



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SOCIOAMBIENTAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DANIEL ARAUJO RAMOS DOS SANTOS

**CONTRIBUIÇÕES À DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA RECENTE NA BACIA DO
RIO JAVAÉS, BRASIL CENTRAL**

GOIÂNIA
2024



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SÓCIO-AMBIENTAIS

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO (TECA) PARA DISPONIBILIZAR VERSÕES ELETRÔNICAS DE TESES

E DISSERTAÇÕES NA BIBLIOTECA DIGITAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações (BDTD/UFG), regulamentada pela Resolução CEPEC nº 832/2007, sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a [Lei 9.610/98](#), o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou download, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

O conteúdo das Teses e Dissertações disponibilizado na BDTD/UFG é de responsabilidade exclusiva do autor. Ao encaminhar o produto final, o autor(a) e o(a) orientador(a) firmam o compromisso de que o trabalho não contém nenhuma violação de quaisquer direitos autorais ou outro direito de terceiros.

1. Identificação do material bibliográfico

Dissertação Tese Outro*: _____

*No caso de mestrado/doutorado profissional, indique o formato do Trabalho de Conclusão de Curso, permitido no documento de área, correspondente ao programa de pós-graduação, orientado pela legislação vigente da CAPES.

Exemplos: Estudo de caso ou Revisão sistemática ou outros formatos.

2. Nome completo do autor

Daniel Araujo Ramos dos Santos

3. Título do trabalho

Contribuições à dinâmica geomorfológica recente na bacia do rio Javaés, Brasil Central

4. Informações de acesso ao documento (este campo deve ser preenchido pelo orientador)

Concorda com a liberação total do documento SIM NÃO¹

[1] Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. Após esse período, a possível disponibilização ocorrerá apenas mediante:

- a)** consulta ao(à) autor(a) e ao(à) orientador(a);
- b)** novo Termo de Ciência e de Autorização (TECA) assinado e inserido no arquivo da tese ou dissertação. O documento não será disponibilizado durante o período de embargo.

Casos de embargo:

- Solicitação de registro de patente;
- Submissão de artigo em revista científica;
- Publicação como capítulo de livro;
- Publicação da dissertação/tese em livro.

Obs. Este termo deverá ser assinado no SEI pelo orientador e pelo autor.



Documento assinado eletronicamente por **Daniel Araujo Ramos Dos Santos, Discente**, em 31/12/2024, às 11:39, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luis Felipe Soares Cherem, Usuário Externo**, em 17/01/2025, às 13:12, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5070712** e o código CRC **D70D4A8B**.

DANIEL ARAUJO RAMOS DOS SANTOS

**CONTRIBUIÇÕES À DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA RECENTE NA BACIA DO
RIO JAVAÉS, BRASIL CENTRAL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, do Instituto de Estudos Socioambientais da Universidade Federal de Goiás, como requisito para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Linha de concentração: Natureza e Produção do Espaço

Linha de Pesquisa: Análise Ambiental e Tratamento da Informação Geográfica

Orientador: Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cherem

Coorientador: Prof. Dr. Édipo Henrique Cremon

GOIÂNIA
2024

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do Programa de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da UFG.

Santos, Daniel Araujo Ramos dos
Contribuições à dinâmica geomorfológica recente na bacia do rio
Javaés, Brasil Central [manuscrito] / Daniel Araujo Ramos dos
Santos. - 2024.
183, f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cherem; co-orientador Dr.
Édipo Henrique Cremon.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Goiás, Instituto de
Estudos Socioambientais (Iesa), Programa de Pós-Graduação em
Geografia, Goiânia, 2024.

Bibliografia.

Inclui lista de figuras, lista de tabelas.

1. Ilha do Bananal. 2. Erosão e deposição. 3. Sensoriamento
Remoto. 4. Impacto antrópico. 5. Mudanças climáticas. I. Cherem, Luis
Felipe Soares, orient. II. Título.

CDU 911



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS

INSTITUTO DE ESTUDOS SÓCIO-AMBIENTAIS

ATA DE DEFESA DE TESE

Ata Nº **33/2024** da sessão de Defesa de Tese de **Daniel Araujo Ramos dos Santos** que confere o título de Doutor em **Geografia**, na área de concentração em **Natureza e Produção do Espaço**.

Aos vinte e nove dias do mês de outubro de dois mil e vinte e quatro, a partir da **14:00 horas**, por meio de **videoconferência**, realizou-se a sessão pública de Defesa de Tese intitulada **“As influências naturais e antrópicas sobre os processos morfodinâmicos fluviais: Análise geomorfológica da seção meridional da maior ilha fluvial do Mundo, a Ilha do Bananal”**. Os trabalhos foram instalados pelo Orientador, Professor Doutor **Luis Felipe Soares Cherem (PPGEO/IESA)** com a participação dos demais membros da Banca Examinadora: Professor Doutor **Rogério Ribeiro Marinho (UFAM)**, membro titular externo; Professor Doutor **Eduardo Souza de Moraes (UEM)**, membro titular externo, Professor Doutor **Maximiliano Bayer (PPGEO/IESA)**, membro suplente interno; Professor Doutor **Edgardo Manuel Latrubesse (CIAMB/UFV)**, membro titular externo. Durante a arguição os membros da banca **fizeram** sugestão de alteração do título do **trabalho**, conforme explicitado abaixo. A Banca Examinadora reuniu-se em sessão secreta a fim de concluir o julgamento da Tese tendo sido o candidato **aprovado** pelos seus membros. Proclamados os resultados pelo Professor Doutor **Luis Felipe Soares Cherem (PPGEO/IESA)**, Presidente da Banca Examinadora, foram encerrados os trabalhos e, para constar, lavrou-se a presente ata que é assinada pelos Membros da Banca Examinadora, **aos vinte e nove dias do mês de outubro de dois mil e vinte e quatro**.

TÍTULO SUGERIDO PELA BANCA

"Contribuições à dinâmica geomorfológica recente na bacia do rio Javaés, Brasil Central"



Documento assinado eletronicamente por **Luis Felipe Soares Cherem, Usuário Externo**, em 20/12/2024, às 15:08, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **ROGERIO RIBEIRO MARINHO, Usuário Externo**, em 30/12/2024, às 15:11, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Eduardo Souza de Moraes, Usuário Externo**, em 10/01/2025, às 16:33, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Maximiliano Bayer, Professor do Magistério Superior**, em 21/01/2025, às 12:17, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Andre Augusto Rodrigues Salgado, Vice-Coordenador**, em 22/01/2025, às 08:38, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5057889** e o código CRC **0937B0EA**.

