karst aquifer. **Applied Geomatics**, v. 16, p. 677-693, 2024. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12518-024-00573-8>.

BARREIRO, H. S. **Extração automática de lineamentos na exploração de água subterrânea: Caso dos aquíferos metassedimentares da Chapada Diamantina centrosetentrional**. 2020. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 43 p.

BARIONI, A. **Caracterização das formações superficiais do Carste de Lagoa Santa: um estudo de caso da Bacia Poligonal da Vargem da Lapa (Município de Lagoa Santa, Minas Gerais)**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.

BASSO, A.; BRUNO, E.; PARISE, M.; PEPE, M. Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). **Environmental Earth Sciences**, v. 70, n. 6, p. 2545-2559, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2297-z>. Acesso em: 30 mar. 2025.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrology Science Bulletin**, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.

BEYENE, T. D.; ZIMALE, F. A.; GEBREKRISTOS, S. T. A review on sources of uncertainties for groundwater recharge estimates: insight into data scarce tropical, arid, and semiarid regions. **Hydrology Research**, v. 55, n. 1, p. 51-66, 2024. DOI: <https://doi.org/10.2166/nh.2023.221>.

BOMFIM, L. F. C. Mapa de domínios/subdomínios hidrogeológicos do Brasil em ambiente SIG: concepção e metodologia. In: **XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços**, São Luís, ago-set 2010.

BORTOLIN, T. A.; REGINATO, P. A. R. Estimativa de recarga aquífera em duas bacias hidrográficas com diferentes características hidromorfológicas. In: **Congresso Internacional de Tecnologias para o Meio Ambiente**, 6., 2018, Bento Gonçalves – RS. **Anais...** Bento Gonçalves: [publicação do congresso], 2018.

BORTOLIN, T.; REGINATO, P.; PRESOTTO, M.; SCHNEIDER, V. Estimativas de recarga aquífera com uso de filtros digitais em sub-bacias hidrográficas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul. **Scientia cum Industria**, v. 6, n. 2, p. 21-30, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.18226/23185279.v6iss2p21>. Acesso em: 30 mar. 2025.

BRAGA, L. T. P.; VELÁSQUEZ, L. N. M.; FLEMING, P. M.; RODRIGUES, P. C. H.; SILVA, S. M. Investigação da recarga do tipo localizada nos aquíferos cársticos do Grupo Bambuí em região semi-árida, norte de MG. **Águas Subterrâneas**, 2010. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/23090>. Acesso em: 1 nov. 2022.

BRAGA, L.T.P.; VELÁSQUEZ, L.N.M; FLEMING, P.M.; RODRIGUES, P.C.H. Recarga do tipo localizada em região semiárida: estudo de caso em dolinas da bacia do Rio Verde Grande, Minas Gerais. **Águas Subterrâneas**, v. 30, n. 2, p. 153-171, 2016.

BRAUN, A. **DEM generation with Sentinel-1: Workflow and challenges**. European Space Agency. p. 29. 2021a.

BRAUN, A. Retrieval of digital elevation models from Sentinel1 radar data – open applications, techniques, and limitations. **Open Geosciences**, v. 13, n. 1, p. 532-569, 2021b.

BRASIL. **Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos**. Diário Oficial da União, Brasília, 9 jan. 1997.

BRASIL. **Ministério do Desenvolvimento Regional. Plano Nacional de Recursos Hídricos 2022**. Disponível em: https://www.gov.br/mdr/pt-br/assuntos/seguranca-hidrica/plano-nacional-de-recursos-hidricos-1/pnrh_2022_para_baixar_e_imprimir.pdf. Acesso em: 4 jul. 2025.

BROVELLI, M. A. i.evapo.pm - Computes potential evapotranspiration calculation with hourly Penman-Monteith. **GRASS GIS**, 2006. Disponível em: <https://grass.osgeo.org/grass80/manuals/i.evapo.pm.html>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

BUARQUE, D.C.; FAN, F.M.; PAZ, A.R.; COLLISCHONN, W. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de Modelos Digitais de Elevação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, p. 91-103, 2009.

CABRAL JÚNIOR, J. B.; LUCENA, R. L. Análises das precipitações pelos testes não paramétricos de Mann-Kendall e Kruskal-Wallis. **Mercator**, Fortaleza, v. 19, e19001, 2020. ISSN 1984-2201. Disponível em: <https://doi.org/10.4215/rm2020.e19001>. Acesso em: 1 abr. 2025.

CALLEGARI-JACQUES, S. M. **Bioestatística: princípios e aplicações**. 1. ed. Porto Alegre: Artmed, 2003. 264 p. ISBN 978-85-3630-09-24.

CAMBRAIA NETO, A. J. **Recarga de água subterrânea em uma bacia hidrográfica do cerrado brasileiro: estimativa, modelagem e previsão**. Viçosa: Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, 2019.

CARVALHO, D. F.; SILVA, L. D. B. **Hidrologia**. Rio de Janeiro: Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro - UFRRJ, 2006.

CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GILLESPIE, A. R.; GOMES, R. A. T.; MARTINS, E. S.; SILVA, N. C. Karst Depression Detection Using ASTER, ALOS/PRISM and SRTM-Derived Digital Elevation Models in the Bambuí Group, Brazil. **Remote Sensing**, v. 6, n. 1, p. 330-351, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.3390/rs6010330>>.

CARVALHO, M. S. A. **Águas subterrâneas**. São Paulo, 2013. 212 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo..

CARVALHO, D.F.; MELLO, J.L.P.; SILVA, L.D.B. **Introdução à Hidrologia**. Apostila (IT 115 – Irrigação e Drenagem) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Seropédica, p. 86. 2007.

CARVALHO, J. V.; NASCIMENTO, S. A. de M.; GONÇALVES, M. V. P.; CRUZ, M. J. M. Hidrogeoquímica das águas subterrâneas dos domínios Santa Maria da Vitória/Cocos, (NE Bahia, Brasil). *Geobrasiliensis*, 2022. <https://doi.org/10.21715/GB2358-2812.202236006>.

CASTRO, C. N. de. **Gestão das águas: experiências internacional e brasileira**. Texto para Discussão, n. 1744. Brasília: Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (IPEA), 2012.

CASTRO, S. B.; CARVALHO, T. M. Análise morfométrica e geomorfologia da bacia hidrográfica do rio Turvo - GO, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. **Scientia Plena**, v. 5, n. 2, p. 025401-1, 2009.

CATALYST. Catalyst Professional. **Catalyst earth data, simplified**, 2024. Disponível em: . Acesso em: 27 Maio 2024.

CECAV. **Metadados dos dados geográficos de localização das cavernas cadastradas no sistema CANIE**. 2022. Disponível em: <https://www.gov.br/icmbio/ptbr/assuntos/centros-de-pesquisa/cavernas/cadastro-nacional-de-informacoesespeleologicas/metadados-canie-19dez2022.pdf>. Acesso em: 22 jan. 2025.

CHAPMAN, T. G. Comment on ‘Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses’ by R. J. Nathan and T. A. *Water Resources Research*, v. 27, p. 1783– 1784, 1991.

CHAPMAN, T. G. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 13, p. 701–714, 1999.

CHAUDHURI, D.; SAMAL, A. A simple method for fitting of bounding rectangle to closed regions. **Pattern Recognition**, n. 40, p. 1981 – 1989, 2007.

CHEN, H.; OGUCHI, T.; WU, P. Morphometric analysis of sinkholes using a semi-automatic approach in Zhijin County, China. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 412, p. 1-14, 2018.

CHEN, J. *et al.* Accumulation, conversion and storage of solute from sinkholes to karst spring under concentrated recharge conditions. **Journal of Hydrology**, v. 620, Maio 2023.

CHIOSSI, Nivaldo José. **Geologia de Engenharia**. 3. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 270 p.

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

COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 3, p. 378-385, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/hyp.9391>. Acesso em: 25 mar. 2025.

CONAB. **Calendário de plantio e colheita de grãos no Brasil**. Companhia Nacional de Abastecimento. Brasília, p. 75. 2019.

CONAGUA. **NOM-011-CONAGUA-2015: Determinación de la disponibilidad media anual de las aguas nacionales**. México: Diario Oficial de la Federación, 2015. Disponível em: https://www.dof.gob.mx/normasOficiales/5633/semarnat11_C/semarnat11_C.html. Acesso em: 4 jul. 2025.

CONRAD, O.; BECHTEL, B.; BOCK, M.; DIETRICH, H.; FISCHER, E.; GERLITZ, L.; BÖHNER, J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. **Geosci. Model Dev.**, v. 8, p. 1991–2007, 2015.

CORDEIRO, B. M. **Planalto Carbonático do André Lopes (SP): Geomorfologia cárstica e geospeleologia da gruta da Tapagem (Caverna do Diabo)**. São Paulo, p. 112, 2013. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo.

CORRÊA, N. F.; ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Síntese acerca das taxas de recarga do Sistema Aquífero Guarani em sua área de afloramento. In: **Suplemento dos Anais do Congresso brasileiro de águas subterrâneas**, São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 2021. p. 532.

CPRM. **Sistema de informações de águas subterrâneas**. SIAGAS, 2021. Disponível em: <http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php>. Acesso em: 22 Dezembro 2021.

CUNHA, S. R. **Estimativa da evapotranspiração a partir dos satélites Grace**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia. Monte Carmelo, p. 107. 2021.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. **Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 2, p. 597–610, Recife, 1978.

DASSARGUES, A.; BATELAAN, O.; ANCEAU, A. The first potentiometric map.

Groundwater, v. 59, n. 5, p. 772-779, 2021.

DELLE ROSE, M. Sinkhole flooding and aquifer recharge in arid to dry sub-humid regions: a systematic review in the perspective of climate change. **Hydrology**, v. 9, n. 2, p. 25, 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/hydrology9020025>. Acesso em: 25 mar. 2025.

DEMATTE, J. A. M.; DEMÉTRIO, V. A. Fotointerpretação de padrões de drenagem de bacias hidrográficas na caracterização de solos desenvolvidos de rochas eruptivas básicas no estado do Paraná. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 53, n. 3, p. 569-577, set./dez. 1995.

DINIZ, J. A. O. **Proposta metodológica para elaboração de mapas hidrogeológicos**. Recife: CPRM, 2012.

DOMÍNGUEZ-PÉREZ, F.; MERCADO-FERNÁNDEZ, T. Potential infiltration and morphometry in the Arroyo Grande basin, Sucre Colombia. **Revista Facultad de Ingeniería**, Universidad de Antioquia, n. 96, p. 21-31, jul./set. 2020.

DUSZYŃSKI, J.; MIGOŃ, J.; STRZELECKI, M. Geomorphological and hydrological dynamics of karst systems in the context of escarpments: implications for groundwater recharge. **Earth-Science Reviews**, v. 191, p. 102890, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102890>. Acesso em: 25 jul. 2025.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 2, p. 507-515, 2005. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>. Acesso em: 25 mar. 2025.

EHLSCHLAEGER, C. r.watershed - Calculates hydrological parameters and RUSLE factors. **GRASS GIS**, 2021. Disponível em: <https://grass.osgeo.org/grass78/manuals/r.watershed.html>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Geologia e zoneamento hidrogeológico da Bacia do Rio Preto, DF/GO/MG**. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados, 2006.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. GeoMatopiba: Inteligência Territorial Estratégica para o Matopiba. **Embrapa**, 2020. Disponível em: www.embrapa.br/geomatopiba. Acesso em: 9 Dezembro 2021.

ELETOBRAS. **Metodologia para regionalização de vazões**. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, 1985.

EROS. Earth Resources Observation and Science-EROS. **United States Geological Survey, Science for a changing World**, 2018. Disponível em: https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-non?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

ERRAHMOUNI, A.; STITOU EL MESSARI, J. E.; TAHER, M. Estimation of groundwater recharge using APLIS method – Case study of Bokoya Massif (Central Rif, Morocco). **Ecological Engineering & Environmental Technology**, v. 23, n. 4, p. 57- 66, 2022. DOI: <https://doi.org/10.12912/27197050/149956>.

ESA. Sentinel online (Sentinel-1). **The European Space Agency**, 2014. Disp. em: <<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1>>. Acesso em: 27 Outubro 2022.

ESA. Copernicus space component data access. **European Space Agency**, 2021. Disponível em: <<https://spacedata.copernicus.eu/web/cscda/dataset-details?articleId=394198>>. Acesso em: 22 Dezembro 2021.

ESA. SNAP - Sentinel Application Platform v 9.0.1. **Science Toolbox Exploitation Platform**, 2022. Disponível em: <<http://step.esa.int/main/snap-9-0-released/>>. Acesso em: 01 nov. 2022.

ESRI. ArcGIS Software. **Esri**, 2021. Disponível em: <<https://www.esri.com/en-us/arcgis/about-arcgis>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

ESRI; USGS; NOAA. World Terrain Base. **ArcGIS REST Services Directory**, 2017. Disponível em: <https://server.arcgisonline.com/arcgis/rest/services/World_Terrain_Base/MapServer>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

EUROPEAN UNION. **Directive 2000/60/EC**. Official Journal of the European Communities, 2000. Disponível em: <<https://eur-lex.europa.eu/legal-content/PT/TXT/?uri=CELEX:32000L0060>>. Acesso em 25 jul. 2025.

EUROPEAN UNION. **Directive 2006/118/EC**. Official Journal of the European Communities, 2006. Disponível em: <<https://eur-lex.europa.eu/legal-content/PT/TXT/?uri=CELEX:32006L0118>>. Acesso em 25 jul. 2025.

FARR, T. G. *et al.* The Shuttle Radar Topography Mission. **Review of Geophysics**, v. 45, n. 2, p. 1-33, Maio 2007. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2005RG000183>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

FAUVEL, M. *et al.* Fast forward feature selection of hyperspectral images for classification with gaussian mixture models. **IEEE journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing**, v. 8, n. 6, p. 2824-2831, Junho 2015.

FERRARI, J. A.; HIRUMA, S. T.; KARMANN, I. Caracterização morfométrica de uma superfície cárstica do Vale do Ribeira, São Paulo (Núcleo Caboclos - Petar). **Revista do Instituto Geológico**, v. 19, n. 1-2, 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.5935/0100-929X.19980002>. Acesso em: 1 abr. 2025.

FERRARINI, A. S. F.; FERREIRA FILHO. Demanda por uso de água (consumo) na agricultura irrigada nos estados do nordeste para 2025. **Revista econômica do Nordeste**, v. 51, n. 4, p. 67-84, out/dez 2020.

FERRAZ, *et al.* **Diagnóstico do meio físico da Bacia Hidrográfica do Rio do Imbé – RJ: aplicação de metodologia integrada como subsídio ao manejo de microbacias**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003.

FERREIRA, C. F. **Deteção de dolinas com apoio de modelos digitais de elevação e imagens de alta resolução: estudo de caso na APA nascentes do Rio Vermelho-GO**. 2020. 162 p.

Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Brasília, 2020.

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. Mapeamento de dolinas: desafios e possibilidades do uso de modelos digitais de elevação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 549-570, Jul-Set 2020. ISSN 2236-5664.

FERREIRA, Z. A.; MORAIS, F. Diagnóstico físico-conservacionista do ambiente cárstico da bacia do córrego Cana-brava, Aurora do Tocantins (TO, Brasil). **Caderno de Geografia**, v. 27, n. 50, p. 244-273, 2017.

FISHER, P. F.; TATE, N. J. Causes and consequences of error in digital elevation models. **Progress in Physical Geography**, v. 30, p. 467-489, 2006. Disponível em: <http://ppg.sagepub.com/cgi/content/abstract/30/4/467>. Acesso em: 1 abr. 2025.

FIORI, J. P. O.; CAMPOS, J. E. G; ALMEIDA, L. Variabilidade da condutividade hidráulica das principais classes de solos do estado de Goiás. **Geociências (UNESP)**, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 229–235, 2010. Disponível em: <https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/view/4017>. Acesso em: 14 jul. 2025.

FONTES, J.; EDMUNDS, W. **The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology—a critical review**. IHP-III project 5.2, UNESCO. Paris, p. 1–75. 1989.

FORD, D. Jovan Cvijić and the founding of karst geomorphology. **Environmental Geology**, v. 51, p. 675–684, Julho 2006.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Chichester: John Wiley e Sons Ltd, 2007.

FORD, D.; WILLIAMS, P. W. **Karst geomorphology and hydrology**. London/Boston: Unwin Hyman, 1989.

FRAGOSO, D.G.C.; ULHEIN, A. SANGLARD, J.C.D.; SUCKAU, G.L.; GUERZONI, H.; FARIA, P.H. Geologia dos Grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da bacia do São Francisco. **Geonomos**, v. 19, n. 1, p. 28-38, 2011.

FRANCO, R. A. M.; HERNANDEZ, F. B. T.; TEIXEIRA, A. H. D. C. Aplicação do algoritmo SAFER na determinação da evapotranspiração em condições de sazonalidade climática no noroeste paulista. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa, Abril 2015. 3189-3196.

FRASER, C. M.; KALIN, R. M.; KANJAYE, M.; UKA, Z. A national border-based assessment of Malawi's transboundary aquifer units: Towards achieving sustainable development goal 6.5.2. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 31, p. 1-15, ago. 2020. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581820302007>. Acesso em: 25 mar. 2025.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Água Subterrânea**. Tradução de Rafael Terada e Tiago Antonio Morais. 2. ed. São Paulo: Instituto Água Sustentável, 2017.

FURNANS, J.E. **Topologic Navigation and the Pfafstetter System**. p. 214. 2001. Dissertação (Mestrado em Ciência da Engenharia) -The University of Texas. Austin.

GAIKWAD, V. *et al.* GIS-based comparative analysis of lineament extraction by using different azimuth angles: a case study of Mula river basin, Maharashtra, India. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 16, n. 538, p. 1-17, 2023.

GARCIA, F. M.; DAL FARRA, S. O.; VIEIRA, H. E. M. Levantamento dos indicadores de disponibilidade hídrica do rio Itapetininga – SP utilizando o software livre R. **Perspectiva: Educação, Gestão e Tecnologia**, Itapetininga, v. 9, n. 18, jul-dez 2020.

GASSER, R. S.; CRUZ, M. J. M.; GONÇALVES, M. V. P. Avaliação da vulnerabilidade intrínseca à contaminação do aquífero cárstico Salitre no município de Cafarnaum, Bahia. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 32, n. 1, p. 70-78, 2018. DOI: <https://doi.org/10.14295/ras.v32i1.29090>.

GDAL. Geospatial data abstraction library. **Gdal**, 2013. Disponível em: <<http://www.gdal.org>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

GDAL. gdaldem: multidirectional. **GDAL documentation**, 2024. Disponível em: . Acesso em: 27 Maio 2024.

GHADIMI, M.; ZANGENEHTABAR, S. Assessing suitable locations for the recharge of the Paraw-Bisetun karst aquifer using KARSTLOP model. **Quantitative Geomorphology Research**, v. 8, n. 1, p. 1-15, Novembro 2019.

CHEREM, L. F.; PEQUENO, T. L. M.; CARVALHO, A. G.; PENTEADO, H. D. D.; BARTORELLI, A. Long-term evolution of an escarpment in a tableland landscape (Serra Geral de Goiás, Brazil): insights from in situ-produced cosmogenic nuclides. **SSRN Electronic Journal**, 2025. Disponível em: <https://doi.org/10.2139/ssrn.4498905>. Acesso em: 10 jul. 2025.

GIOVANELLI, L. B. **Estimativa da evapotranspiração de referência pelo irrigâmetro nas condições climáticas do sul do estado do Tocantins**. 2012. 69 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

GODINHO, L.P.S. **Geoespeleologia, geomorfologia e geocronologia do sistema cárstico de São Desidério, Bahia, Brasil**. São Paulo, p. 350, 2020. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

GOIÁS. **Resolução nº 9, de 4 de maio de 2005**. Estabelece o Regulamento do Sistema de outorga das águas de domínio do Estado de Goiás e dá outras providências. Diário Oficial do Estado de Goiás, Goiânia, GO, 2 junho 2005.

GOIÁS. **Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado de Goiás**. Secretaria de Estado de Meio Ambiente, Recursos Hídricos, Infraestrutura, Cidades e Assuntos Metropolitanos. Goiânia, p. 290. 2015.

GOLDSCHIEDER, N.; CHEN, Z.; AULER, A. S.; BAKALOWICZ, M.; BRODA, S.; DREW, D.; HARTMANN, J.; JIANG, G.; MOOSDORF, N.; STEVANOVIC, Z.; VENI, G. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. **Hydrogeology Journal**, Dordrecht,

v. 28, p. 1661-1677, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5>.

GOLDSTEIN, R. M.; WERNER, C. L. Radar interferogram filtering for geophysical applications. **Geophysical research letters**, v. 25, n. 21, p. 4035-4038, 1998

GONÇALVES, M. V. P. **Flúor nas águas subterrâneas do Aquífero Bambuí no Sudoeste da Bahia (Brasil)**. Salvador, p. 193, 2014. Tese (Doutorado) - Universidade Federal da Bahia.

GONÇALVES, M. V. P.; CRUZ, M. J. M.; SANTOS, R. A.; COSTA, A. B.; ZUCCHI, M. R.; RAMOS JUNIOR, A. B. S. Variação sazonal da composição geoquímica e isotópica das águas do Aquífero Bambuí no Oeste da Bahia, Brasil. **Revista Concilium**, v. 22, n. 4, p. 317-324, 2022. DOI: <https://doi.org/10.53660/CLM-317-324>.

GONÇALVES, R.; ENGELBRECHT, B.; CHANG, H. Evolução da contribuição do Sistema Aquífero Urucua para o Rio São Francisco, Brasil. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 32, n. 1, p. 1-10, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.14295/ras.v32i1.28916>. Acesso em: 27 mar. 2025.

GONÇALVES, T. S. **Modelos geoestatísticos para a gestão sustentável de recursos hídricos em regiões cársticas**. Salvador, 2024. 73 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

GONZÁLEZ, K. M; FLORES CARPIO, Y. G; CAMACHO, C. O.; TOULKERIDIS, T.; SZÚCS, P. Assessment of diffusive recharge at regional scale in karst systems, Amazon basin, Ecuador. **Acta Carsologica**, v. 53, n. 1, p. 1-20, 2024. DOI: <https://doi.org/10.3986/ac.v53i1.13618>.

GRASS-PROJECT. Geographic resource analysis support system. **GRASS GIS**, 2021. Disponível em: <https://grass.osgeo.org/>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

GUAN, L.; HU, J.; PAN, H.; WU, W.; SUN, Q.; CHEN, S.; FAN, H. Fusion of public DEMs based on sparse representation and adaptive regularization variation model. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, n. 169, p. 125-134, 2020

GUARDIOLA-ALBERT, C.; MARTOS-ROSILLO, S.; PARDO-IGÚZQUIZA, E.; DURÁN VALSERO, J. J.; PEDRERA, A.; JIMÉNEZ-GAVILÁN, P.; LIÑÁN BAENA, C. Comparison of recharge estimation methods during a wet period in a karst aquifer. **Groundwater**, v. 53, n. 6, p. 971-982, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1111/gwat.12310>. Acesso em: 04 jul. 2025.

GUERRA, A. F. *et al.* **Necessidade hídrica no cultivo de feijão, trigo, milho e arroz sob irrigação no bioma cerrado – Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 100**. Planaltina: Embrapa Cerrados, 2003.

HAIR, J. F. *et al.* **Análise multivariada de dados**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2009.

HANNA. Hannainst. **Teste Kit Cloreto 0-100/ 0-1000 mg/l (110 testes)**, 2021. Disponível em: <https://hannainst.com.br/produto/kit-quimico-de-pruebas-para-cloruro/>. Acesso em: 10 Dezembro 2021.

HARTMANN, A. *et al.* Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. **American Geophysical Union**, p. 218-242, Agosto 2014.

HARTMANN, A.; GLEESON, T.; ROSOLEM, R.; PIANOSI, F.; WADA, Y.; WAGENER, T. A large-scale simulation model to assess karstic groundwater recharge over Europe and the Mediterranean. **Geoscientific Model Development**, v. 8, p. 1729-1746, Junho 2015.

HARYONO, E. Advances in Karst Geomorphology and Hydrogeology Research in the Last Decade and Its Future Direction for Karst Land Use Planning. In: BANSKI, J.; MEADOWS, M. (Eds.). *Research Directions, Challenges and Achievements of Modern Geography. Advances in Geographical and Environmental Sciences*. **Singapore: Springer**, 2023. p. 231-253. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-981-99-6604-2_12. Acesso em: 25 mar. 2025.

HARYONO, E.; NURCAHYO, A. D.; GUNAWAN, T.; PURWANTO, T. H. **Underground river network modelling from lineaments and fracture traces by means of remote sensing and geographic information system**. *Water Resource and Environmental Problem in Karst*. Belgrade: National Committee of IAH-Serbia Montenegro, 2005. p. 1-7.

HAUWERT, N. M.; SHARP, J. M. Measuring autogenic recharge over a karst aquifer utilizing eddy covariance evapotranspiration. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 6, n. 6, p. 869-879, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.4236/jwarp.2014.69081>. Acesso em: 25 mar. 2025.

HENDRICKX, J. M. H.; WALKER, G. R. Recharge from Precipitation. In: SIMMERS, I., *et al.* **Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas**. 19. ed. International Association of Hydrogeologists: Balkema, 197. Cap. 3, p. 19-143.

HIRATA, R.; SUHOGUSOFF, A.; MARCELLINI, S. S.; VILLAR, P. C.; MARCELLINI, L. **As águas subterrâneas e sua importância ambiental e socioeconômica para o Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo / Instituto de Geociências, 2019.

HOFFMANN, G. P. **Efeitos da modificação do uso da terra sobre o comportamento do escoamento em área de descarga do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral**. 2017. 259 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2017.

HOFFMANN, G. P.; SCHEIBE, L. F.; FRANKE, A. E.; NANNI, A. S. Efeitos da modificação do uso e cobertura da terra no comportamento da recarga e descarga em uma porção do Sistema Aquífero Integrado Guarani/Serra Geral. **RA'E GA - O Espaço Geográfico em Análise**, Curitiba, v. 84, p. 81-101, 2022. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/raega.v54i0.75297>. Acesso em: 29 mar. 2025.

HUANG, F.; GAO, Y.; HU, X.; WANG, X.; PU, S. Influence of precipitation infiltration recharge on hydrological processes of the karst aquifer system and adjacent river. **Journal of Hydrology**, v. 639, 131656, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.131656>. Acesso em: 30 mar. 2025.

HUSSIEN, H.M.; YOUSIF, M.; EL SHEIKH, A. Investigation of groundwater occurrences in structurally controlled terrain, based on geological studies and remote sensing data: Wadi El

Morra, South Sinai, Egypt. **NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics**, v. 9, n. 1, p. 512-531, 2020

IAT. Instituto Água e Terra do Paraná. **Determinação de curvas de permanência de vazões médias naturais específicas e sua aplicação na avaliação da disponibilidade hídrica dos mananciais superficiais**. Disponível em: https://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos_restritos/files/documento/2020-05/cap06_disponibilidade.pdf. Acesso em: 28 mar. 2025.

IBGE. **Manual técnico de uso da terra**. 3ª. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2013.

IBGE. **Monitoramento da Cobertura e Uso da Terra do Brasil**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2018. Disponível em: https://www.ibge.gov.br/apps/monitoramento_cobertura_uso_terra/v1/. Acesso em: 9 Dezembro 2021.

IBGE. **Malha Municipal**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2020. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/malhas-territoriais/15774-malhas.html?=&t=downloads>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

IBGE. **Pedologia 1:250.000**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2021. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/pedologia/10871-pedologia.html?=&t=downloads>. Acesso em: 29 Novembro 2021.

IBGE. **Geologia 1:250.000**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2023a. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geologia/15822-geologia-1-250-000.html?=&t=downloads>. Acesso em: 23 ago. 2023.

IBGE. **Pesquisa Agrícola Municipal (PAM)**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2023b. Disponível em: <https://sidra.ibge.gov.br/pesquisa/pam/tabelas>. Acesso em: 22 jan. 2025.

ICMBIO. Cadastro nacional de informações espeleológicas - CNAIE. **Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas - ICMBIO/CECAV**, 2021. Disp. em: <https://www.icmbio.gov.br/cecav/canie.html>. Acesso em: 25 Abril 2022

IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 2, p. 256-266, Junho 2009.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. **Estações automáticas**, 2021. Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/servicos/esta%C3%A7%C3%B5es-autom%C3%A1ticas>. Acesso em: 2 Dezembro 2021.

JASECHKO, S.; SEYBOLD, H.; PERRONE, D.; FAN, Y.; SHAMSUDDUHA, M.; TAYLOR, R. G.; FALLATAH, O.; KIRCHNER, J. W. Rapid groundwater decline and some cases of recovery in aquifers globally. **Nature**, v. 625, p. 715–721, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06879-8>. Acesso em 16 jul. 2025.

JAXA. ALOS Global Digital Surface Model "ALOS World 3D - 30m (AW3D30). **Advanced land Observing Satellite-ALOS**, 2021. Disponível em:

<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/dataset/aw3d30/aw3d30_e.htm>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

JAXA/METI. **ALOS PALSAR L1.0**. ASF, 2007. Disp.em: <<https://asf.alaska.edu/datasets/sar-data-sets/alos-palsar/>>. Acesso em: 3 Novembro 2022

JAXA; METI. ALOS PALSAR L 1.0. **Earth Data**, 2015. Disponível em: <<https://search.asf.alaska.edu/#/>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

JENSON, S.; DOMINGUE, J. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. **Fotogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, p. 1593-1600, 1988.

JESUS, T. C.; SILVA, H. M.; LEAL, L. R. B. Vulnerabilidade do aquífero cárstico Bambuí, bacia hidrográfica do baixo rio Corrente, oeste da Bahia: aplicação dos métodos PI e COP. In: **Congresso Brasileiro De Águas Subterrâneas**, 20., 2018, Campinas. Anais... São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 2018. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/29397/18999>. Acesso em: 17 jul. 2025.

JIANG, C.; JOURDE, H.; ALIOUACHE, M.; WANG, X. The effect of seasonal variation of precipitation/recharge on karst genesis behaviors in different climatic contexts. **Journal of Hydrology**, v. 626, Part B, 130385, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130385>. Acesso em: 30 mar. 2025.

JONES, I. C.; BANNER, J. L. Estimating recharge in a tropical karst aquifer. **Water Resources Research**, v. 36, n. 5, p. 1289-1299, Maio 2000.

JUKIĆ, D.; DENIĆ-JUKIĆ, V.; LOZIĆ, A. An alternative method for groundwater recharge estimation in karst. **Journal of Hydrology**, v. 126671, jun. 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126671>. Acesso em: 25 mar. 2025.

KAKAVAS, M.; NIKOLAKOPOULOS, K. G.; KYRIOU, A.; ZAGANA, H. Assessment of freely available DSMs for automatic karst feature detection. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 388, p. 1-14, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3654-8>. Acesso em: 25 mar. 2025.

KARASIAK, N. dzetsaka: Classification tool. **Github**, 2019. Disponível em: <<https://github.com/nkarasiak/dzetsaka>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L. E. Distribuição das rochas carbonáticas e províncias espeleológicas do Brasil. **EspeleoTema**, v. 13, p. 105-167, 1979.

KLIMCHOUK, A. B. Morphogenesis of hypogenic caves. **Geomorphology**, v. 106, n. 1-2, p. 100-117, 2009. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.013>.

KILLE, K. Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. **Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem**, 1970, p. 89-95. Disponível em: <https://doi.org/10.1127/zdgg/120/1970/89>. Acesso em: 04 jul. 2025.

KIRCHHEIM, R. E.; FRANZINI, A. S.; MATTIUZI, C. D. P. Avaliação crítica das disponibilidades hídricas subterrâneas em planos de bacia do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 20., 2018, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABAS, 2021. Disponível em: <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/29466>. Acesso em: 25 mar. 2025.

KIRN, L.; MUDARRA, M.; MARÍN, A. I.; ANDREO, B.; HARTMANN, A. Improved assessment of groundwater recharge in a Mediterranean karst region: Andalusia, Spain. In: RENARD, P.; BERTRAND, C. (ed.). **EuroKarst 2016**, Neuchâtel. Cham: Springer, 2017. p. 117–125. Disponível em: https://doi.org/10.1007/978-3-319-45465-8_13. Acesso em 30 jul. 2025.

KUMWENDA, J.; BETTS, P.; ARMIT, R. Geophysical insights into basement faults influencing basin evolution: A case study from Tennant Creek Block, North Australian Craton. **Precambrian Research**, v. 406, p. 1-21, 2024.

LAURIANO, R. E. **Educação ambiental no aquífero carste: A elaboração de um material didático para escolas públicas do município de Colombo-PR**. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, p. 45. 2013.

LEE, S.; WOLBERG, G.; SHIN, S. Y. Scattered Data Interpolation with Multilevel B-Splines. **IEEE Transactions on Visualisation and Computer Graphics**, v. 3, n. 3, 1997.

LENHARE, B. D. **Vulnerabilidade do carste nas cabeceiras dos rios das Almas, São José de Guapiara (bacia do rio Paranapanema) e do rio Pilões (bacia do rio Ribeira de Iguape) na região do Parque Estadual Invervals (PEI), estado de São Paulo**. São Paulo, p. 113, 2014. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo.

LOPES, A. A.; ANDRAD, R. G.; TEIXEIRA, A. H. C. Uso do algoritmo SAFER na análise espaço-temporal da evapotranspiração em áreas de produção agropecuária do município de Maracaju, MS. **Brazilian Journal of Animal and Environmental Research**, Curitiba, v. 3, n. 4, p. 3417-3426, out-dez 2020.

LYNE, V.; HOLLICK, M. Stochastic time-variable rainfall runoff modelling. **Institute of Engineers Australia National Conference**, Perth, 10-12 Setembro 1979. 89-93.

MCBRATNEY, A. B.; MENDONÇA SANTOS, M. L.; MINASNY, B. On digital soil mapping. **Geoderma**, v. 117, n. 1-2, p. 3-52, nov. 2003. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00223-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00223-4). Acesso em: 1 abr. 2025.

MACHADO, A. V. L.; YAMAMOTO, C. I.; TAKESHITA, E. V.; LUZ JR, L. F. L. Simulação numérica da injeção de CO₂ dissolvido em água em amostras de rochas carbonáticas de reservatório de petróleo. In: **Congresso brasileiro de engenharia química**, 20., 2014, Florianópolis. **Anais...** São Paulo: Blucher, 2014. DOI: <https://doi.org/10.5151/chemeng-cobeq2014-0092-27083-154970>.