Referência: Processo nº 23070.047968/2024-57

SEI nº 5057889

RESUMO

A morfodinâmica dos rios é controlada por diversos fatores externos, sejam eles naturais ou antrópicos. Nas regiões intertropicais, os processos morfodinâmicos têm sido influenciados pelo avanço da conversão da cobertura vegetal original por pastagens e áreas de cultivo e pela intensificação da variabilidade climática, ocasionando mudanças nos regimes de descarga fluvial, inundações, erosão e deposição. Essas alterações têm sido observadas nas encostas das savanas brasileira, enquanto estudos sobre sua relação com a dinâmica fluvial são poucos explorados. Essa relação entre processos de encosta e planície é destacadamente importante para a bacia do Rio Araguaia por nela estar a maior ilha fluvial do mundo, a Ilha do Bananal. Nesse sentido, o objetivo dessa tese foi avaliar como os processos hidrogeomorfológicos são influenciados pelas mudanças climáticas e pelo uso da terra, especialmente devido à intensificação das atividades agropecuárias na porção oriental dessa Ilha, drenada pelo rio Javaés. A metodologia combinou abordagens de Sensoriamento Remoto, técnicas de aprendizado de máquina, análise estatística e verificação em campo. Imagens do programa LANDSAT (1984-2022) foram processadas na plataforma Google Earth Engine (GEE), para mapear superfícies inundadas, massas de água e barras arenosas. Aplicou-se a classificação supervisionada, que distinguiu áreas de água, barras arenosas e vegetação. Dados de precipitação e cobertura de cobertura e uso da terra também foram analisados pelo GEE. Equação Universal de Perdas de Solo Revisada (RUSLE) foi usada no mapeamento de taxas de erosão laminar nas sub-bacias da borda leste da ilha da terra. Foram aplicados testes estatísticos de Mann-Kendall (MK) e Sen's Slope para identificar tendências temporais. Os resultados indicam que a sazonalidade climática gera ciclos de inundação monomodais, com maior incidência em áreas planas e abaciadas. Paleoformas dentro da Ilha do Bananal controlam a conectividade entre áreas inundadas, afetando o fluxo hídrico e a deposição de sedimentos. O teste de MK indica redução na ocorrência de inundações entre 1984 e 2022, especialmente durante os meses de seca e início das chuvas. Observou-se um aumento de 57% (6,5 km²) nas áreas de barras arenosas e uma redução de 39% (15,2 km²) nas massas de água. As mudanças na distribuição das taxas de precipitação regional, aliadas à expansão das atividades agropecuárias, estão contribuindo para o aumento do aporte sedimentar, resultando em desequilíbrios na dinâmica entre erosão e deposição no Rio Javaés, tributário do Rio Araguaia. A aplicação da RUSLE revelou que as taxas de erosão aumentaram, especialmente em sub-bacias onde a vegetação nativa foi substituída por pastagens degradadas. As maiores taxas de perda de solo foram observadas nas séries temporais, refletindo o impacto a intensificação do uso agropecuário. Áreas protegidas, como a Ilha do Bananal, demonstraram maior resiliência e menores taxas de erosão em relação as áreas circundantes não protegidas. Esses resultados destacam a importância de integrar estratégias de manejo para mitigar os impactos erosivos e preservar a integridade geomorfológica da região, particularmente em contextos de crescente pressão antrópica e variabilidade climática.

Palavras-chave: Ilha do Bananal, Erosão e deposição, Sensoriamento Remoto, RUSLE, Impacto antrópico, Mudanças climáticas.

ABSTRACT

The morphodynamics of rivers are controlled by various external factors, whether natural or anthropogenic. In intertropical regions, Morphodynamic processes have been influenced by the expansion of land use conversion, transforming original vegetation cover into pastures and cultivation areas, as well as by the intensification of climate variability. These factors have triggered changes in fluvial discharge regimes, flooding, erosion, and sediment deposition. These alterations have been observed on the slopes of Brazilian savannas, while studies exploring their relationship with fluvial dynamics remain underexplored. The connection between slope and floodplain processes is particularly important for the Araguaia River Basin, which houses the world's largest fluvial island, Bananal Island. The objective of this thesis was to evaluate how hydrogeomorphological processes are influenced by climate change and land use, especially due to the intensification of agricultural activities in the eastern portion of the island, drained by the Javaés River. The methodology combined Remote Sensing approaches, machine learning techniques, statistical analysis, and field verification. LANDSAT images (1984-2022) were processed on the Google Earth Engine (GEE) platform to map flooded surfaces, water bodies, and sandbars. Supervised classification was applied to distinguish water areas, sandbars, and vegetation. Precipitation, land cover, and land use data were also analyzed using GEE. The Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) was used to map sheet erosion rates in the sub-basins on the eastern edge of the island. Mann-Kendall (MK) and Sen's Slope statistical tests were applied to identify temporal trends. The results indicate that climatic seasonality generates unimodal flooding cycles, with higher incidence in flat and basin-like areas. Paleoflows within Bananal Island control connectivity between flooded areas, affecting water flow and sediment deposition. The MK test indicates a reduction in flood occurrence between 1984 and 2022, particularly during the dry months and the beginning of the rainy season. A 57% (6.5 km²) increase in sandbar areas and a 39% (15.2 km²) reduction in water bodies were observed. Changes in the distribution of regional precipitation rates, combined with the expansion of agricultural activities, are contributing to increased sediment input, resulting in imbalances in the dynamics between erosion and deposition in the Javaés River, a tributary of the Araguaia River. The application of RUSLE revealed increased erosion rates, particularly in sub-basins where native vegetation has been replaced by degraded pastures. The highest soil loss rates were observed in the time series, reflecting the impact of intensified agricultural use. Protected areas, such as Bananal Island, demonstrated greater resilience and lower erosion rates compared to surrounding unprotected areas. These results underscore the importance of integrating management strategies to mitigate erosive impacts and preserve the geomorphological integrity of the region, particularly in contexts of increasing anthropogenic pressure and climate variability.

Keywords: Bananal Island, Erosion and deposition, Remote Sensing, RUSLE, Anthropogenic impact, Climate change.

AGRADECIMENTOS

Ao final deste percurso, sou grato a Deus por me guiar e fortalecer em todos os momentos. Agradeço a ele a oportunidade de conviver com pessoas extraordinárias, que contribuíram de diversas formas para meu crescimento acadêmico.

À minha família, meus pais, que sempre me incentivaram a buscar o conhecimento e me apoiaram incondicionalmente em cada passo. Por serem meus principais incentivadores para não desistir. Aos meus irmãos, pela parceria em todas as etapas. À minha querida tia Dil e sua família, que receberam, este tocantinense, de braços abertos em terras goianas.

À minha esposa, Débora Pereira, minha parceira nessa vida, meu agradecimento por toda paciência, compreensão e amor. Sem você ao meu lado, eu não teria conseguido chegar até aqui.

Ao professor e amigo Dr. Fernando de Moraes, minha profunda gratidão pela contribuição à minha formação acadêmica, desde os projetos de Iniciação Científica até o meu mestrado. Seus conselhos e questionamentos foram fundamentais para pavimentar este caminho, ajudando-me a construir as bases do meu desenvolvimento como pesquisador. Obrigado por acreditar naquele jovem de poucas perspectivas e por me inspirar a enxergar além dos próprios limites.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Luis Felipe S. Cherem e Prof. Dr. Édipo Cremon, minha gratidão por me permitirem 'andar sobre os ombros de gigantes', guiando-me com sabedoria, conhecimento e apoio ao longo deste percurso acadêmico. A dedicação e entusiasmo de vocês foram essenciais para que eu continuasse a realizar este trabalho.

Aos membros da banca examinadora, por dedicarem seu tempo e conhecimento na avaliação deste trabalho, contribuindo com sugestões valiosas para o seu aprimoramento.

Aos colegas de pesquisa e amigos do LABOGEF pela camaradagem, apoio e pelas discussões que enriqueceram este percurso. O convívio com vocês foi fundamental para meu crescimento acadêmico e pessoal.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGEO) da UFG, por proporcionarem um ambiente de aprendizado e pesquisa que foi crucial para o desenvolvimento deste estudo.