MALDONADO, C.; GUTIÉRREZ-SANTOLALLA, F.; GUTIÉRREZ-ELORZA, M.; DESIR, G. Distribución espacial, morfometría y actividad de la subsidencia por disolución de evaporitas en un campo de dolinas de colapso (Valle del Ebro, Zaragoza). **Revista Cuaternario y Geomorfología**, v. 14, n. 3-4, p. 9-24, 2000..

MARCHETTI, D.A.B. Rede de drenagem e formas de relevo em três unidades de solo de Piracicaba, SP. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 15, n. 3, p. 349-358, 1980.

MARCUZZO, F.F.N.; GOULARTE, E.R.P. Caracterização do ano hidrológico e mapeamento espacial das chuvas nos períodos úmido e seco do estado do Tocantins. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 1, p. 091-099, 2013.

MARGAT, J.; VAN DER GUN, J. **Groundwater around the world: A geographic synopsis**. London: CRC Press/Balkema, Taylor and Francis Group, 2013.

MARÍN, A. I. **Los Sistemas de Información Geográfica Aplicados a la Evaluación de Recursos Hídricos y a la Vulnerabilidad a la Contaminación de Acuíferos Carbonatados: Caso de la Alta Cadena (Provincia de Málaga)**. 2009. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – University of Malaga, Málaga, Espanha.

MARTÍNEZ, M.I. **Estratigrafia e tectônica do Grupo Bambuí no norte do estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte, p. 147. 2007. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

MARTINS, P. M. **Avaliação de correlação entre superexploração de aquífero cárstico e sismicidade na região do Alto Verde Grande [manuscrito]**. Montes Claros, p. 23. 2024. Monografia (Especialização) – Área de concentração em Recursos Hídricos e Ambientais, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Ciências Agrárias.

MATTIUZI, C.; SIMON, F. W.; KIRCHHEIM, R. E.; COLLISCHONN, W.; REGINATO, P. A. R.; FAN, F. M. Comparação de métodos de estimativa de recarga aquífera aplicados à bacia do rio Ibicuí/RS. In: **XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2015, Brasília. **Anais...** Brasília: ABRH, 2015. Disponível em: <https://anais.abrhydro.org.br/job.php?Job=8609>. Acesso em: 25 mar. 2025.

MATTIUZI, C. D. P.; KIRCHHEIM, R.; COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Estimativa de recarga subterrânea a partir da separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do rio Ibicuí (América do Sul). **Águas Subterrâneas**, v. 29, n. 3, p. 285-300, 2016..

MELATI, M. D.; MARCUZZO, F. F. N. Modelos digitais de elevação na delimitação automática das sub-bacias do rio Taquari-Antas no Rio Grande do Sul. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa, abril 2015.

MELLO, E. L.; OLIVEIRA, F. A.; PRUSKI, F. F.; FIGUEIREDO, J. C. Efeito das mudanças climáticas na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica do rio Paracatu. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 28, n. 4, p. 635-644, out./dez. 2008. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/eagri/a/sSqctTQ4mvLzYNtn9kgBzvL/>. Acesso em: 25 mar. 2025.

MENGISTU, T.D. CHANG, S.W.; KIM, Li-H.; CHUNG, Il-M. Determination of potential aquifer recharge zones using geospatial techniques for proxy data of gilgel gibe catchment, Ethiopia. **Water**, v. 14, n. 1362, p. 1-19, 2022.

MÉXICO. **Ley de aguas nacionales**. Publicada no diário oficial de la federación em 1º de dezembro de 1992. Cidade do México, 2016. Disponível em: <https://www.gob.mx/profepa/documentos/ley-de-aguas-nacionales-62956>. Acesso em: 4 jul.

2025

MILITÃO, I. M.; SILVÉRIO, J. M. de O.; CASTRO, V. L. L. de; MARTINS, G. Avaliação da gestão compartilhada do aquífero Jandaíra, região limítrofe dos estados Ceará e Rio Grande do Norte. In: **Congresso brasileiro de águas subterrâneas**, 19., 2016, Campinas. **Anais...** Campinas: ABAS, 2016. p. 1-12.

MIRAKI, S.; ZANGANEH, S.H.; CHAPI, K.; SINGH, V.P.; SHIZARDI, A.; SHAHABI, H.; PHM, B.T. Mapping groundwater potential using a novel hybrid intelligence approach. **Water Resources Management**, 2019, v. 33, p. 281–302.

MOECK, C.; BRUNNER, P.; STENGER, R. *et al.* A global-scale dataset of direct natural groundwater recharge rates: a review of variables, processes and relationships. *Science of the Total Environment*, v. 717, p. 137042, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137042>. Acesso em 15 jul. 2025.

MORAIS, F. Panorama da espeleologia no estado do Tocantins. In: MORAIS, F. **Contribuições à Geografia Física do estado do Tocantins**. 1ª. ed. Goiânia: Kelps, 2011. Cap. IV, p. 87-111

MORAIS, F.; SOUSA, E. S.; BACELLAR, L. A. P.; CARDOSO, L. H. Integração de análise hidroquímica à geofísica aérea para entendimento da hidrodinâmica no entorno da Lagoa da Confusão, Tocantins, Brasil. **Revista Geociências do Nordeste**, v. 10, n. 1, p. 152–166, 2024. Disponível em: <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2024v10n1ID30701>. Acesso em 30 jul. 2025.

MORBIDELLI, R.; SALTALIPPI, C.; FLAMMINI, A.; GOVINDARAJU, R. S. Role of slope on infiltration: a review. **Journal of Hydrology**, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.019>. Acesso em: 30 mar. 2025.

MOREIRA, A. N. H.; VIEIRA, B. S.; PENA, D. S.; ALMEIDA, R. T. S.; ASSUNÇÃO, S. G. S. Uso e cobertura do solo da bacia hidrográfica do córrego Samambaia por meio de imagens de diferentes sensores orbitais. **agrarian academy, Centro Científico Conhecer**, v. 5, n. 9, p. 444-453, 2018. Disponível em: https://doi.org/10.18677/Agrarian_Academy_2018a44. Acesso em: 1 nov. 2022.

NANOU, E.-A.; PERDIKARIS, K.; TSEROLAS, P.; ZAGANA, E. Recharge assessment in Greek karst systems: methodological considerations and implications. **Water**, v. 16, n. 4, p. 568, 2024. DOI: <https://doi.org/10.3390/w16040568>.

NASA JPL. NASA DEM Merged DEM Global 1 arc second V001, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC. **USGS**, 2020. Disp. em: <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/NASADEM/NASADEM_HGT.001>. Acesso em: 23 Setembro 2022

NASA; METI; AIST. **ASTER Global Digital Elevation Model V003 [Data set], distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC**. Japan Spacesystems and U.S., Japan ASTER Science Team. [S.l.]. 2019.

NASCIMENTO, H. R.; MORAIS, F. Diagnóstico geoecológico da paisagem cárstica da bacia do rio Sobrado, sudeste do Tocantins. **Geofronter**, Campo Grande, v. 9, p. 01-21, 2023a.

NASCIMENTO, H. R.; MORAIS, F. Fragilidade ambiental emergente da bacia hidrográfica do rio Sobrado, sudeste do Tocantins. **Revista tocantinense de Geografia**, Araguaína, v. 12, n. 27, p. 141-160, maio-agosto 2023b.

NIANG, Z. W. **Groundwater Fluxes in Konya Closed Basin, Turkey**. 2016. 116 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos) – UNESCO-IHE Institute for Water Education, Delft, 2016. Disponível em: <https://essay.utwente.nl/93328/>. Acesso em: 4 jul. 2025.

NUGROHO, U. C.; TIAHJANINGSIH, A. Lineament density information extraction using DEM SRTM Data To Predict The Mineral Potential Zones. **International Journal of Remote Sensing and Earth Sciences**, v. 13, n. 1, p. 67-74, 2016.

NUNES, J. G. S.; UAGODA, R. E. S. Solos em carste tropical, desenvolvimento pedogenético e comportamento hidrológico: uma revisão teórica. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 7, p. 3498-3517, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.07.p3498-3517>. Acesso em: 10 jul. 2025.

OLIVEIRA, L. F. C.; FIOREZE, A. P. Estimativas de vazões mínimas mediante dados pluviométrico na bacia hidrográfica do ribeirão Santa Bárbara, Goiás. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 1, p. 9-15, 2011.

OLIVEIRA, R. A. *et al.* Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil. **Functional Ecology**, v. 19, n. 4, p. 574–581, 2005.

OLIVEIRA, P. T. N.; MORÉGULA, A. A. Correlação entre concepção de saúde e comportamento preventivo relativo à exposição solar. **Brazilian Journal of Development**, Curitiba, v. 6, n. 3, p. 0404-10417, Março 2020.

ONU. Objetivo de desenvolvimento sustentável: 6-Água potável e saneamento. **Nações Unidas Brasil**, 2021. Disponível em: <https://brasil.un.org/pt-br/sdgs/6>. Acesso em: 13 Dezembro 2021.

PALMQUIST, R. Geologic controls on doline characteristics in mantled karst. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 32, p. 90-106, 1979.

PALMQUIST, R. C.; MADENFORD, G. A.; VAN DRIEL, J. N. Doline densities in northeastern Iowa. The NSS bulletin, **Quarterly Journal of the National Speleological Society**, v. 38, n. 3, p. 59-67, 1976.

PAIVA, C. M. *et al.* Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto para fins de manejo de irrigação. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, 30 Abril 2011. 101-107.

PARDESH, S. S.; PARDESHI, S. D.; AUTADE, S. E. Rendering lineament induced stream alignment in Upper Krishna Basin, India: a geospatial approach. **Discover Geoscience**, v. 2, n. 2, p. 1-13, 2024

PAZ, V. P.; TEODORO, R. E. F.; MENDONÇA, F. C. Recursos hídricos, agricultura irrigada e meio ambiente. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 4, n. 3, p. 465-473, 2000.

PEREIRA, M. C. **O carste sob os olhares da superfície: fragilidade, antropismo e planejamentos urbano e ambiental na região cárstica de Lagoa Santa - MG.** Belo Horizonte, p. 224. 2018. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

PETER, H.; JÄGGI, A.; FERNÁNDEZ, J. J.; ESCOBAR, D.; AYUGA, F.; ARNOLD, D.; WERMUTH, M.; HACKEL, S.; OTTEN, M.; SIMONS, W.; VISSER, P.; HUGENTOBLE, U.; FÉMÉNIAS, P. Sentinel-1A – First precise orbit determination results. **Advances in Space Research**, v. 60, n. 5, p. 879-892, 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117717303794>. Acesso em: 1 nov. 2022..

PICCINI, L.; NANNONI, A.; POGGETTI, E. Hydrodynamics of karst aquifers in metamorphic carbonate rocks: results from spring monitoring in the Apuan Alps (Tuscany, Italy). **Hydrogeology Journal**, v. 31, p. 241-255, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02569-3>. Acesso em: 25 mar. 2025.

PINHEIRO, A.; CERNESSON, F.; KOSUTH, P. Desenvolvimento de um Indicador de Risco de Contaminação das Águas Superficiais por Pesticidas: Aplicação à Bacia do Itajaí - Brasil. **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 1, p. 5-14, jan./mar. 2009.

PLANET. Norway's International Climate and Forests Initiative Satellite Data Program. **Planet Labs PBC**, 2023. Disponível em: <https://www.planet.com/nicfi/>. Acesso em: 1 Agosto 2023.

PNRH. **Plano Nacional de Recursos Hídricos: Plano de Ação.** Ministério do Desenvolvimento Regional - MDR. Brasília, p. 108. 2022.

PORSANI, J.L.; FONTES, S.L. O método magnetotelúrico aplicado à bacia do São Francisco, Minas Gerais. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 19, n. 2, 2001.

QGIS. Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. **QGIS Association**, 2021. Disponível em: <http://qgis.osgeo.org>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

QGIS. Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. **QGIS Association**, 2022. Disponível em: <https://download.qgis.org/downloads/>. Acesso em: 29 jul. 2025.

R CORE TEAM. **A language and environment for statistical computing.** R Foundation for Statistical. Viena. 2020.

REBOUÇAS, A. **Uso inteligente da água.** São Paulo: Escrituras Editora, 2004.

REISSLER, J.; MANZIONE, R. L. Contribuição da morfometria de bacias hidrográficas para a conservação das águas subterrâneas sob o avanço da agricultura irrigada em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **Irriga**, Botucatu, v. 1, n. 1, p. 125-131, Edição Especial 30 anos PG Irriga, 2018.

RENNOLS, K.; CARNELL, R.; TEE, V. A descriptive model of the relationship between rainfall and soil water table. **Journal of Hydrology**, New York, v. 47, n. 1, p. 103-114, 1980.

RIBEIRO, P. S. E.; FRASCA, A. A. S.; CARNEIRO, J. S. M.; HATTINGH, K.; REZENDE, E. S.; MARTINS, F. R. **Mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Tocantins**. 2022. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/22530>. Acesso em: 23 jan. 2025.

RICHTER, B. **Em busca da água, um guia para passar da escassez à sustentabilidade**. São Paulo: Oficina de Textos, 2015.

RINDERER, M.; MEERVELD, H.J.; SEIBERT, J. Topographic controls on shallow groundwater levels in a steep, prealpine catchment: When are the TWI assumptions valid? **Water Resources Research**, v. 50, p. 6067-6080, 2014.

RISSER, D. W.; CONGER, R. W.; ULRICH, J. E.; ASMUSSEN, M. P. **Estimates of groundwater recharge based on streamflow-hydrograph methods: Pennsylvania**. In cooperation with the Pennsylvania Department of Conservation and Natural Resources, Bureau of Topographic and Geologic Survey. Open-File Report 2005-1333. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2005.

ROCHA, P. E.; SILVA, J. M.; NASCIMENTO, P. T. S.; PIRES, R. A. S.; JESUS, A. S.; RODRIGUES, N. R.; JESUS, T. M. S.; SANTOS, É. A. O.; GARCIA, H. L.; GARCIA, C. A. B.; COSTA, S. S. L. Avaliação de parâmetros físico-químicos e aplicação do Índice de Qualidade Natural das Águas Subterrâneas (IQNAS) para poços no domínio cárstico da Bacia Hidrográfica do Rio Piauí. **XV Encontro de Recursos Hídricos em Sergipe**, Aracaju, SE, 20 a 24 de março de 2023. p. 1-7.

SANTANA, H.M.D.P.; LACERDA, M.P.C. Solos representativos do estado do Tocantins sob vegetação natural do Cerrado. **In: IX Simpósio Nacional Cerrado e II simpósio internacional savanas tropicais**, Brasília, 2008. **Anais...** Brasília: p. 1-7

SANTOS, R. A.; CRUZ, M. J. M.; NASCIMENTO, S. A. Avaliação da vulnerabilidade natural de aquíferos cársticos: subsídios para uma gestão dos recursos hídricos subterrâneos (texto didático). **Cadernos de Geociências**, v. 7, n. 1, 2010. Disponível em: <https://revbaianaenferm.ufba.br/index.php/cadgeoc/article/view/4096>. Acesso em: 26 mar. 2025.

SANTOS, H. G. (In memoriam); ZARONI, M. J.; ALMEIDA, E. P. C. **Neossolos Litólicos**. Solos Tropicais. 2021. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/solos-tropicais/sibcs/chave-do-sibcs/neossolos/neossolos-litolicos>. Acesso em: 23 jan. 2025.

SAMPAIO, T. V. M.; RODRIGUES, T. L.; GONÇALVES, J. E. Acurácia vertical de modelos digitais de elevação produzidos com diferentes resoluções espaciais, áreas de abrangência e, processos de geração – caso de estudo para o estado do Paraná - BR. **Ra'e Ga (o espaço geográfico em análise)**, Curitiba, v. 53, p. 160-181, 2022.

SAURO, U. Closed depressions in karst areas. In: WHITE, W. B.; CULVER, D. C.; PIPAN, T. **Encyclopedia of Caves**. 2ª ed. New York: Elsevier, 2012. p. 140-155.

SAURO, U. Closed depressions in karst areas. In: WHITE, W. B.; CULVER, D. C. PIPAN, T. **Encyclopedia of Caves**. 3ª ed. Cambridge: Academic Press, 2019. p. 285–300. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814124-3.00032-7>. Acesso em: 27 jun. 2025.

SEPLAN. **Atlas do Tocantins: subsídios ao planejamento da gestão territorial**. Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública. Palmas, p. 80. 2012.

SAWALHAH, M. N.; GELI, H. M. E.; HOLECHEK, J. L.; CIBILS, A. F.; SPIEGAL, S.; GIFFORD, C. Water footprint of rangeland beef production in New Mexico. **Water**, v. 13, n. 1950, p. 1-16, jul. 2021.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. **Hydrogeology Journal**, v. 10, p. 18–39, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2>. Acesso em: 27 jun. 2025.

SCANLON, B. R.; KEESE, K. E.; FLINT, A. L.; FLINT, L. E.; GAYE, C. B.; EDMUNDS, W. M.; SIMMERS, I. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 20, p. 3335–3370, 2006. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>. Acesso em: 15 jul. 2025.