A todos que, de alguma forma, contribuíram para a conclusão desta etapa, meus sinceros agradecimentos.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Fluxograma conceitual da pesquisa da zona deposicional do rio Javaés.	22
Figura 2.1 – A) Articulações do sistema fluvial. B) Modelo de zonas de processos dominantes.....	26
Figura 2.2 – Dimensões espaciais e temporais e abordagens de investigação do sistema fluvial.....	27
Figura 2.3 – Modelo de evolução cenozoica da bacia hidrográfica amazônica.	29
Figura 2.4 – Principais deformações em sistemas fluviais por ação tectônica.	32
Figura 2.5 – Modelo com estágios de evolução tectonossedimentar do sistema Solimões-Amazonas.	33
Figura 2.6 – A) Estruturas geológicas controlando a sinuosidade dos rios B) Alternância no padrão de canal meandrante para trecho retilíneo, na planície do rio Formoso.	34
Figura 2.7 – Exemplo de controles litoestruturais locais sobre a rugosidade do leito no rio Formoso, TO.	34
Figura 2.8 – Índice de frequência de interesse dos usuários de internet no mundo pelo termo “Anthropocene” em pesquisas no buscador Google, entre 2004 e 2020.	36
Figura 2.9 – Infográfico criado por Gilbing (2018) para exemplificar diferentes usos e impactos das atividades humanas sobre ambientes rios e planícies de inundação, entre 10.000 e 4.000 anos AP.....	38
Figura 2.10 – Trecho de canal do rio Formoso, Tocantins Exemplo de intervenção direta e indireta em sistemas fluviais.....	40
Figura 2.11 – Esquema de investigação de integração de forças motrizes e variáveis de respostas.	41
Figura 2.12 – Exemplificação para estado de resiliência em sistemas, destacando os termos associados.	45
Figura 2.13 – Fluxograma da análise de metamorfose fluvial.....	46
Figura 2.14 – Sequência de evolução temporal (1985-2020) da bifurcação do rio Araguaia com o rio Javaés.....	50

Figura 2.15 – Imagens entre 2005 e 2020 disponíveis no software Google Earth Pro, com destaque para o exultório da sub-bacia Baixa funda, Araguaína - TO	51
Figura 3.1 – Localização da área de estudo.....	68
Figura 3.2 – Fluxograma dos procedimentos metodológicos adotados na pesquisa. ...	70
Figura 3.3 – Representações gráfica dos valores amostrais de refletância da água por mês (A). Gráfico de dispersão da relação de dados de chuva entre estação convencional e o TerraClimate (B).	73
Figura 3.4 – A) Distribuição média mensal de área de inundação por métodos e dados climáticos; B) Vazão média mensal por estações no baixo curso do rio Javaés.	76
Figura 3.5 – Modelos de hidroperíodo derivados da interpretação e soma das bandas mensais. A) SWIR1; B) MNDWI.	78
Figura 3.6 – Quantitativo de área máxima inundada na área de estudo entre 1985 e 2020.	79
Figura 3.7 – A) mapa de percentual de tempo (anos) da ocorrência da inundação na área de estudo. B) Mapa de altura em relação a rede de drenagem da zona deposicional do rio Javaés.	81
Figura 3.8 – Curva de distribuição de área em função da ocorrência de inundação. ...	82
Figura 3.9 – Gráficos de boxplots com a distribuição anual dos valores de precipitação na área de estudo.	82
Figura 3.10 – Hidrogramas com a vazão média mensal de estações no rio Javaés.	83
Figura 3.11 – Distribuição dos valores de tau do teste estatístico sazonal de Mann–Kendall, sobre variáveis vazão; A) bacia do rio Araguaia; B) Bacia do rio Javaés.	85
Figura 3.12 – Correlograma de dados de vazão média mensal de estações no rio Araguaia e rio Javaés.....	88
Figura 3.13 – A) Composição colorida (RED; SWIR1; NIR) de bandas com ND de médias entre 1985 e 2020 do mês de março (imagens LANDSAT). B) Ocorrência anual (%) da inundação na porção norte do baixo curso do rio Javaés.	90
Figura 4.1 – Localização da área estudada. América do Sul com cores cinza claro, Brasil em cor cinza e o estado do Tocantins em cinza escuro.	103

Figura 4.2 – Fluxo de trabalho para identificação de série temporal.....	105
Figura 4.3 – Boxplots com a série histórica de cota média diária (em cm) da estação Barreira da Cruz.	106
Figura 4.4 – Representações de padrões de barras e ilhas fluviais mapeadas.	108
Figura 4.5 – Localização de área de controle no mapeamento de barras arenosas e ilhas no rio Javaés. Os símbolos correspondem: BL - Barra Lateral; BAI - Barras acrescidas às ilhas; BP - Barra em Pontal; BJ - Barra em Junção de canais. Imagem do MLME em composição colorida: R(imagem fração vegetação), G(imagem fração barras arenosas), e B(imagem fração água). As massas de água estão na cor azul, barras arenosas (em verde claro) e vegetação em tons variados, magenta para padrão arbóreo e verde oliva para padrão arbustivo.	109
Figura 4.6 – Somatório anual de áreas mapeadas de barras arenosas e massas de água entre 1985 e 2021 no baixo curso do rio Javaés.....	111
Figura 4.7 – Segmentos analisados na área de estudo e tendências ao longo do tempo. (A) Localização dos segmentos definidos para a área de estudo com orientação (Az) e sinuosidade (Sin) e lineamentos regionais (IBGE, 2008). (B) Balanço de área: Acreção, Estabilidade e Mobilidade de massas de água e barras arenosas. (C) resultados por trecho dos testes de Tendência Mann Kendall (MK).....	113
Figura 4.8 – Imagem em composição colorida R (imagem fração vegetação), G (imagem fração barras arenosas), B (imagem fração água) do MLME, com indicações de mudanças na morfologia de canal do trecho N e na foz do rio Javaezinho junto ao rio Araguaia. Em destaque (linhas pontilhadas), a vegetação secundária (VS), incorporando o canal abandonado a planície de inundação (1), encurtamento de curva sinuosa com formação de paleocanal (2); instalação de furo, conectando os dois rios (2); Soldamento de ilha (3).....	115
Figura 4.9 – Área de feições mapeadas no rio Javaés conforme grupos de: (A) barras acrescidas às ilhas (B) barra central; (C) barra em junção de canais, (D) barra em pontal, (E) barra lateral, (F) ilhas.	117
Figura 4.10 – Séries históricas com classes de uso e cobertura da Terra na zona deposicional do rio Javaés, além da vazão média anual. A) Área de desmatamento B) Área úmida; C) Área de irrigação e vazão média anual da estação Barreira da Cruz. Fonte: Dados de vazão da estação Barreira da Cruz no rio Javaés (ANA, 2023) e dados de desmatamento, áreas úmidas e irrigação do MapBiomias (SOUZA <i>et al.</i> , 2020).	122