SCHRAGE, T. J.; UAGODA, R. E. S. Distribuição espacial de depressões na bacia do alto rio Preto (GO, DF, MG) e suas relações com controles geológicos e pedogeomorfológicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 2, p. 379-395, 2017. Disponível em: <<https://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i2.805>>

SCHEIBER, R.; MOREIRA, A. Coregistration of interferometric SAR images using. **IEEE transactions on geoscience and remote sensing**, v. 38, n. 5, p. 2179-21191, 2000.

SHAW-FAULKNER, M. G.; STAFFORD, K. W.; BRYANT, A. W. Delineation and Classification of Karst Depressions Using LiDAR: Fort Hood Military Installation, Texas. **Faculty Publications**, 2013. Disponível em: <<https://scholarworks.sfasu.edu/geology/2>>

SHEN, H.; XU, Y.; LIANG, Y.; WANG, J.; ZHANG, L.; LI, F. Groundwater recharge estimation in northern China karst regions. **Carbonates and Evaporites**, v. 38, n. 16, 2023. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s13146-022-00841-x>. Acesso em: 25 mar. 2025.

SHINZATO, E. **O carste da Área de Proteção Ambiental de Lagoa Santa (MG) e sua influência na formação dos solos**. 1998. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) – Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, 117 p.

SIGEF. **Plataforma de gestão territorial: Sistema de Gestão Fundiária**. Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária-INCRA, 2021. Disponível em: <https://sigef.incra.gov.br/>. Acesso em: 16 jul. 2025.

SIEG. SIG-Shapefiles. **Sistema estadual de geoinformação-Governo do Estado de Goiás**, 2021. Disponível em: <<http://www.sieg.go.gov.br/siegdownloads/>>. Acesso em: 9 Dezembro 2021.

SIEBERT, S.; BURKE, J.; FAURES, J. M.; FRENKEN, K.; DÖLL, P.; PORTMANN, F. T. Groundwater use for irrigation – a global inventory. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 14, p. 1863–1880, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/hess-14-1863-2010>. Acesso em 16 jul. 2025.

SILVA, L. C. F. **Fotointerpretação de redes de drenagem de dois solos do município de São**

Pedro (S.P.). 1977. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, Estado de São Paulo.

SILVA, A. B. Hidrogeologia de meios cársticos. In: FEITOSA, F. A. C., *et al.* **Hidrogeologia conceitos e aplicações**. 3^a. ed. Rio de Janeiro: CPRM-LABHID, 2008. Cap. 3.3, p. 153-174.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; BARBOSA JUNIOR, B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 20, n. 1, p. 3-8, dez. 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v20n1p3-8>. Acesso em: 1 nov. 2022..

SILVA, E. M. S.; CANGIANO, M. R.; CUNHA, L. S.; GUIGUER, N. Condicionantes para elaboração de um modelo conceitual hidrogeológico da sub-bacia do Ribeirão Rodeador, bacia do rio Descoberto/DF, como ferramenta para a gestão integrada de recursos hídricos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, n. 4, p. 1635-1648, 2019.

SILVA, F. C. S. *et al.* Manejo da Irrigação. In: SEDIYAMA, T.; SILVA, F.; BOREM, A. **Soja: Do plantio à colheita**. Viçosa: UFV, 2015. p. 214-233.

SILVA, F.F.; MORAIS, F. Índice de perturbações ambientais em áreas cársticas do estado do Tocantins – primeira aplicação no Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 09, n. 03, p. 766-777, 2016.

SILVA, T. G. A. **Análise da aplicação de métodos europeus de vulnerabilidade intrínseca ao carste tropical da região da APA Carste de Lagoa Santa**. Belo Horizonte, p. 78, 2022. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais.

SILVEIRA, G. L.; TUCCI, C. E. M.; SILVEIRA, A. L. L. Quantificação de vazão em pequenas bacias sem dados. **Revista brasileira de recursos hídricos**, v. 3, n. 3, p. 111-131, Jul-Set 1998.

SNAPHU. SNAPHU: Statistical-Cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping. **Stanford Radar Interferometry Research Group**, 2021. Disponível em: <https://web.stanford.edu/group/radar/softwareandlinks/sw/snaphu/>. Acesso em: 01 Novembro 2022.

SOARES, L. **Estimativa da recarga aquífera na bacia do rio Riachão, MG**. 2012. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

SOARES, L. C.; VELÁSQUEZ, L. N. M. Estimativa da recarga aquífera na bacia do rio Riachão, norte de Minas Gerais. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 27, n. 2, p. 104–120, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.14295/ras.v27i2.27359>. Acesso em 15 jul. 2025.

SOARES, P. C.; BETTU, D. F. Tempo de trânsito da água no carste: Colombo (PR, Brasil). **Espeleo-Tema**, Campinas, v. 28, n. 1, p. 5-23, 2017.

SOMARATNE, N.; SMETTEM, K.; LAWSON, J.; NGUYEN, K.; FRIZENSCHAF, J. Hydrological functions of sinkholes and characteristics of point recharge in groundwater basins. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 10, n. 10, p. 11423–11449, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/hessd-10-11423-2013>. Acesso em: 25 mar. 2025.

SØRENSEN, R.; ZINKO, U.; SEIBERT, J. On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. **Hydrology and earth system sciences**, v. 10, p. 101–112, 2006.

SOUEI, A.; ZOUAGHI, T.; KHEMIRI, S. Lineament characterization for groundwater targeting using satellite images and field data. **Earth Science Informatics**, n. 16, p. 455–479, 2023.

SOUSA, H.; *et al.* **Siscah 1.0: Software para análises hidrológicas**. Versão 1.0. Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos – GPRH, 2009. Disponível em: <https://www.gprh.ufv.br/?area=softwares>. Acesso em: 29 mar. 2025.

SOUZA, J.D. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Brasília: folha SD.23**. RIGeo - Repositório Institucional de Geociências - CPRM, 2004. Disp. em: <<https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/2385>>. Acesso em: 10 jul. 2025.

SOUZA, J. O. P. Análise da precisão altimétrica dos modelos digitais de elevação para área semiárida do Nordeste brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia - USP**, v. 30, p. 56-64, 2015.

SOUZA, R. M.; FORMIGA, K. T. M.; VEIGA, A. M. Caracterização morfométrica e delimitação da bacia hidrográfica do Córrego Samambaia – GO a partir de dados do SRTM. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, abril 2013, p. 5880-5887.

SOUZA, R. T.; SAMPAIO, J. L. D. Características do solo na APA Carste de Lagoa Santa (MG) e seu papel na infiltração de potenciais contaminantes. **Caderno de Geografia**, v.31, n.64, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2021v31n64p77>. Acesso em: 14 jul. 2025.

SOUZA, J.; SILVA, V. P. R.; OLIVEIRA, L. M. M.; SANTOS, C. A. C. Validação do modelo SAFER na estimativa da evapotranspiração da cana-de-açúcar. **Irriga**, v. 25, n. 2, p. 247-262, 2020a. Disponível em: <https://doi.org/10.15809/irriga.2020v25n2p247-262>. Acesso em: 1 nov. 2022.

SOUZA, R. T. *et al.* Influência da Espessura da Camada de solo na Proteção dos aquíferos Cársticos sob os Climas Tropical Úmido e Europeu Mediterrâneo, pelo Método de Vulnerabilidade COP. **Águas subterrâneas**, v. 34, n. 1, p. 50-65, 2020b.

SMAKHTIN, V. Low flow hydrology: a review. **Journal of Hydrology**, v. 240, n. 1-2, p. 147-186, 2001. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1). Acesso em: 25 mar. 2025.

SRINIVASAN, R. r.fill.dir - Filters and generates a depressionless elevation map and a flow direction map from a given elevation raster map. **GRASS GIS**, 2021. Disponível em: <<https://grass.osgeo.org/grass78/manuals/r.fill.dir.html>>. Acesso em: 14 Dezembro 2021.

STEVANOVIĆ, Z. **Karst aquifers – characterization and engineering**. Belgrade: Springer International Publishing AG Switzerland, 2015.

STEVANOVIĆ, Z. Karst waters in potable water supply: a global scale overview.

Environmental Earth Sciences, v. 78, n. 662, p. 1-12, Novembro 2019.

STRAHLER, A.N. Hypsometric analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, n. 63, p.111-1141, 1952.

STRUCKMEIER, W.F.; MARGAT,J. Hydrogeological maps a guide and a standard legend. **International contributions to hydrogeology**, Hannover, v. 17, 1995.

SYAFARINI, H.; HENDRAYANA, H.; WINARDI, S. Application of the APLIS Method for Groundwater Vulnerability Assessment in Rote Island Karst Areas. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 926, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1088/1755-1315/926/1/012071>. Acesso em 11 jul. 2025.

TALLAKSEN, L. M. Analysis of time variability in recessions. **IAHS Publication**, v. 187, p. 85–96, 1989. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/237274393_Analysis_of_time_variability_in_recessions. Acesso em 15 ago. 2025.

TALLAKSEN, L. M. A review of baseflow recession analysis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 165, n. 1–4, p. 349–370, fev. 1995. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R). Acesso em: 15 ago. 2025.

TAYER, T. C.; VELÁSQUEZ, L.N.M. Assessment of intrinsic vulnerability to the contamination of karst aquifer using the COP method in the Carste Lagoa Santa Environmental Protection Unit, Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 13, p. 445, jul. 2017. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6760-0>.

TEIXEIRA, A. H. C. Modelling evapotranspiration by remote sensing parameters and agrometeorological stations. **Remote Sensing and Hydrology**, v. 352, Setembro 2012.

TEIXEIRA, A. H. de C.; SCHERER-WARREN, M.; HERNANDEZ, F. B. T.; ANDRADE, R. G.; LEIVAS, J. F. Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. **Remote Sensing**, v. 5, p. 5783-5804, 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.3390/rs5115783>. Acesso em: 1 nov. 2022.

TEIXEIRA, A. H. de C.; LEIVAS, J. F.; ANDRADE, R. G.; HERNANDEZ, F. B. T. Determinação da evapotranspiração através de imagens de satélites de diferentes resoluções com e sem a banda termal. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa, 2015, p. 5423-5430.

TEIXEIRA, A. H. C. *et al.* Water productivity monitoring by using geotechnological tools in contrasting social and environmental conditions: Applications in the São Francisco River basin, Brazil. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 18, p. 1-9, Fevereiro 2020.

TEIXEIRA, P.; GONÇALVES, E. **As águas subterrâneas**. [S.l.]: Escrytos, 2014.

TEIXEIRA, A. H. de C.; TAKEMURA, C. M.; LEIVAS, J. F.; PACHECO, E. P.; BAYMA-SILVA, G.; GARCON, E. A. M. Water productivity monitoring by using geotechnological tools in contrasting social and environmental conditions: Applications in the São Francisco River basin, Brazil. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 18, p. 1-9, 2020.

Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2020.100296>. Acesso em: 1 nov. 2022.

TEIXEIRA, G. M. **Avaliação e estimativa de recarga dos aquíferos da região da APA Carste de Lagoa Santa, MG**. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica Aplicada) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2023.

TEIXEIRA, G.; DE PAULA, R. S.; VELASQUEZ, L. N. M.; ANDRADE, I. B.; MACIEL PACHECO NETO, W. Estimated aquifer recharge through the APLIS method adapted to the characteristics of fissure and karst aquifers of the Lagoa Santa Karst EPA region, MG. *SSRN*, 2024. DOI: <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4858297>.

TELES, E. F. B.; MORAIS, F. de. Gestão de áreas cársticas: uma proposta para a conservação ambiental. In: **Congresso brasileiro de espeleologia**, 35, 2019, Bonito. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Espeleologia, 2019. p. 336.

TEODORO, M. I. *et al.* Hidrodinâmica do Sistema Aquífero Cárstico Bambuí, com uso de traçadores corantes, na região de Lagoa Santa, Minas Gerais. **Águas Subterrâneas**, v. 33, n. 4, p. 392-406, 2019.

TESKE, R.; GIASSON, E.; BAGATINI, T. Comparação do uso de modelos digitais de elevação em mapeamento digital de solos em Dois Irmãos, RS, Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, p. 1367-1376, 2014.

THORNTWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, n. 1, p. 55-94, 1948.

TIAN, Y.; LEI, S.; BIAN, Z.; LU, J.; ZHANG, S.; FANG, J. Improving the accuracy of open source Digital Elevation Models with multi scale fusion and a slope position-based linear regression method. **Remote Sensing**, v. 10, n. 1861, p. 1-22, 2018.

TOCANTINS. **Decreto nº 2.432, de 6 de junho de 2005**. Regulamenta a outorga do direito de uso de recursos hídricos de que dispõe os artigos 8º, 9º e 10 da Lei 1.307, de 22 de março de 2002. Diário Oficial do Estado do Tocantins, Palmas, TO, 7 jun. 2005.

TOCANTINS. **Relatório Final do Contrato 156/99**. Secretaria de Recursos Hídricos e Meio Ambiente. Palmas, p. 291. 2010.

TOCANTINS. **Elaboração do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Tocantins**. Secretaria de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável-SEMADES. Palmas, p. 211. 2011.

TOCANTINS. **Plano de bacia hidrográfica do rio Palma: Relatório síntese**. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (SEMARH). Palmas, p. 45. 2015.

TOCANTINS. **Descrição da situação dos recursos hídricos na bacia hidrográfica, com sucinta caracterização socioeconômico, ambiental e sanitária da área de atuação do comitê de vacia hidrográfica, vom possíveis conflitos existente pelo uso da água**. Constituição da comissão pró-comitê de bacias hidrográficas do rio Palma - Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hidricos. Palmas, p. 5. 2018.

TOCANTINS. **Delimitação e caracterização cartográfica das áreas vulneráveis a escassez**

hídrica na região sudeste do estado do Tocantins. Projeto de Desenvolvimento Regional Integrado e Sustentável – PDRIS, Secretaria da Fazenda e Planejamento, Palmas, 2019a. Disponível em: <https://www.to.gov.br/seplan/sudestedo-estado-do-tocantins/6vw0ov1iqwlb>. Acesso em: 22 jan. 2025.

TOCANTINS. GeoPortal da Secretaria do Planejamento e Orçamento: plataforma digital para organização e compartilhamento de informações geográficas e dados espaciais produzidos pela Instituição. 2019b. Disponível em: https://geoportaltocantins.gov.br/gvsigonline/core/load_public_project/basetematicasudestetocantins/. Acesso em: 22 jan. 2025

TRAVASSOS, L. E. P. Considerações sobre o carste da região de Cordisburgo, Minas Gerais, Brasil. Belo Horizonte: Tradição Planalto, 2010.

TRENTIN, R.; SANTOS, L. J. C.; ROBAINA, L. E. S. Relação entre parâmetros morfométricos da rede de drenagem e substrato geológico da bacia hidrográfica do Rio Itu – Oeste do Rio Grande do Sul – Brasil. In: **Simpósio Nacional de Geomorfologia, 8.; Encontro Íbero-americano de Geomorfologia, 1.; Encontro Latino-americano de Geomorfologia, 3.; Encontro Íbero-americano do Quaternário, 1.,** 2010, Bento Gonçalves – RS.

TREVISAN, R. `st_rotate`: Function to rotate a polygon by a given angle: In RodrigoAgronomia/PAR: An R Package including various useful functions to work with spatial analysis of on-farm experiments. **Rdrr.io**, 2020. Disponível em: https://rdrr.io/github/RodrigoAgronomia/PAR/man/st_rotate.html. Acesso em: 8 Novembro 2022.

TUCCI, C. **Hidrologia, ciência e aplicação.** 2. ed. Porto Alegre: Universidade/UFRGS: ABRH, 2001.

TUCCI, C. E. M.; CABRAL, J. J. **Qualidade da água subterrânea.** Brasília: Cgee, Centro de Gestão e Estudos Estratégicos, 2003. 59 p.

TURPAUD, P.; ZINI, L.; RAVBAR, N.; CUCCHI, F.; PETRIČ, M.; URBANC, J. Development of a Protocol for the Karst Water Source Protection Zoning: Application to the Classical Karst Region (NE Italy and SW Slovenia). **Water Resources Management**, Dordrecht, v. 32, p. 1953-1968, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1882-4>.

UNESCO. **Informe mundial de las Naciones Unidas sobre el desarrollo de los recursos hídricos 2022: Aguas subterráneas, hacer visible el recurso invisible.** París, 2022. 266 p.

USGS. **Base flow discharge to streams and rivers: Terminology, concepts, and base-flow estimation using optimal hydrograph separation.** In Cooperation With: The USGS National Water-Quality Assessment (NAWQA) Program. Maryland: Maryland Department of the Environment, 2014. Disponível em: https://mde.maryland.gov/programs/Water/Water_Supply/Source_Water_Assessment_Program/Documents/GWS-2014/r4.Raffensperger.pdf. Acesso em: 29 mar. 2025.

VASCONCELLOS, M. J. E. de. **Pensamento Sistêmico: o novo paradigma da ciência.** 10. ed. Campinas: Papirus, 2013.

VASCONCELOS, V. V.; MARTINS JUNIOR, P. P.; HADAD, R. M.; KOONTANAKULVONG, S. Recarga de aquíferos: Epistemologia e interdisciplinaridade. **Revista Internacional Interdisciplinar INTERthesis**, Florianópolis, v. 10, n. 2, p. 1-49, 2013.

VIEIRA, M. S. **Estudo das conexões hidrológicas no sistema cárstico Gruta da Tarimba, Mambáí, Goiás**. Brasília, p. 23, 2023. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.

VITAL, S. R. O.; BARRETO, A. M. F.; SALLUN FILHO, W.; SANTOS, C. L. Método para identificação e caracterização morfométrica de depressões fechadas em áreas de carste subjacente: exemplo da Bacia Sedimentar da Paraíba, Brasil. **Revista Ibero-Afro-Americana de Geografia Física e Ambiente**, v. 2, n. 2, p. 127-143, 2020. ISSN 2184-626X. Disponível em: <https://doi.org/10.21814/physisterrae.3103>. Acesso em: 1 abr. 2025.

WADA, Y.; VAN BEEK, L. P. H.; BIERKENS, M. F. P. Global depletion of groundwater resources. **Geophysical Research Letters**, v. 37, L20402, 2010. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2010GL044571>. Acesso em 15 jul. 2025.

WAN, W.; DÖLL, P.; MÜLLER SCHMIED, H. Global-scale groundwater recharge modeling is improved by tuning against ground-based estimates for karst and non-karst areas. **Water Resources Research**, 2024. Advance online publication. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/2023WR036182>. Acesso em: 25 mar. 2025.

WANG, L.; LIU, H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 20, n. 2, p. 193-213, 2006. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1080/13658810500433453>. Acesso em: 30 mar. 2025.

WEISS, A.D. **Topographic position and landforms analysis**. Poster de apresentação - ESRI User Conference. San Diego, p. 1. 2001

WITTENBERG, H. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. **Hydrological Processes**, v. 13, p. 715-726, 1999. Disponível em: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N). Acesso em: 14 ago. 2025

WOKAM. World Karst Aquifer Map (WHY MAP WOKAM). **BGR Productcenter**, 2017. Disponível em: <https://produktcenter.bgr.de/terraCatalog/OpenSearch.do?search=473d851c-4694-4050-a37f-ee421170eca8&type=/Query/OpenSearch.do>. Acesso em: 17 Fevereiro 2022.

WOOD, W. W. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. **Ground Water**, v. 37, p. 2-3, 1999.

WU, Q.; DENG, C.; CHEN, Z. Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. **Geomorphology**, n. 266, p. 1-10, 2016.

YAGUE-MARTINEZ, N.; DE ZAN, F.; PRATS-IRAOLA. Coregistration of interferometric stacks of sentinel-1 TOPS data. **IEEE geoscience and remote sensing letters**, v. 14, n. 7, p. 1002 - 1006, 2017.

9 APÊNDICE A (Script em R para o cálculo dos eixos longitudinais e transversais de depressões cársticas)

```

1  # Este script calcula automaticamente por meio do software R o comprimento do eixo maior, do eixo menor e a elipticidade de uma
2  #depressão cárstica.
3  #
4  # (1) Devem ser carregados previamente os seguintes pacotes no R:
5
6  Library (maptools)
7  Library (rgdal)
8  Library (sf)
9  Library (dplyr)
10 Library (tidyr)
11
12 # (2) Deve-se carregar previamente o arquivo shapefile por meio do pacote sf.
13
14 Polig<-st_read(dsn="C:/R/BaciaSobrado/Shapes", layer="Delimitacao_Polig")
15
16 # (3) Certifica se a classe do objeto é realmente sf.
17
18 class(Polig)
19
20 # (4) Carrega a função "st_rotate" escrita por Trevisan (2020). Esta função serve para girar um polígono de acordo com um ângulo
21 # pré-determinado.
22
23 st_rotate <- function(obj, a) {
24   m <- matrix(c(cos(a), sin(a), -sin(a), cos(a)), 2, 2)
25   obj <- sf::st_set_precision(obj, 1e3)
26   cnt <- sf::st_centroid(sf::st_as_sf(sf::st_bbox(obj)))
27   cnt <- sf::st_set_precision(cnt, 1e3)
28   objr <- (sf::st_geometry(obj) - cnt) * m
29   objr <- sf::st_set_precision(objr, 1e3)
30   objr <- sf::st_simplify(objr, dTolerance = 1e-3)
31   objr <- objr + cnt
32   sf::st_geometry(obj) <- objr
33   sf::st_crs(obj) <- sf::st_crs(cnt)
34   return(obj)
35 }
36
37 # (5) Carrega a função "EixoMaior" a qual calcula o comprimento do eixo maior de uma depressão.
38
39 EixoMaior<-function(Poligono){angulos<-seq(0,pi,0.0001)
40   Hmin<-c()
41   for(i in 1:length(angulos)){Hmin[i]<-(st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[i]))[4]-st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[i]))[2])}
42   indice<-which ( Hmin == min(Hmin), arr.ind=TRUE )
43   Polig_bbox<-st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[indice]))
44   Eixo_maior<-Polig_bbox[3]-Polig_bbox[1]
45   return(Eixo_maior)
46 }
47
48 # (6) Calcula o eixo maior de todos os polígonos referentes às depressões e os organiza em um vetor
49
50 A<-c()
51 for(i in 1:length(Polig$fid)){A[i]<-EixoMaior(Polig[i,])}
52
53 # (7) Carrega a função "EixoMenor" a qual calcula o comprimento do eixo menor de uma depressão.
54
55 EixoMenor<-function(Poligono){angulos<-seq(0,pi,0.0001)

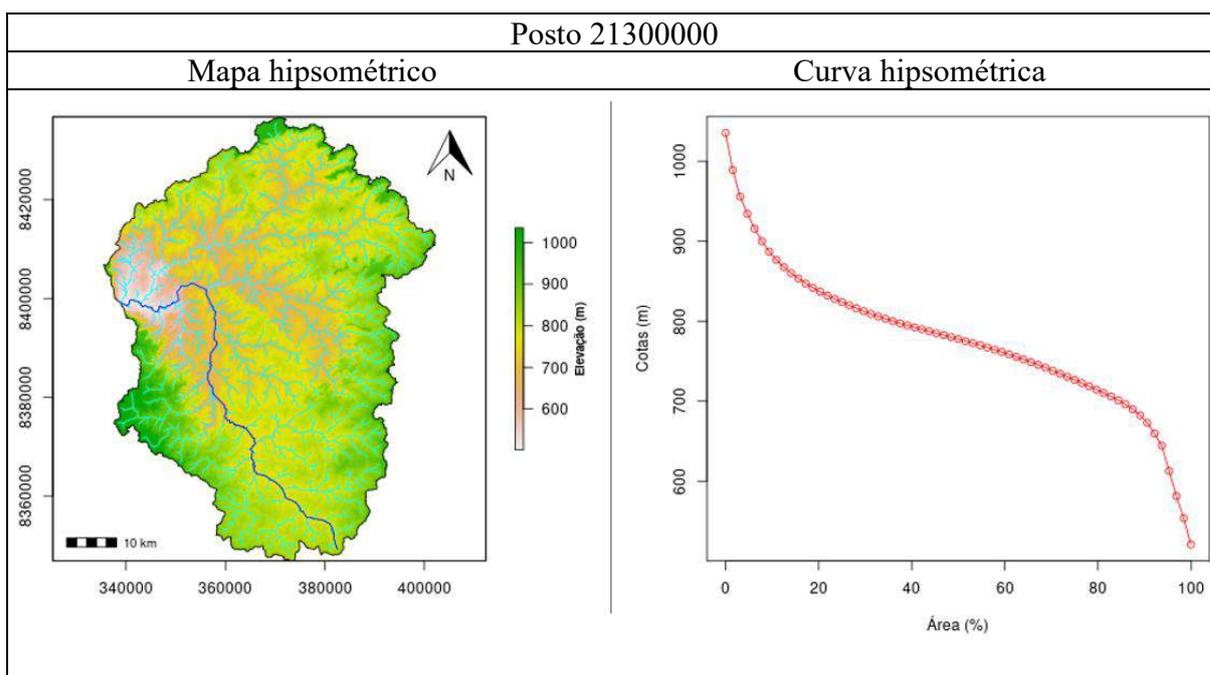
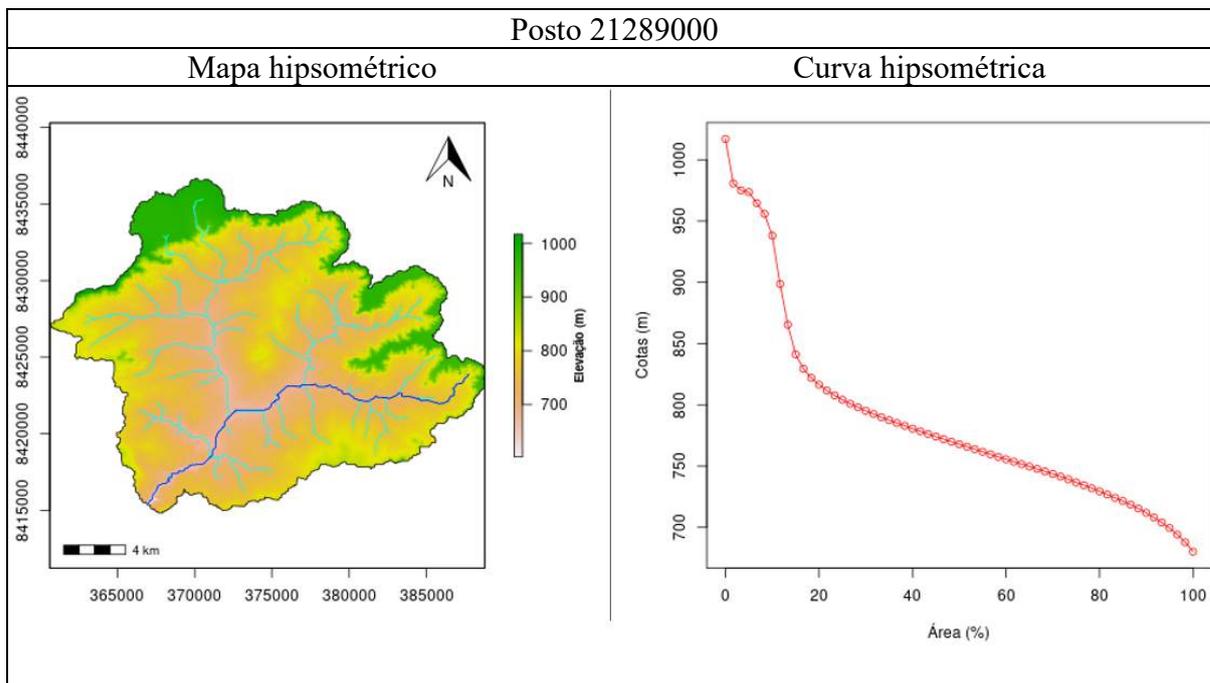
```

```

56 Hmin<-c()
57 for(i in 1:length(angulos)){Hmin[i]<-(st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[i]))[4]-st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[i]))[2])}
58 indice<-which ( Hmin == min(Hmin), arr.ind=TRUE )
59 Polig_bbox<-st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[indice]))
60 Eixo_menor<-Polig_bbox[4]-Polig_bbox[2]
61 return(Eixo_menor)
62 }
63
64 # (7) Calcula o eixo menor de todos os polígonos referentes às depressões e os organiza em um vetor.
65
66 B<-c()
67 for(i in 1:length(Polig$fid)){B[i]<-EixoMenor(Polig2[i,])}
68
69 # (8) Carrega a função "Elipiticidade" a qual calcula a elipticidade de uma depressão.
70
71 Elipiticidade<-function(Poligono){angulos<-seq(0,pi,0.0001)
72 Hmin<-c()
73 for(i in 1:length(angulos)){Hmin[i]<-(st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[i]))[4]-st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[i]))[2])}
74 indice<-which ( Hmin == min(Hmin), arr.ind=TRUE )
75 Polig_bbox<-st_bbox(st_rotate(Poligono,angulos[indice]))
76 Eixo_maior<-Polig_bbox[3]-Polig_bbox[1]
77 Eixo_menor<-Polig_bbox[4]-Polig_bbox[2]
78 Elipt<-c(1-(Eixo_menor[1]/Eixo_maior[1])**2)**(1/2)
79 return(Elipt)
80 }
81
82 # (9) Calcula a elipticidade de todos os polígonos referentes às depressões e as organiza em um vetor.
83
84 E<-c()
85 for(i in 1:length(Polig$fid)){E[i]<-Elipiticidade(Polig[i,])}
86
87 # (10) Insere os atributos calculados referentes à elipticidade no shapefile dos polígonos.
88
89 Polig2<-Polig
90 Polig2$A<-A
91 Polig2$B<-B
92 Polig2$E<-E
93
94
95 # (11) Salva o shapefile com os atributos calculados.
96
97 st_write(Polig2, dsn="C:/R/BaciaSobrado/Shapes", layer="Delimitacao_Polig", driver="ESRI Shapefile", delete_layer = T)

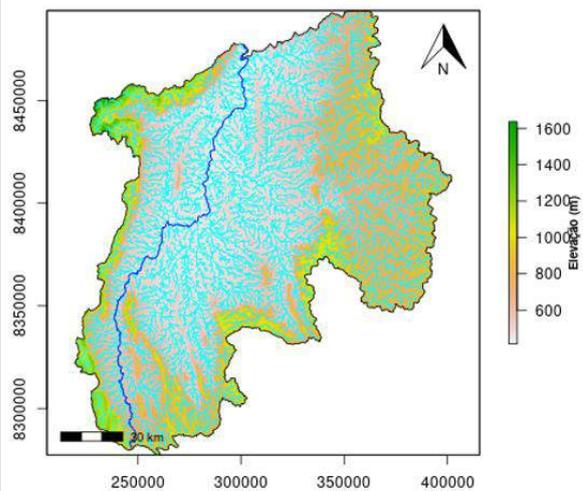
```