<p>Figura 4.11 – Localização de pontos que indicam controle das fácies deposicionais da Formação Araguaia sobre o recuo lateral das margens e orientação do rio Javaés. Fonte: imagem de satélite de 07 jun de 2017 (GOOGLE EARTH PRO, 2022) e imagens de campo (SANTOS, 2023).....</p>	124
<p>Figura 4.12 – Registros de campo de processos fluviais no rio Javaés. A) Barranco do rio Javaés no trecho K, com estruturas prismáticas e erosão vertical da margem. B) Afloramento da Formação Araguaia devido à erosão lateral. C) Conexão de um paleocanal com o rio Javaés. D) Erosão lateral com retirada de depósitos holocênicos e desestabilização de árvores nas margens.....</p>	125
<p>Figura 5.1 – Níveis de transformação de ambientes naturais para ocupação antrópica no bioma Cerrado.</p>	141
<p>Figura 5.2 – Representações da distribuição topográfica da área de estudo por meio de mapa hipsométrico (A) e perfis de varredura com valores médios da elevação do relevo (B).</p>	142
<p>Figura 5.3 – Perfis longitudinais integrados, representando a altura do dossel (A) e a Elevação do terreno, no sentido Leste – Oeste.....</p>	147
<p>Figura 5.4 – Valores do fator CP estabelecidos para a bacia hidrográfica do rio Javaés.</p>	149
<p>Figura 5.5 – Distribuição de solos na bacia do rio Javaés. A) Classes de solos presente na bacia; B) Erodibilidade das classes de solos, dado em Mg h MJ-1 mm-1.</p>	152
<p>Figura 5.6 – Espacialização da erosividade calculada anualmente para a bacia do rio Javaés.....</p>	154
<p>Figura 5.7 – Série temporal com precipitação e erosividade acumulados anuais.....</p>	155
<p>Figura 5.8 – Mapas de com a distribuição espacial das áreas de Cobertura e Uso da Terra.</p>	157
<p>Figura 5.9 – Transição de área das classes de cobertura e uso da Terra entre 1985 e 2022 da bacia hidrográfica do rio Javaés.....</p>	158
<p>Figura 5.10 – Gráficos de barras com o percentual das classes de cobertura ou uso da terra nas sub-bacias do rio Javaés.....</p>	159

Figura 5.11 – Séries temporais dos valores de média e mediana anuais da RUSLE por sub-bacias da área de estudo.....	161
Figura 5.12 – Distribuição espacial da diferença das taxas de erosão entre 1985 e 2022 na ocorrência de acréscimo, redução ou estabilidade (A). Os gráficos apresentam valores totais anuais da RUSLE por sub-bacias.	162
Figura 5.13 – Distribuição por categorias e sub-bacias das áreas de erosão anual da RUSLE na área de estudo.....	165
Figura 5.14 – Gráficos de violino e boxplot, com o comparativo da distribuição de dados amostrais da RUSLE, conforme os grupos de dados autorais e projeto Global GloSEM para a área de estudo.	168
Figura 5.15 – Percentuais de área de pastagens degradadas por sub-bacia estudada.....	172

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Resultados da análise booleana do balanço de área entre períodos no rio Javaés.....	112
Tabela 4.2 – Frequência de tipos de barras arenosas e ilhas no baixo curso do rio Javaés. NA = sem registro.	116
Tabela 5.1 - Dados Utilizados e Metodologia para Cálculo da RUSLE.	144
Tabela 5.2 - Classes de solos da área de estudo, com valores de área e valores de referência do fator K.....	150
Tabela 5.3 – Contribuições sobre a erosão laminar no bioma Cerrado.	167
Tabela 5.4 – Comparativo entre os maiores valores do índice ONI* e respectiva precipitação e erosividade na área de estudo.....	173

SUMÁRIO

RESUMO.....	VII
ABSTRACT.....	VIII
AGRADECIMENTOS	IX
LISTA DE FIGURAS.....	X
LISTA DE TABELAS	XV
SUMÁRIO	XVI
1. APRESENTAÇÃO	18
1.1. Introdução.....	18
1.2. Problemática da investigação	19
1.3. Estrutura da tese	21
2. REFERENCIAL TEÓRICO	24
2.1. Rios e planícies de inundação: Controladores e respostas em sistemas fluviais 24	
2.2. Dinâmica climática e tectônica: controles e ajuste nos sistemas fluviais.....	27
2.3. Controle estrutural e de nível de base.....	30
2.4. Controles antrópicos em sistemas geomorfológicos: a era do antropoceno?34	
2.5. Variáveis de registros: formas e processos de metamorfose em sistemas fluviais	42
2.6. Aplicações em Sensoriamento Remoto em estudos fluviais	46
2.7. Referências Bibliográficas (capítulos 1 e 2).....	52
3. ARTIGO 1 - ANÁLISE DE DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NAS ESTIMATIVAS DE VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE SUPERFÍCIES DE INUNDAÇÃO NA PLANÍCIE FLUVIAL DO RIO JAVAÉS, TO.....	65
3.1. Introdução.....	65
3.2. Materiais e métodos.....	67
3.2.1. Área de estudo: Aspectos geológicos e geomorfológicos	67
3.2.2. Fonte dos materiais.....	69
3.2.3. Processamento e Análise dos dados	71
3.3. Resultados.....	75
3.3.1. Condições hidroclimáticas na bacia do rio Javaés	75
3.3.2. Variabilidade temporal da inundação	78

3.3.3.	Dinâmica temporal da precipitação e vazão	82
3.4.	Discussão	84
3.4.1.	Avaliação de tendências e correlação em séries temporais	84
3.4.2.	Controles geomorfológicos sobre a dinâmica de inundação	89
3.5.	Considerações finais	91
3.6.	Referências bibliográficas	93
4.	ARTIGO 2 - TENDÊNCIAS TEMPORAIS NAS BARRAS ARENOSAS E MASSAS DE ÁGUA NA BORDA DIREITA DA MAIOR ILHA FLUVIAL DO MUNDO - RIO JAVAÉS.....	99
4.1.	Introdução	100
4.2.	Materiais e Métodos	102
4.2.1.	Área de estudo	102
4.2.2.	Mapeamento das feições fluviais	104
4.2.3.	Tipologias das feições deposicionais	107
4.2.4.	Análises da série temporal e tendência.....	109
4.3.	Resultados.....	110
4.4.	Discussão	118
4.4.1.	Variáveis que controlam e influenciam a dinâmica de canal	118
4.4.2.	Influências das atividades antrópicas nos sistemas fluviais	119
4.4.3.	Controle estrutural sobre a migração lateral.....	123
4.4.4.	Influências na conectividade fluvial e dinâmica ecogeomorfológica....	127
4.5.	Conclusões.....	128
4.6.	Referências	129
5.	ARTIGO 3 - ESTIMAVAS DE PROCESSOS EROSIVOS NO ENTORNO DA MAIOR ILHA FLUVIAL DO MUNDO, ILHA DO BANANAL	138
5.1.	Introdução.....	138
5.2.	Área de estudo	140
5.3.	Materiais e métodos.....	143
5.4.	Resultados.....	151
5.5.	Discussões	166
5.6.	Considerações finais	174
5.7.	Referências bibliográficas	176
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS DA TESE.....	181

1. APRESENTAÇÃO

1.1. Introdução

Pesquisas conduzidas em diversas áreas das Geociências têm indicado que desde o Holoceno Médio as sociedades humanas vêm se apropriando dos rios e de suas áreas adjacentes, ocorrendo gradativa ampliação de distúrbios, com reconfigurações ou rupturas nas condições morfológicas e hidrológicas (ZHUANG.; KIDDER, 2014; KNIGHT; HARRISON, 2014; GILBING, 2018). Nesta perspectiva, abordagens mais recentes na Geomorfologia Fluvial têm destacado a importância de se compreender os processos de integração entre forças naturais e o impacto antrópico, frente a perspectiva da proposta de Antropoceno e das mudanças climáticas globais (MACKLIN *et al.* 2012, 2019; BROW *et al.*, 2013; 2016; MACKLIN; LEWIN, 2019).