10 APÊNDICE B (Hipsometria das sub-bacias analisadas)

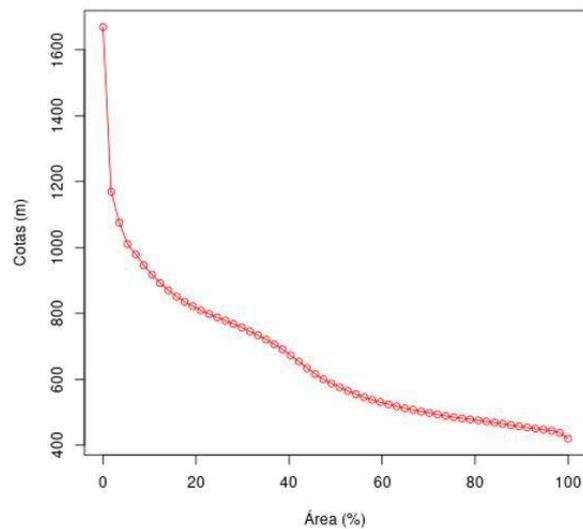


Posto 21500000

Mapa hipsométrico

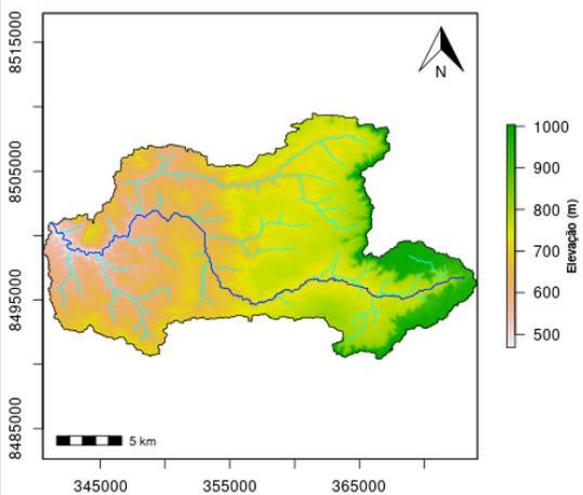


Curva hipsométrica

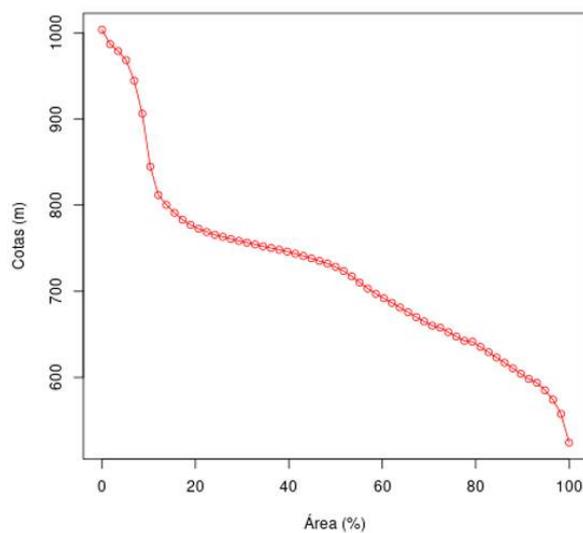


Posto 21580000

Mapa hipsométrico

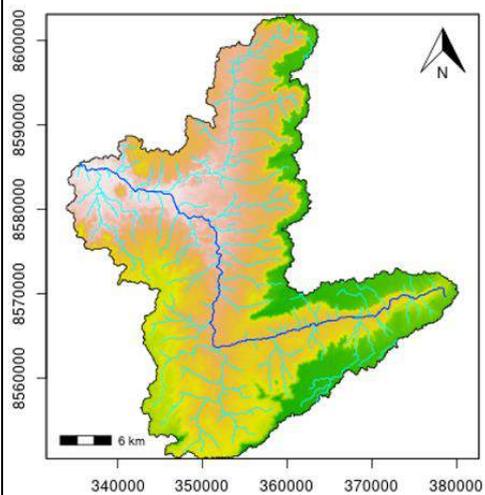


Curva hipsométrica

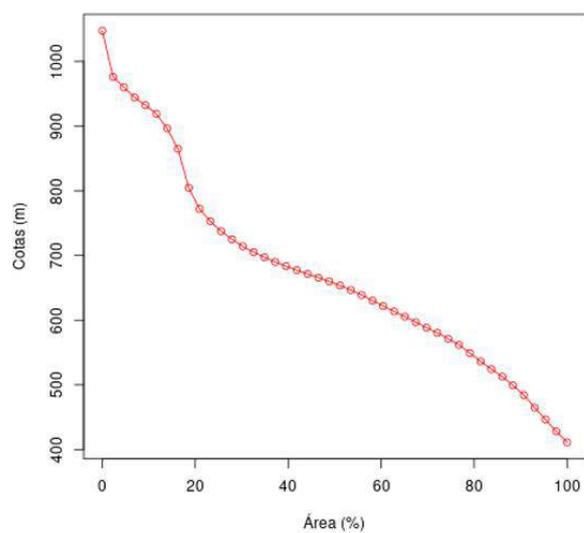


Posto 21750000

Mapa hipsométrico

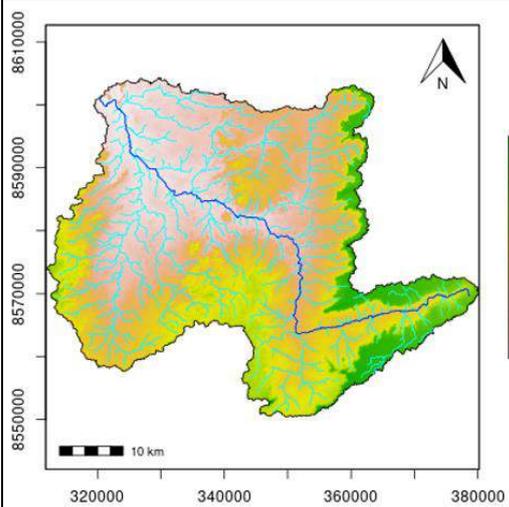


Curva hipsométrica

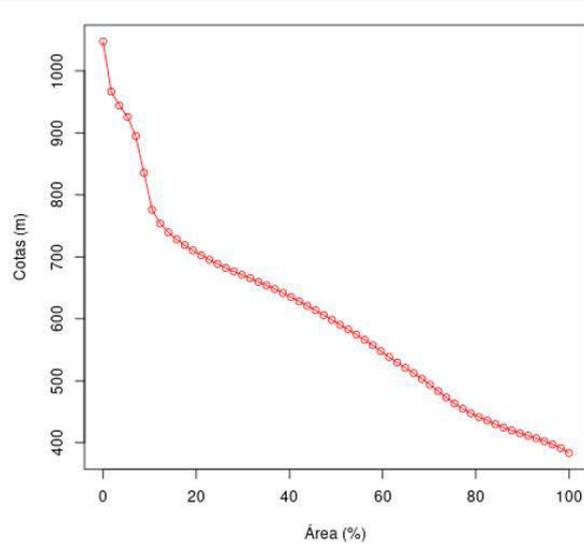


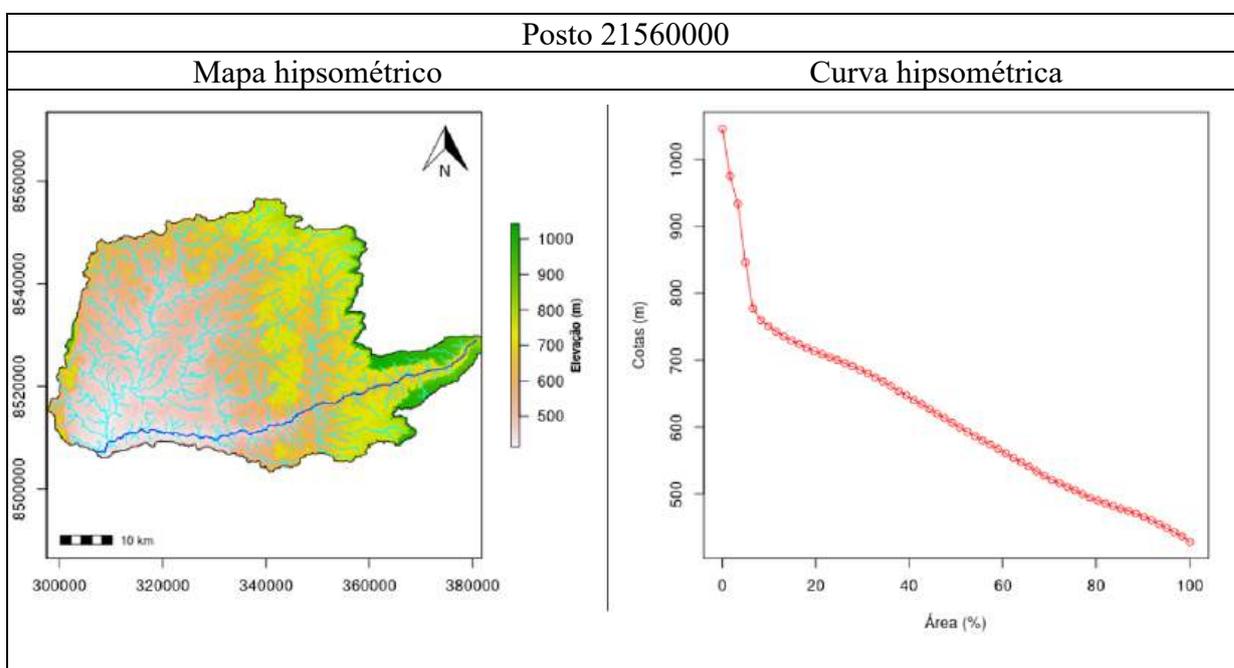
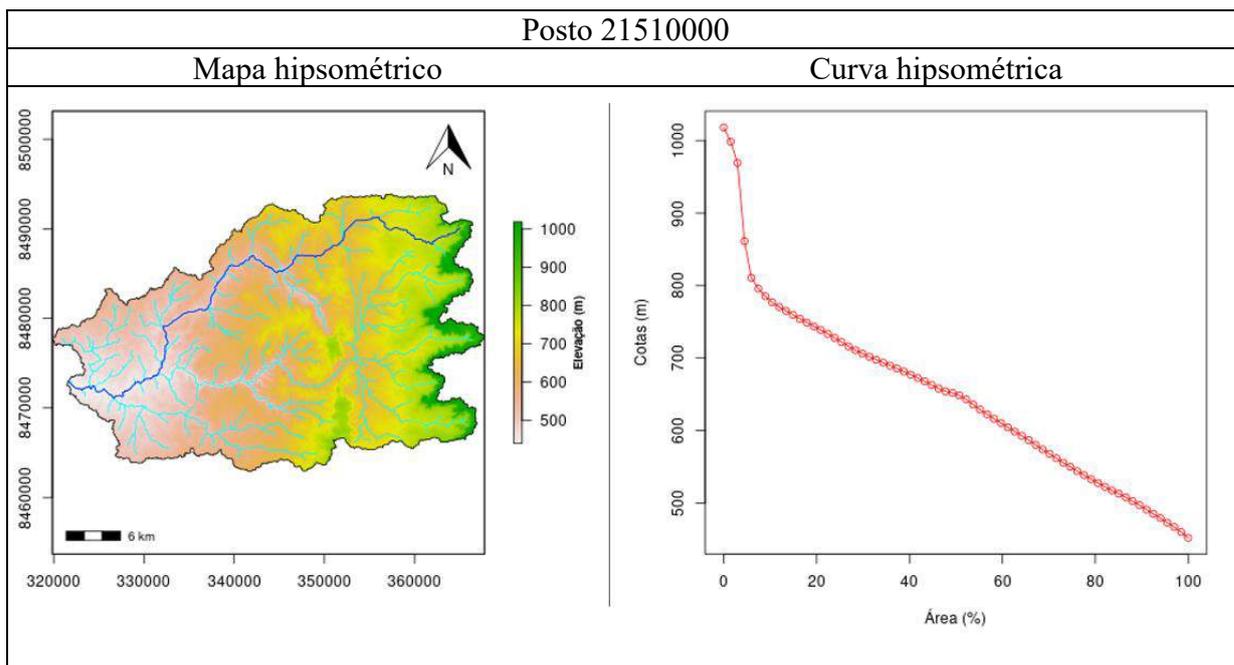
Posto 21758000

Mapa hipsométrico

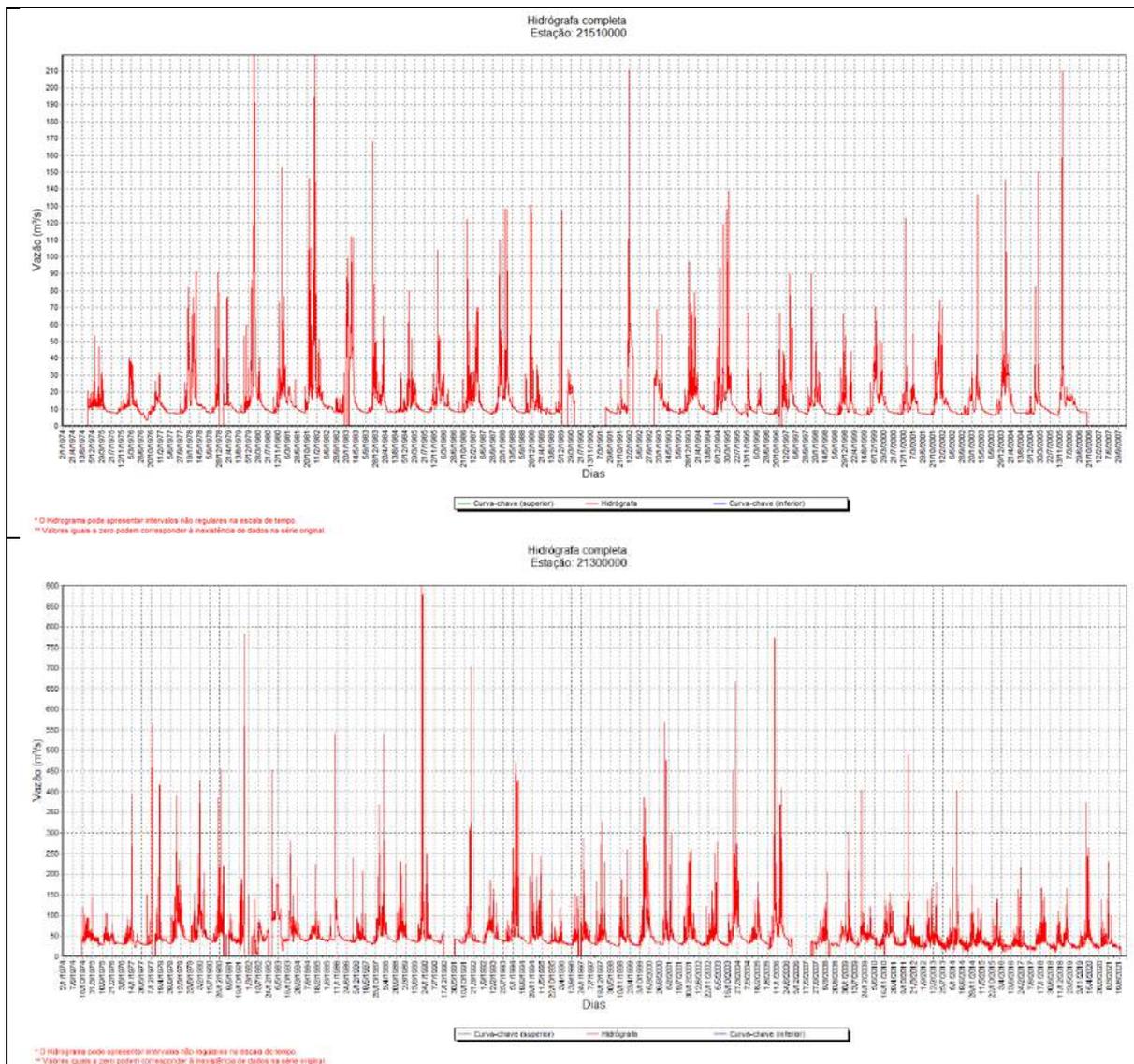


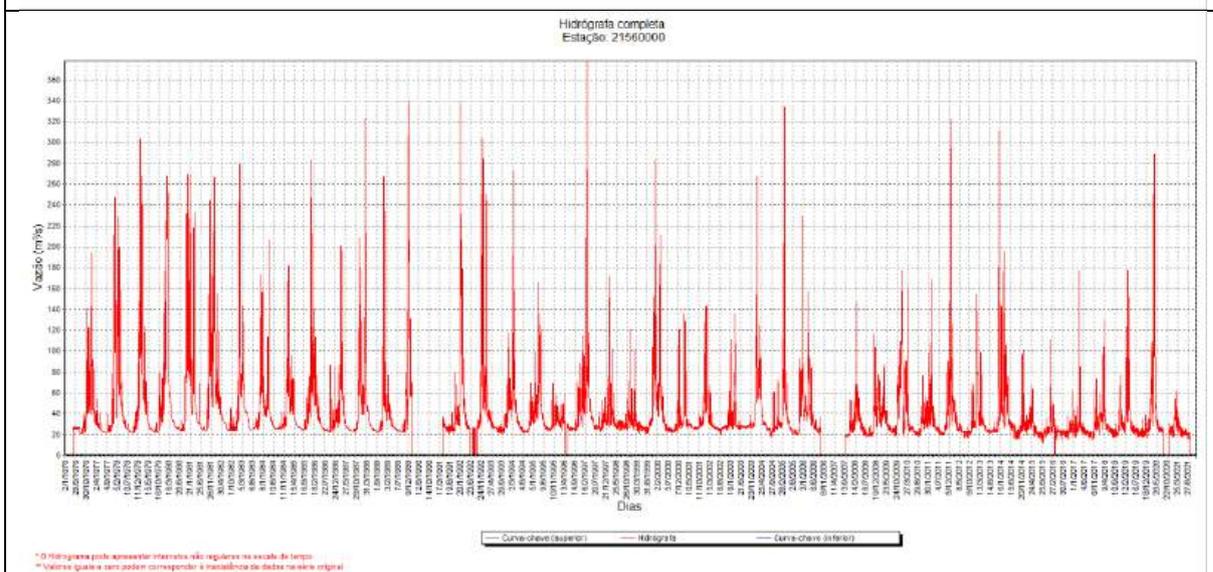
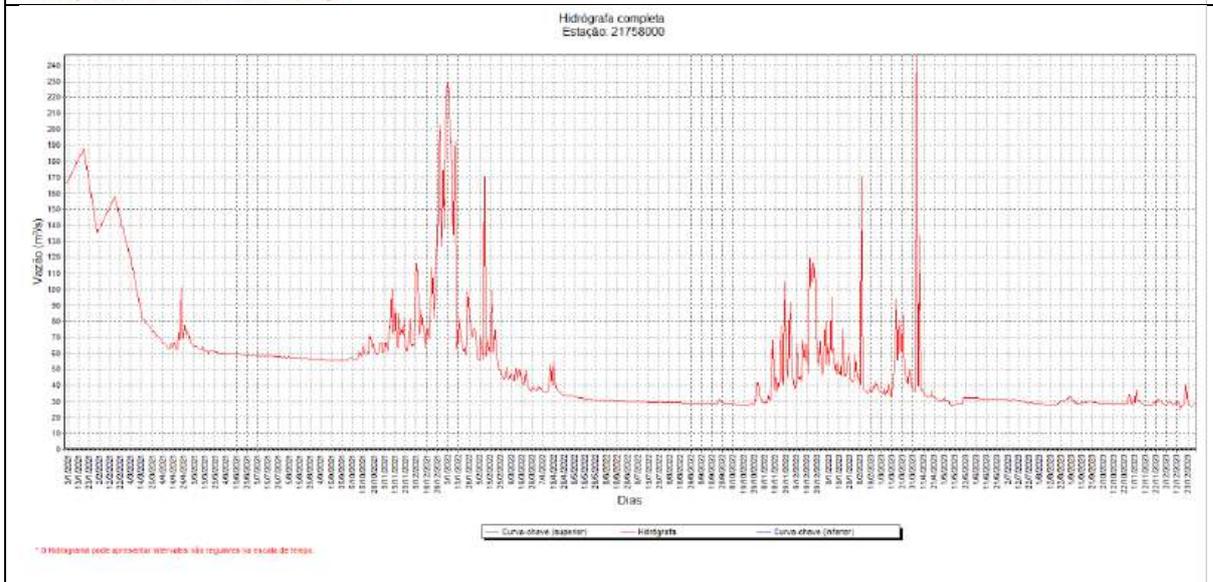
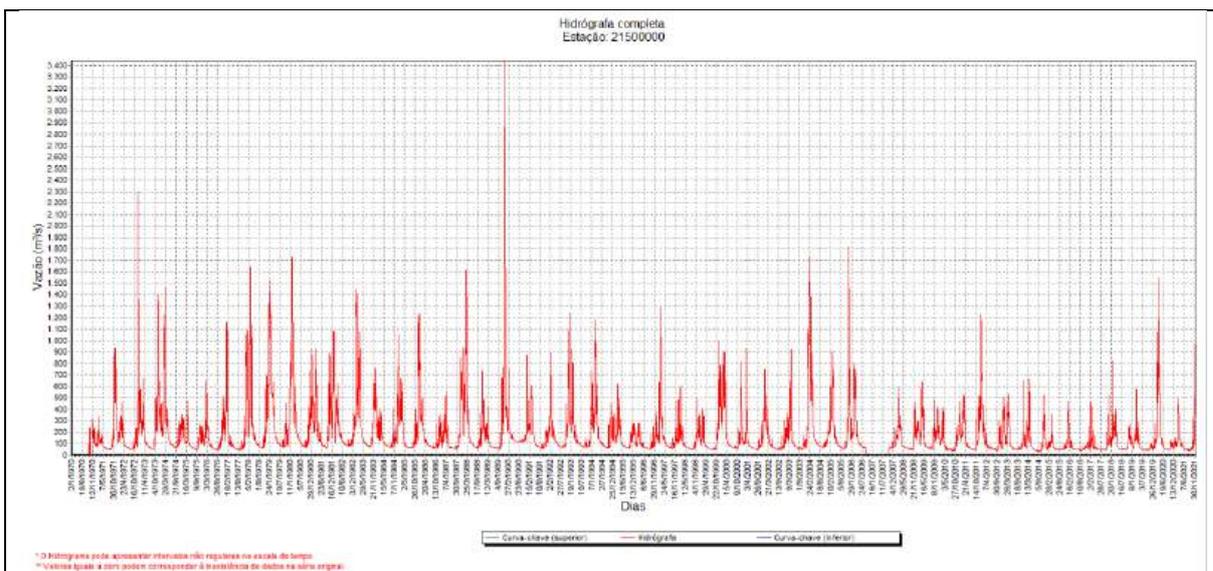
Curva hipsométrica

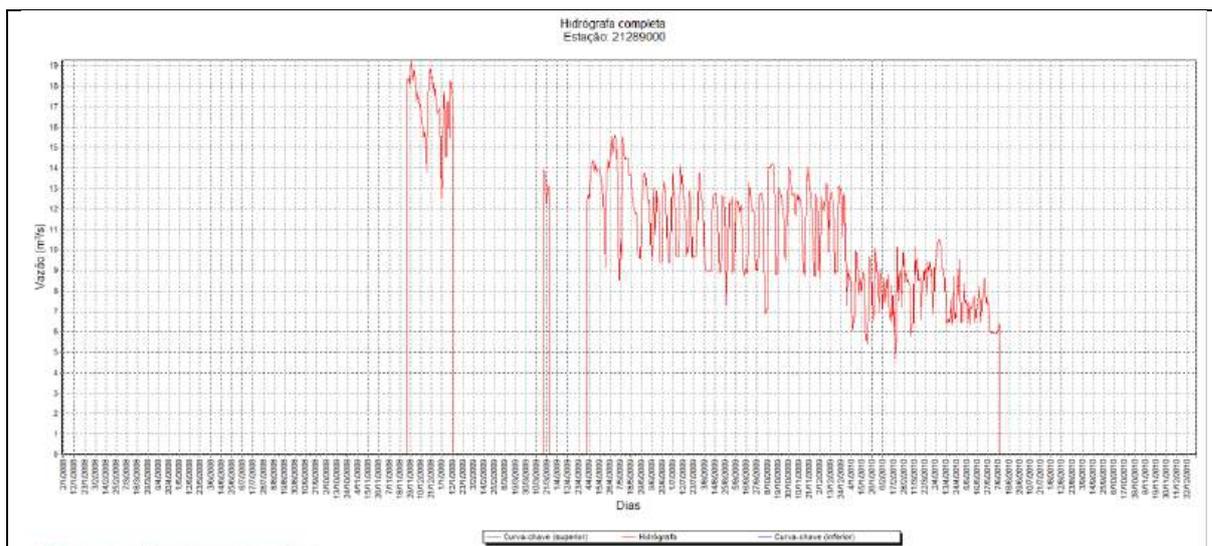




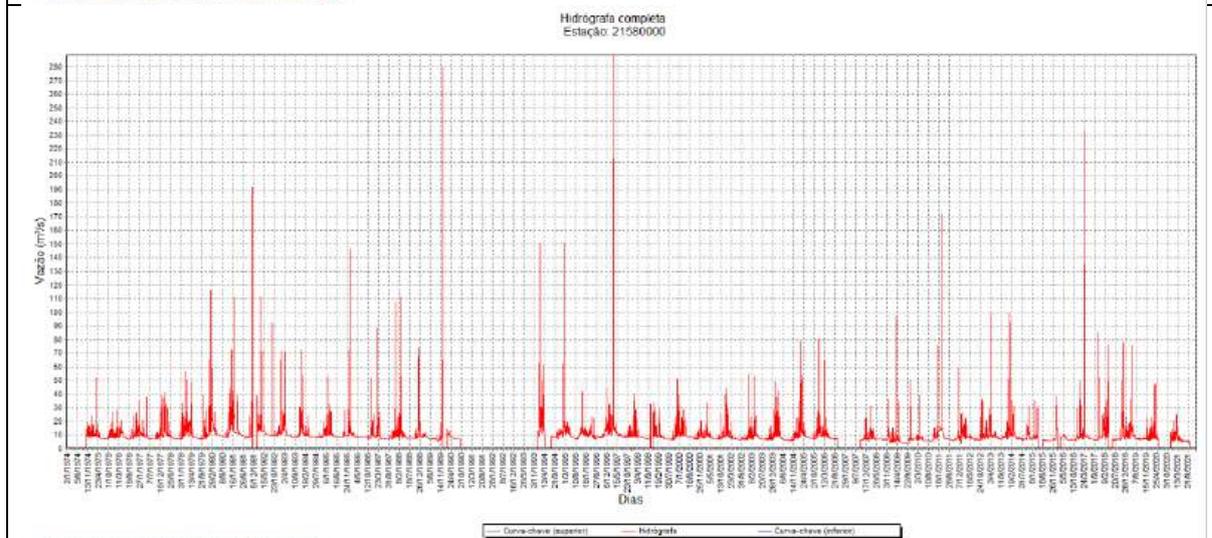
11 APÊNDICE C (Hidrogramas dos postos fluvimétricos analisados para separação do fluxo de base)



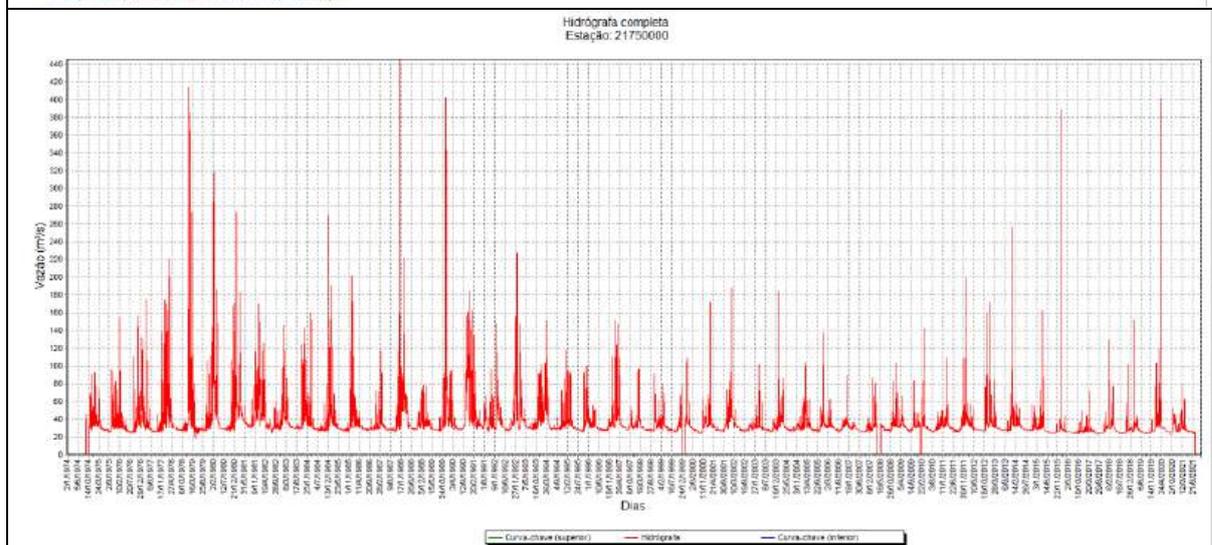




* O Hidrografa pode apresentar intervalos não regulares na escala de tempo.
** Valores iguais a zero podem corresponder à inexistência de dados na série original.

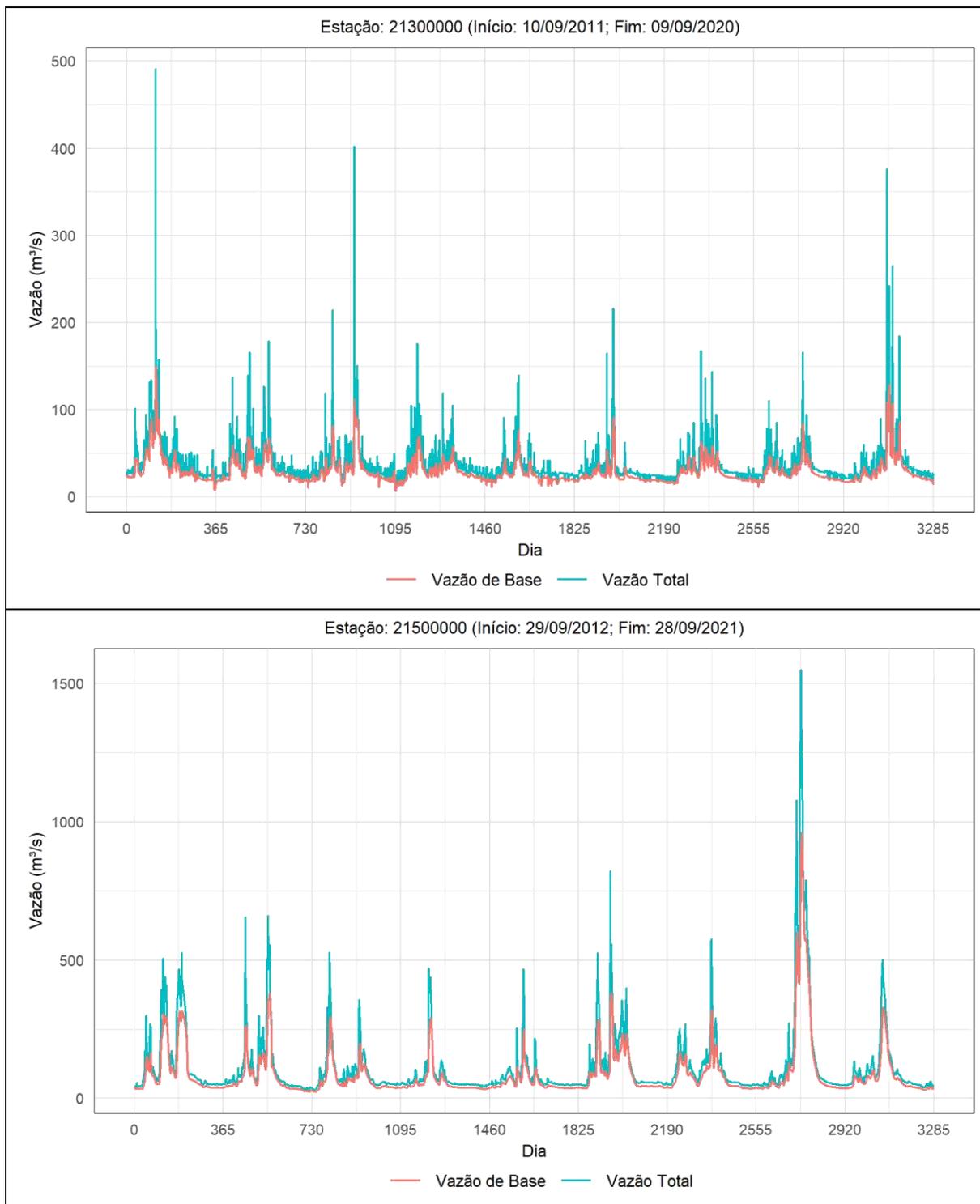


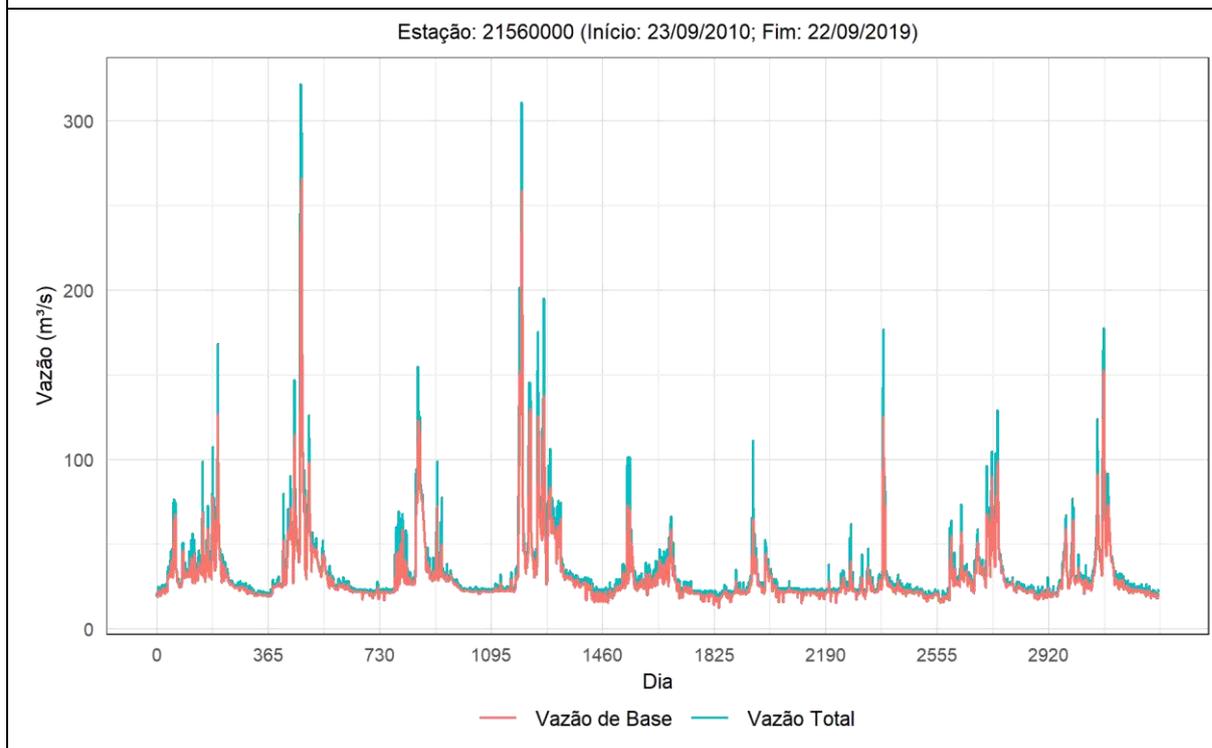
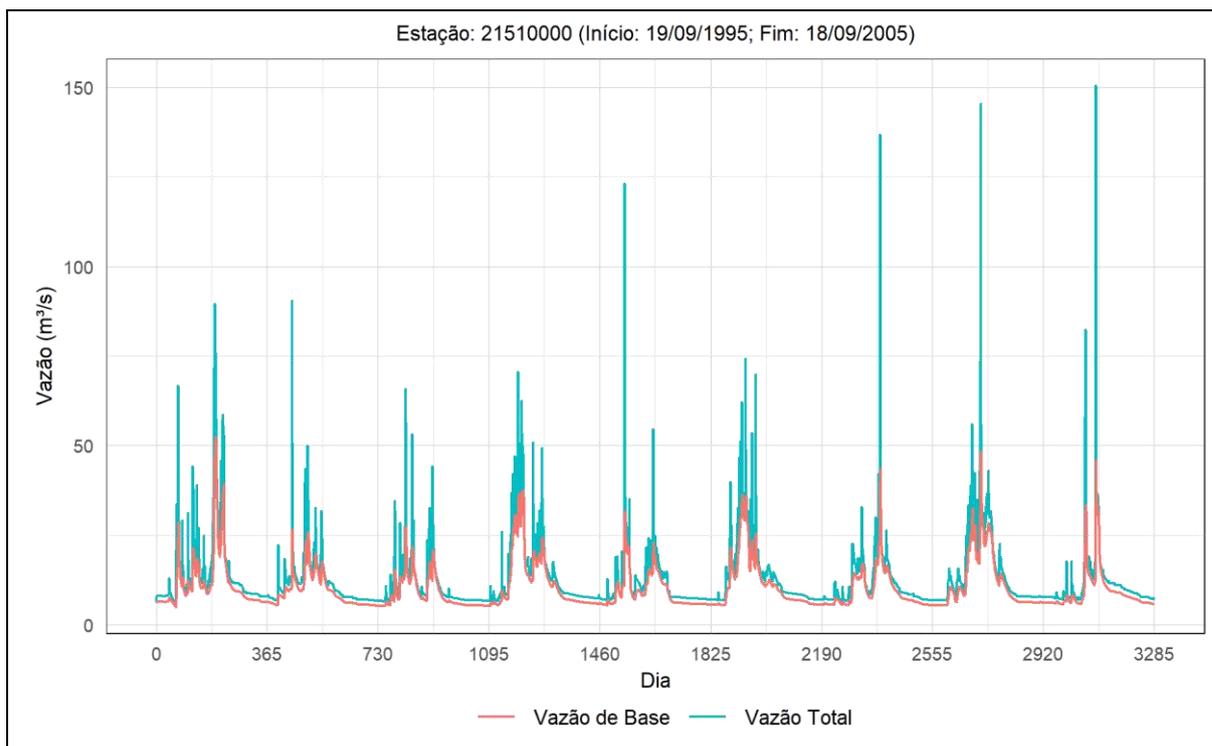
* O Hidrografa pode apresentar intervalos não regulares na escala de tempo.
** Valores iguais a zero podem corresponder à inexistência de dados na série original.