A partir de 1950, muitos estudos sobre a morfogênese e morfodinâmica do relevo passam a considerar as atividades antrópicas como fator de influência sobre os ambientes geomorfológicos em perspectivas locais e em países de maior consumo de bens e serviços (DOERR; GUERNSEY, 1956; FELDS, 1958, AB'SÁBER, 1969, BROWN, 1971). Com a gradativa expansão demográfica e maiores demandas por recursos naturais das nações, esse papel antrópico como um ativo geomorfológico torna-se cada vez mais proeminente e reconhecidamente diverso (CASSETI, 1991; PRICE *et al.*, 2011). Conforme Goudie (2020), a análise dos impactos humanos sobre o relevo só foi plenamente debatida na última década do século XX, mediante a uma intensa propagação dos estudos multidisciplinares sobre as mudanças climáticas globais, que colocam os processos antrópicos como centrais nas previsões de sistemas socioambientais.

Discussões generalizadas a respeito do impacto das mudanças climáticas globais se popularizaram como “tema cultural” nas últimas décadas, influenciando a percepção do debate público e a formulação de políticas ambientais, principalmente em áreas que experimentam intensa apropriação dos recursos naturais (BORD *et al.*, 2000; BOYKOFF, 2008; JACOBI *et al.*, 2011). De forma semelhantemente a países de clima temperado e desenvolvidos, países em desenvolvimento, como o Brasil, têm aplicado nas últimas décadas modelos de uso intensivo e extensivo sobre seus biomas, com pouco ou nenhum conhecimento sobre a dinâmica natural destes ambientes, o que pode refletir em degradação e desperdícios dos potenciais destas paisagens (BAYLEY, 1995).

A maioria das grandes áreas úmidas e dos grandes sistemas fluviais existentes no mundo está localizada na América do Sul, em especial no Brasil (LATRUBESSE *et al.*, 2005; JUNK, 2007; JUNK *et al.*, 2014). A bacia do rio Araguaia, localizada na região central do Brasil, está em um contexto de associação entre áreas úmidas e grandes rios. Ao longo do Rio Araguaia, em seu médio curso, está a maior ilha fluvial do mundo, a Ilha do Bananal, que se estende por mais de 20 mil quilômetros quadrados, desenvolvida em uma bacia sedimentar intracratônica, formada por depósitos aluviais quaternários da Formação Araguaia e depósitos holocênicos (IRION *et al.*, 2016; MENDES 2019). É inundada sazonalmente durante a estação chuvosa tanto pelas chuvas locais como por um lençol freático saturado (VALENTE *et al.*, 2013).

A Ilha do Bananal é bordejada na sua margem esquerda pelo Rio Araguaia e na margem direita seu limite predominante é definido por uma bifurcação do Rio Araguaia, denominado: Rio Javaés ou ainda, “braço menor do Rio Araguaia”. Tal região oferece oportunidade única para investigar os padrões morfodinâmicos e morfossedimentares em curto e longo termo decorrentes de forças naturais e antrópicas em um contexto geomorfológico de áreas úmidas. Esse trecho do rio Araguaia não possui seu canal principal atualmente represado, sendo um dos poucos cursos fluviais livre no bioma Cerrado (LININGER; LATRUBESSE, 2016; GRILL *et al.*, 2019). Entretanto, o desmatamento de áreas naturais para a agropecuária impactou principalmente a parte superior da bacia hidrográfica, com efeitos geomórficos a jusante, com destaque para borda leste da Ilha do Bananal (FERREIRA *et al.*, 2008, LATRUBESSE *et al.*, 2009; COE *et al.*, 2011). Neste contexto, estudos geomorfológicos por meio da análise de geofomas e dos registros de processos morfodinâmicos são importantes marcadores nas paisagens sobre a intensidade, variabilidade e dimensão da interação entre sistemas naturais e processos de apropriação (BROWN *et al.*, 2016).

1.2. Problemática da investigação

As intensas transformações nas últimas décadas por consequência da expansão da fronteira agrícola sobre o domínio do bioma Cerrado, na região central do Brasil, têm se destacado nas análises sobre e os fatores que atuam sobre a morfodinâmica fluvial, como a morfologia e o padrão de canal do rio Araguaia (MORAIS, 2006; LATRUBESSE *et al.*, 2009; BAYER, 2010; BAYER *et al.*, 2020). Os resultados destas investigações sugerem uma relação entre a mutabilidade do padrão de canal com a expansão de atividades agropastoris nas zonas de cabeceira e aumento do aporte sedimentar na zona aluvial (COE *et al.*, 2011; FERREIRA *et al.*, 2016). Essas alterações morfológicas apontam para uma tendência entre 2001 e 2018 de

intensificação do entrelaçamento fluvial do rio Araguaia, com um acentuado crescimento na quantidade de ilhas, redução de barras e aumento da sedimentação nos canais adjacentes (SUIZU *et al.*, 2022).

Neste cenário de rápidas transformações na paisagem, destaca-se um dos principais tributários do Rio Araguaia, pouco estudado do ponto de vista da Geomorfologia e que bordeja boa parte da Ilha do Bananal: o Rio Javaés. Sua bacia possui peculiar quadro socioambiental de conflitos e diferentes níveis de resiliência, com uso agrícola progressivo de sua planície na margem direita, e um mosaico de unidades de conservação sobreposto por reservas indígenas em sua margem esquerda, correspondendo a parte oriental da Ilha do Bananal (MAMEDE *et al.*, 1981, VALENTE; LATRUBESSE, 2012), logo consiste em uma área de estudo primordial para o melhor entendimento geomorfológico e ambiental do médio curso do Rio Araguaia, em especial na Ilha do Bananal.

Infrações à legislação ambiental relacionadas ao uso de recursos hídricos nas intermediações da ilha nos períodos de estiagem têm sido investigadas pelo ministério público, como desvios artificiais e totais de alguns rios (MPF, 2013; G1, 2019). A população tradicional e grupos indígenas relacionam que episódios de estiagens prolongados, diminuição dos fluxos dos rios e ampliação de formas deposicionais surgiram junto aos processos de ocupação e modificação das planícies para fins de irrigação (SILAS, 2016; JORNAL NACIONAL, 2019). Em uma conjuntura mais ampla, modelos preditivos têm indicado a redução da intensidade e dos períodos de precipitação, coincidindo com impactos das oscilações termodinâmicas dos oceanos sobre o domínio do Cerrado e sul amazônico (BOMBARDI *et al.*, 2007; BOYKOFF, 2008; FETTER *et al.*, 2018; GOMES *et al.*, 2019).

Nesse contexto em que se integram dinâmica geomorfológica fluvial, climática e de uso e ocupação e uso da terra, destaca-se a problemática de “Como os processos erosivos e deposicionais na porção oriental da Ilha do Bananal têm respondido a variabilidade climática e a dinâmica da cobertura e uso da terra?”. Assim, o objetivo geral da tese foi investigar como os processos hidrogeomorfológicos, com ênfase nos rearranjos dos regimes de erosão e deposição na porção oriental da região da Ilha do Bananal, foram impactados pelas mudanças nos padrões climáticos e o uso antrópico da terra.