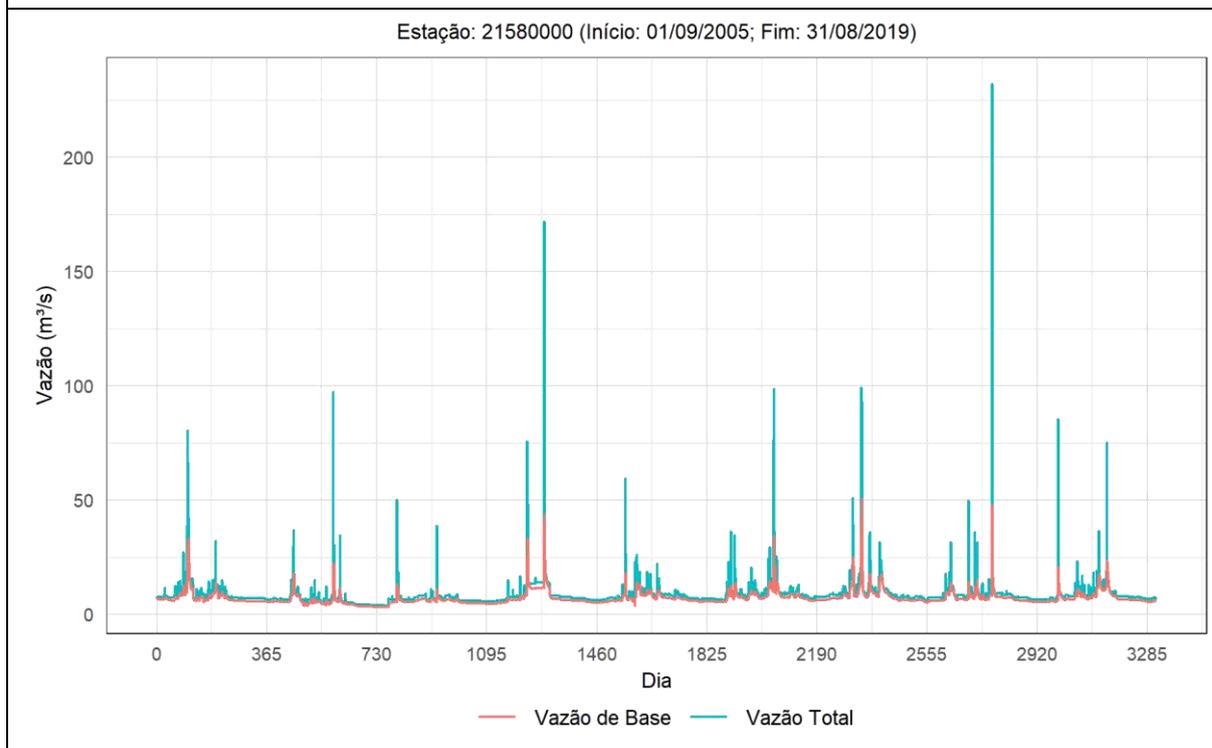
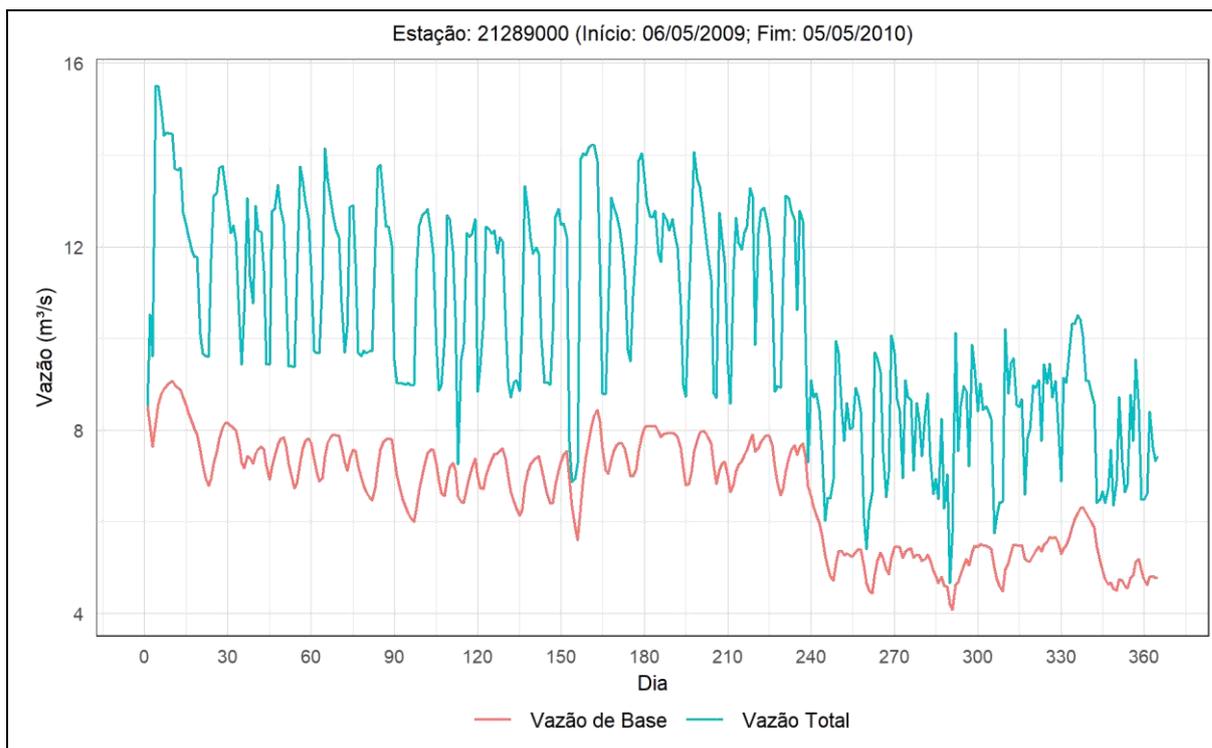


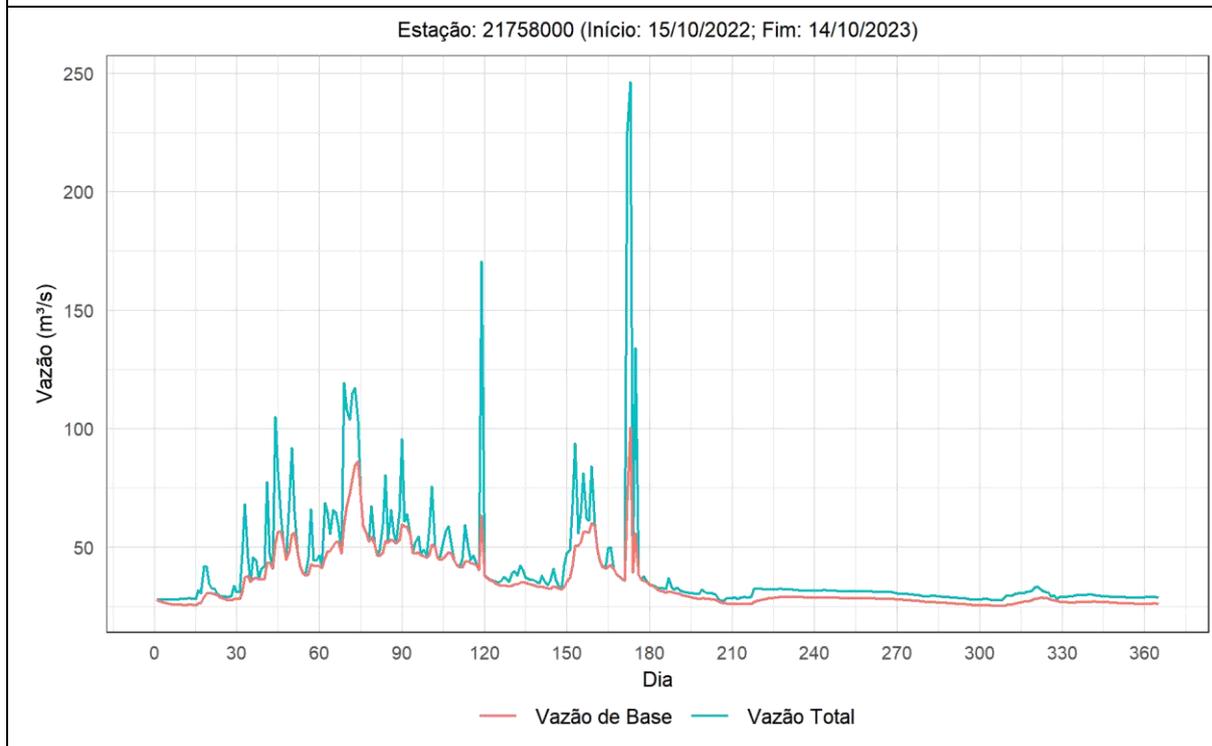
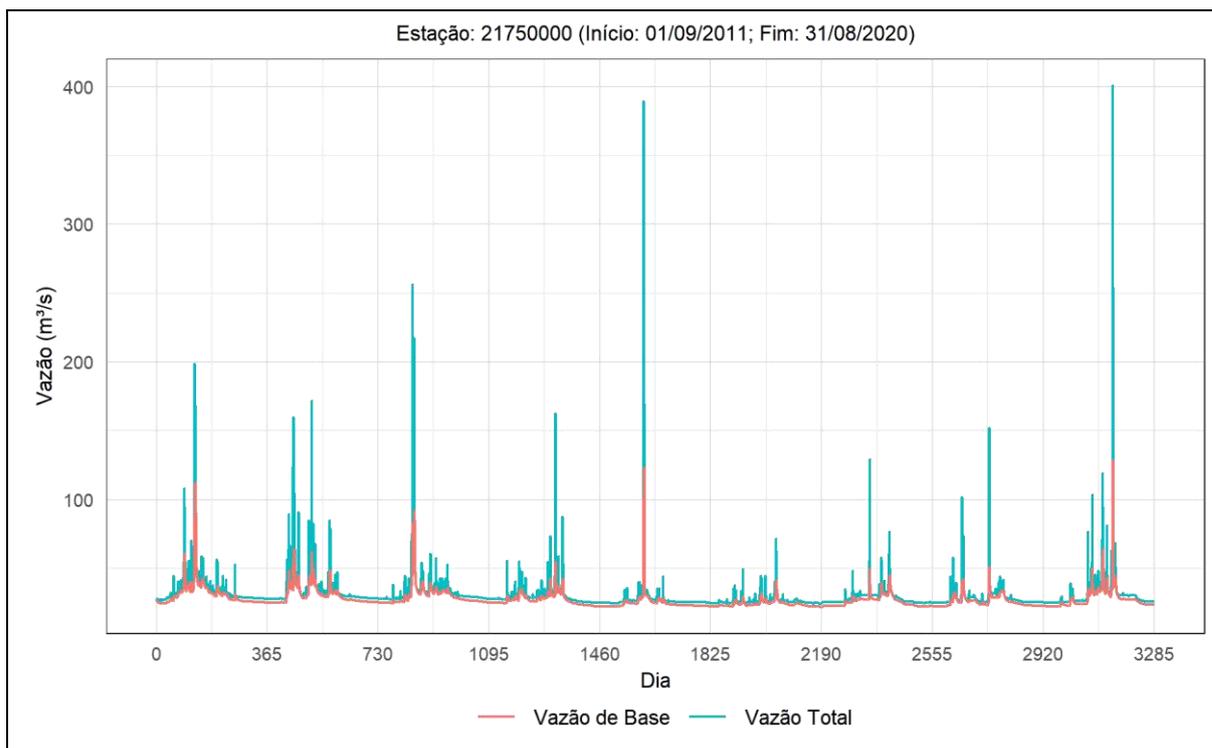
* O Hidrografa pode apresentar intervalos não regulares na escala de tempo.
** Valores iguais a zero podem corresponder à inexistência de dados na série original.

12 APÊNDICE D (Separação do fluxo de base dos postos fluvimétricos analisados)

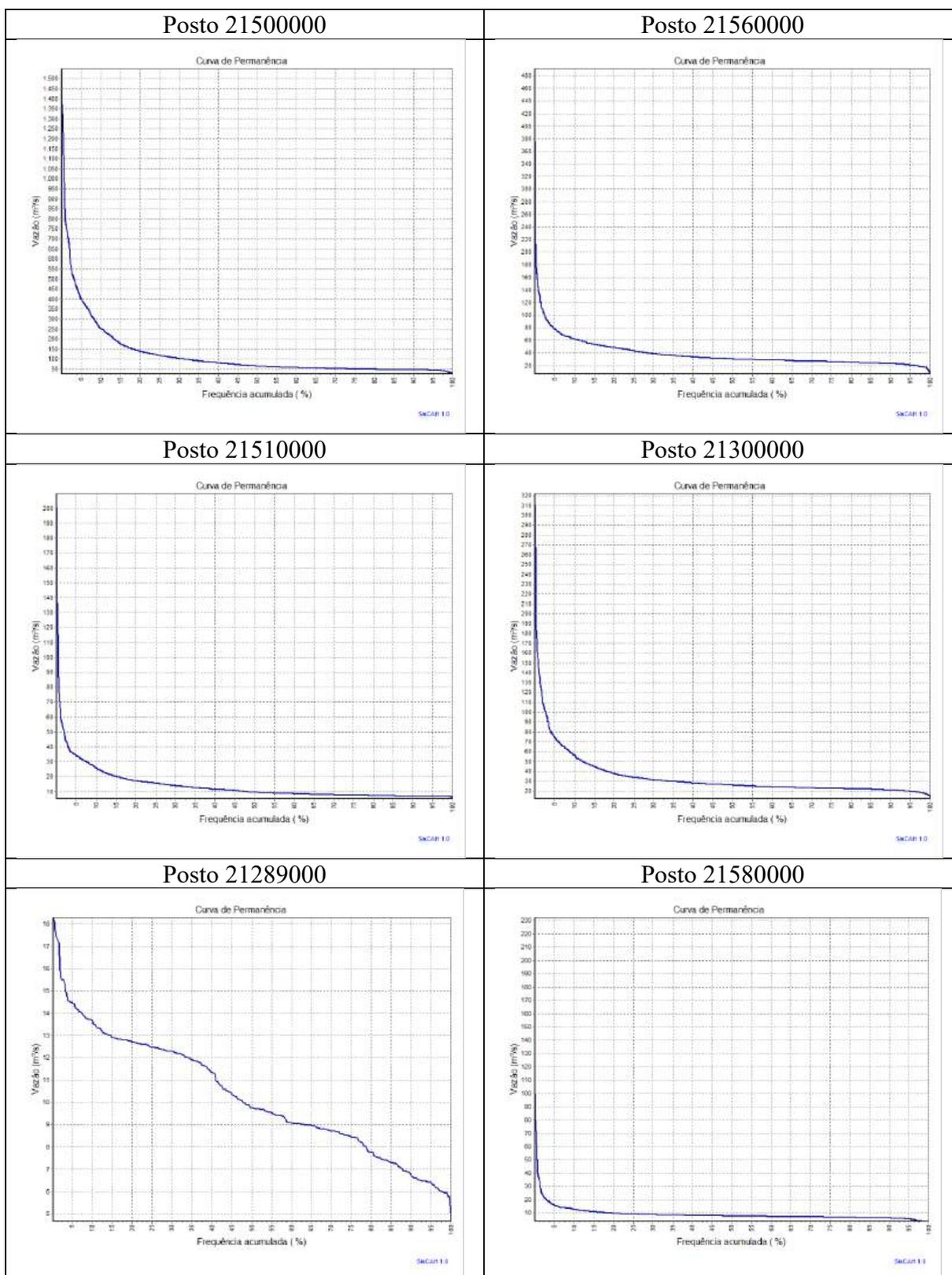




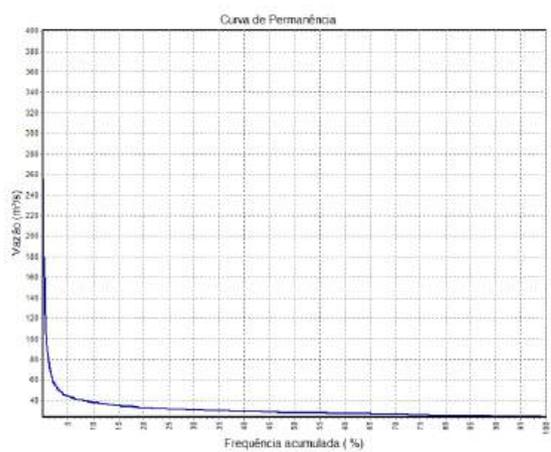




13 APÊNDICE E (Curvas de permanência dos postos fluvimétricos analisados para separação do fluxo de base)



Posto 21750000



Posto 21758000