A hipótese investigada neste trabalho foi de que a variabilidade climática, marcada pelas mudanças nos padrões de precipitação, perturba os processos hidrogeomorfológicos na região da Ilha do Bananal, gerando cenários de extremos hidrológicos e tendências de aumento e

redução dos fluxos. As atividades antrópicas, como a expansão da agropecuária e o manejo inadequado do solo, amplificam esses processos, contribuindo para rearranjos nos regimes de erosão e deposição e, conseqüentemente, na formação e reconfiguração das formas do relevo em curto termo.

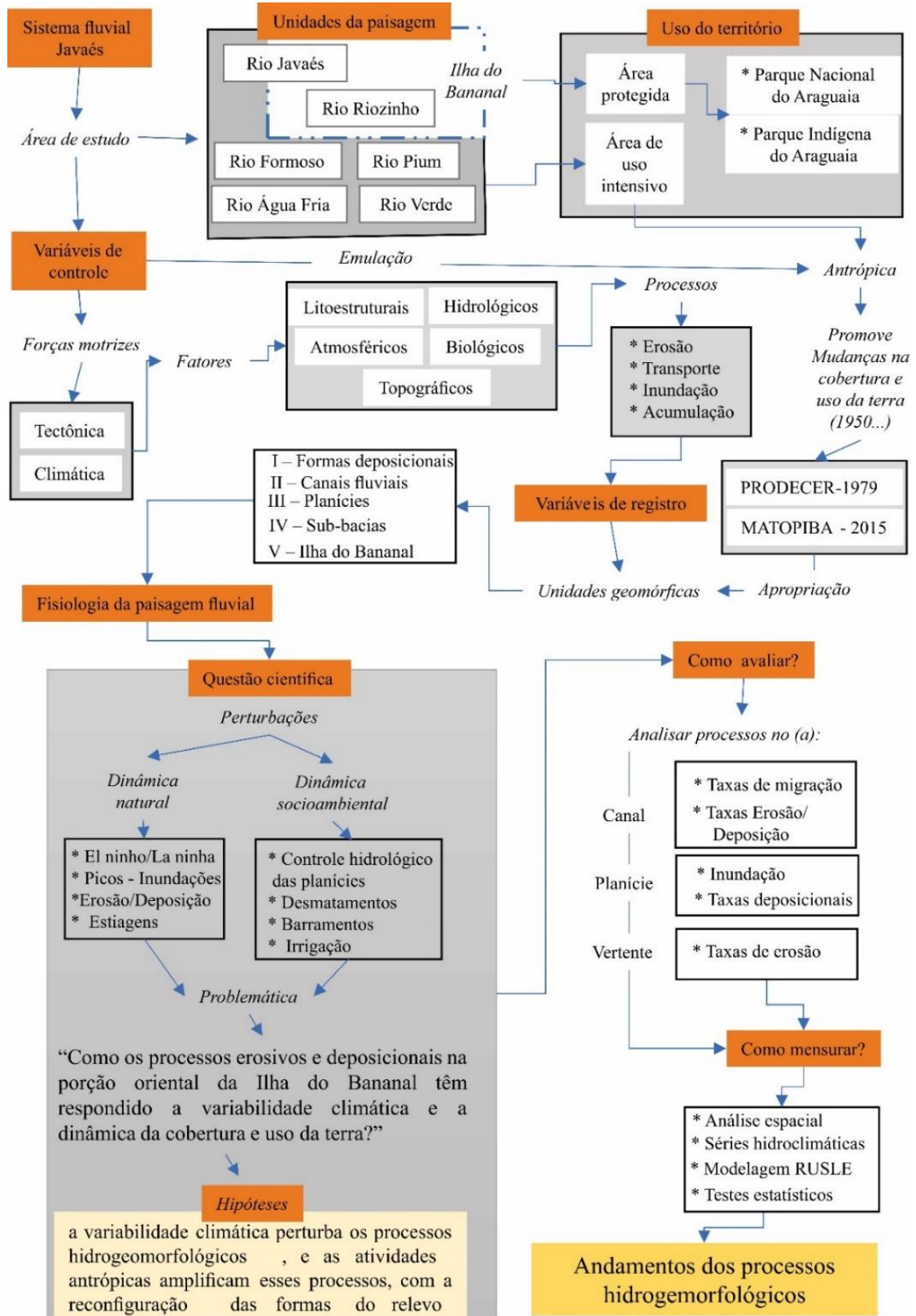
1.3. Estrutura da tese

Um fluxograma conceitual foi elaborado, como um mapa conceitual de delineamento do projeto executado e a área de investigação (Figura 1.1), com o problema e a questão científica abordados nas seções anteriores.

Esta tese de doutorado foi estruturada em 6 capítulos, onde os resultados estão apresentados a partir do Capítulo III. O primeiro capítulo (I) apresenta a introdução do tema da tese, questão científica e hipóteses e estrutura. O segundo capítulo (II) apresenta um breve referencial teórico sobre os estudos dos rios e planícies de inundação na perspectiva da geomorfologia fluvial. Esse capítulo examina os impactos das dinâmicas climáticas e tectônicas na configuração dos padrões de drenagem, bem como a influência das atividades humanas, intensificadas na era do Antropoceno, que podem alterar significativamente os processos fluviais. Tecnologias de Sensoriamento Remoto são destacadas como ferramentas de grande importância na compreensão e monitoramento da dinâmica fluvial, considerando a perspectiva temporal e permitindo análises detalhadas dos processos erosivos, de transporte e deposição em diferentes escalas e contextos.

Capítulo III da tese, foi intitulado de "Análise de dados de Sensoriamento Remoto nas estimativas de variabilidade espacial e temporal de superfícies de inundação na planície fluvial do rio Javaés". Trata-se de uma avaliação da variabilidade das inundações na zona deposicional do rio Javaés entre 1984 e 2020, relacionando os resultados com a dinâmica de precipitação e vazão. A partir de dados de Sensoriamento Remoto processados na plataforma *Google Earth Engine* e a aplicação de índices de água e processamento da banda SWIR1, o estudo avaliou as mudanças sazonais das superfícies de inundação e suas relações com variáveis climáticas. O escopo geral do artigo abrange a identificação de padrões de inundação e a conectividade das áreas alagadas na planície do Bananal, explorando as influências das mudanças climáticas e da sazonalidade sobre a dinâmica hidrogeomorfológica da região. Este trabalho foi publicado na revista *Caderno de Geografia* (SANTOS; CHEREM, 2021), periódico classificado como Qualis A1 pela CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) na área de Geografia, no último quadriênio (2017-2020).

Figura 1.1 – Fluxograma conceitual da pesquisa da zona deposicional do rio Javaés.



Fonte: Próprio autor (2024)

O Capítulo IV da tese, intitulado "Tendências temporais nas barras arenosas e massas de água na borda direita da maior ilha fluvial do mundo - rio Javaés," explora a dinâmica hidrogeomorfológica e os processos erosivos na seção meridional da Ilha do Bananal. O capítulo tem como objetivo analisar as tendências temporais das barras arenosas e massas de água no rio Javaés entre 1985 e 2021, utilizando uma abordagem baseada em aprendizado de máquina na classificação e análise de mosaicos anuais de imagens LANDSAT. As tendências temporais dos resultados foram testadas através do uso de indicadores estatísticos como Mann Kendall e *Sen's Slope* para identificar mudanças e avaliar sua significância. Este trabalho foi publicado em formato bilíngue, em português e inglês, na Revista Brasileira de Geomorfologia (SANTOS; CREMON; CHEREM, 2024), periódico classificado como Qualis A1 segundo a métrica da CAPES na área de Geografia, no último quadriênio (2017-2020), com *CiteScore* de 1,3 para o período vigente de 2023.

O Capítulo V da tese, intitulado "Estimativas de processos erosivos no entorno da maior ilha fluvial do mundo, Ilha do Bananal" aborda as dinâmicas de erosão laminar na região do Cerrado, no contexto de toda a bacia hidrográfica do rio Javaés. O estudo utiliza o modelo *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) para estimar taxas anuais de erosão, em série contínua entre 1985 e 2022, visando compreender a influência dos fatores naturais e antrópicos na erosão. Este artigo ainda não foi submetido para publicação.

A finalidade do estudo abrange uma avaliação detalhada da morfossedimentação e da conectividade do sistema fluvial, com ênfase nos impactos das mudanças climáticas e das intervenções antrópicas sobre o equilíbrio erosão-deposição no rio Javaés. Esse capítulo fornece um panorama abrangente das variações na estrutura do canal fluvial ao longo do tempo, destacando como as perturbações naturais e antrópicas influenciam os processos fluviais da bacia, aprofundando a compreensão das dinâmicas geomorfológicas que moldam a maior ilha fluvial do mundo e seu entorno.

Por fim, o capítulo 6 apresenta as considerações finais da tese, destacando as principais descobertas e conclusões sobre os impactos combinados das mudanças climáticas e atividades antrópicas nos processos hidrogeomorfológicos da porção oriental da Ilha do Bananal. As análises evidenciaram a reconfiguração acelerada da paisagem devido à erosão, deposição e redução de áreas alagadas, além da importância da conservação para mitigar esses efeitos.

2.REFERENCIAL TEÓRICO

2.1. Rios e planícies de inundação: Controladores e respostas em sistemas fluviais

A capacidade de meteorização das rochas e a modelagem diversificada do relevo evidenciam o potencial contínuo dos rios nas transformações de paisagens continentais. A percepção do papel modelador e cíclico dos fluxos hídricos nas paisagens já se fazia presente no imaginário artístico no século XVI, antes mesmo da sistematização das ciências naturais, como destacam Christofolletti (1969; 1980) e Stevaux (1993), ao citarem o genial renascentista Leonardo Da Vinci, que questionava as causalidades dos ajustes morfológico dos rios e sua relação com seus vales em um olhar empírico sobre a paisagem. Nos primórdios dos estudos dos fenômenos naturais no século XVIII, fluvialistas como James Hutton propuseram que a superfície terrestre é constantemente modelada pela atuação de forças físicas no tempo e espaço. Assim, pelos postulados do uniformitarismo, Hutton apontou relações de causalidade entre os processos erosivos desempenhados pelos rios, como a denudação dos picos continentais e a formação de planícies férteis com material residual (PRESS *et al.*, 2006).

No processo de desenvolvimento dos estudos do relevo, Wohl (2014) destaca o papel dos rios como objetos de interpretação da paisagem, e descreve avanços e rupturas nos estudos fluviais, com ênfase no ano 1960, como um período basilar para as análises mais modernas. O primeiro momento narrado pela autora é dividido em dois períodos distintos:

I período - (1870-1910) a ciência geomorfológica é sistematizada por meio do paradigma do ciclo de erosão de W. M. Davis; A quiecência tectônica é admitida; busca-se entender a história natural das paisagens fluviais reconhecendo ciclos erosivos controlados pelo tempo de trabalho dos rios no rebaixamento do relevo de forma linear com gradativa redução do potencial energético;

II período – (1930-1960) Crise no paradigma davisiano; análise de processos por métodos morfométricos se disseminam, em associação crescente pela demanda por recursos, além mapeamentos sistemáticos na Europa e Estados Unidos. Emilie Zernitz é a primeira autora com o enfoque específico em discutir padrões de drenagens com base em registros aéreos (ZERNITZ, 1932); Horton (1932; 1945) sistematiza leis para análise fatores ambientais a partir das razões quantitativas da rede de drenagem (COBLENTZ; PRASAD., 2014). No Brasil os estudos morfométricos ainda eram incipientes até a década de 1950 (FREITAS, 1952), com

maior divulgação nas décadas seguintes por Antônio Christofolletti (CAMARGO; REIS JUNIOR, 2004).

Ao lançar a teoria geral dos sistemas, Ludwig von Bertalanffy marca o início de uma nova era para as ciências da natureza a partir dos anos de 1960 (SOBRINHO, 2010, VALE, 2012). Neste sentido ao considerar Wohl (2014), o segundo momento de desenvolvimento da Geomorfologia fluvial ocorre com o “casamento” entre a abordagem sistêmica e a análise quantitativa, o que possibilitou a fundamentação de bases metodológicas passíveis de serem reproduzidas na análise de processos fluviais (LEOPOLD *et al*, 1964; MORISAWA, 1968), no reconhecimento de padrões morfológicos por meio de modelos reduzidos (LEOPOLD; WOLMAN, 1957), padrões canais e influências da sedimentação (SCHUMM, 1960; SCHUMM, 1963) e nas análises do potencial energético e de equilíbrio dinâmico dos rios (HACK, 1960).

Destaca-se também a importância do trabalho de Schumm e Lichty (1965) que sistematizam a perspectiva do tempo em uma função exponencial com a escala espacial, como variável de expressão da magnitude de formas e processos. Conforme as descrições de Gutiérrez (2008) e Stevaux e Latrubesse (2017), a relações entre escala espacial e tempo permitem a determinação indireta de intervalos cíclico, dinâmico estável e instantâneo nas paisagens, e as afinidades hierárquicas entre variáveis dependentes e independentes no processo de evolução do relevo.

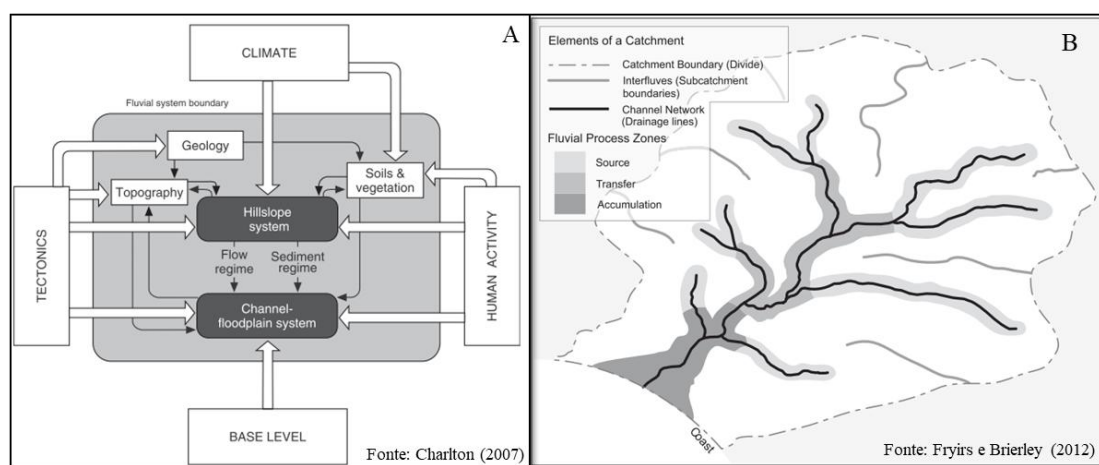
Conforme Stevaux e Latrubesse (2017) e Brierley e Fryirs (2005), a obra de Schumm (1977) foi pioneira na sistematização da ideia de sistema para ambientes fluviais ao explicitar o conceito, associando aspectos multiescalares e de variabilidade temporal inerente ao relevo. Conforme Buffington e Montgomery (2013) descrevem, a concepção de ciclo de Schumm (1977; 2005) integra processos e formas como resultantes em ciclo sequencial, observáveis em três zonas, conforme processos dominantes e o potencial energético do fluxo canalizado em resposta a ajustes alogênicos e autogênicos.

O diagrama desenvolvido por Charton (2007) exemplifica as fronteiras abertas que delimitam os sistemas fluviais (Figura 2.1A), definidos pela complexa interação multidirecional entre variáveis externas como a dinâmica climática e tectônica, que coordenam as variáveis internas, como a litoestruturas e topografia, solos e vegetação.

Os componentes das vertentes aqui expressados como responsáveis pela regência dos regimes de fluxos de água e sedimentos para os sistemas rio-planície de inundação. A água

precipitada que chega as rochas de vertentes no sistema fluvial é uma importante catalizadora de processos intempéricos de grande parte das paisagens continentais (SUGUIO, 2003). O escoamento superficial pode induzir os processos de abrasão, descompressão, expansão e contração térmica nas rochas (CASSETI, 2005; LEPSCH, 2011). Quimicamente a água promove alterações nas ligações entre minerais, sendo as principais reações: hidratação, dissolução, oxidação e redução, carbonatação e a hidrólise, esta última se destaca como principal reação e de maior eficiência em zonas tropicais úmidas quando associadas também a elevações da temperatura (KAMPF; CURI, 2012).

Figura 2.1 – A) Articulações do sistema fluvial. B) Modelo de zonas de processos dominantes.



Fonte: Adaptado de Charlton (2007) e Fryirs e Brierley (2012).

Fryirs e Brierley (2012) apresentam uma modificação do modelo conceitual de Schumm (1977) com a bacia hidrográfica em planta (Figura 2.1B), com representação das zonas de processos dominantes mais ajustadas a realidade topográfica da maior parte dos sistemas fluviais. Conforme Schumm (2005), o modelo exemplifica que a zona de erosão ou produtora nos sistemas fluvial tem o maior potencial energético, sendo responsável pela maior parte da entrada de água e sedimentos das encostas, resultando em canais confinados, geralmente de leitos rochosos (TWIDALE, 2004; BUFFINGTON; MONTGOMERY, 2013). Já a zona de transferência dá sequência ao desenvolvimento erosivo com o alargamento de vales, porém a dinâmica de transporte se sobrepõe com processos hidrológicos mais desenvolvidos, promovendo por exemplo, a redução do tamanho das partículas sedimentares e ocorrência de feições deposicionais instáveis (BARROS; MAGALHÃES JR, 2020). A zona de deposição tem a menor disposição energética nos rios e maior predisposição ao acúmulo de sedimentos, superando o limiar de competência dos canais em transportar.

O grande volume de análises produzidas nos últimos 50 anos indica que os rios desempenham um trabalho complexo, resultando principalmente na elaboração de geoformas, como feições esculturais e unidades morfossedimentares (CHRISTOFOLETTI, 1969, 1980; GUTIÉRREZ, 2008; CHARLTON, 2007; POMEROL, *et al.*, 2013). Desta forma, a dinâmica de dunas subaquáticas poder variar em função de minutos enquanto estruturas de formas de leitos movimentam-se em dias (tempo instantâneo) (RHOADS, 2020).

A observação e compreensão da complexidade nas relações entre variáveis de controles e de feições necessita de abordagens adequadas em conformidade as dimensões espaciais (escala) e temporal, já que ocorre uma relação direta entre tamanho de uma unidade/feição do relevo e o tempo de ocorrência (SEAR *et al.*, 2010; BARROS; MAGALHÃES JR, 2020). Uma bacia hidrográfica pode apresentar diferentes possibilidades de observação de processos fluviais, com a análise alienada a adoção de abordagens multidisciplinares, necessitando por exemplo de técnicas específicas de áreas como a Sedimentologia, Arqueologia, Geocronologia e Geotecnologias (Figura 2.2) (STEVAUX, LATRUBESSE, 2017; CHEREM *et al.*, 2020).

Figura 2.2 – Dimensões espaciais e temporais e abordagens de investigação do sistema fluvial.

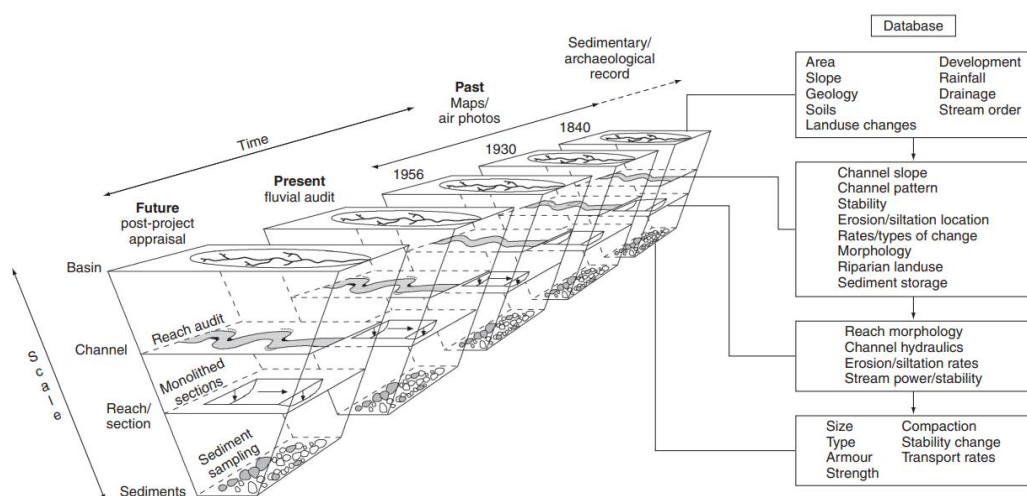


Fig. 1.4 Types and scales of data used in fluvial geomorphological assessment. Reproduced, with permission, from Sear *et al.*, 1995. © 1995 John Wiley & Sons Limited

Elaboração: Adaptado de Sear *et al.* (2010).

2.2. Dinâmica climática e tectônica: controles e ajuste nos sistemas fluviais

O Clima é um conjunto das constâncias de estados de tempo da atmosfera em interface com superfície em uma determinada localização, passível de ser caracterizado pela observação em média de 30 anos da dinâmica de seus elementos (pressão atmosférica, temperatura, radiação solar, precipitação e umidade) (AYOADE, 1996). a dinâmica do sistema superfície-

atmosfera exerce influências em diferentes escalas no espaço/tempo, como nos ciclos geológico das rochas, água e biogeoquímicos, e na produção de sedimentos e formação de solos (CASSETI, 2005). Sobre o tema, Orme (2013) destaca a importância da influência da dinâmica tectônica e climática, por meio de interações pontuais e regionais, sendo em grande parte, imprevisíveis como as atividades vulcânicas e sísmicas. Relatos históricos indicam o potencial de erupções na promoção de mudanças no padrão atmosférico, como os eventos do Krakatoa no pacífico, que influenciaram o clima na Europa e Ásia em vários episódios no último milênio (SCHALLER *et al.*, 2009; COOPE, 2018).

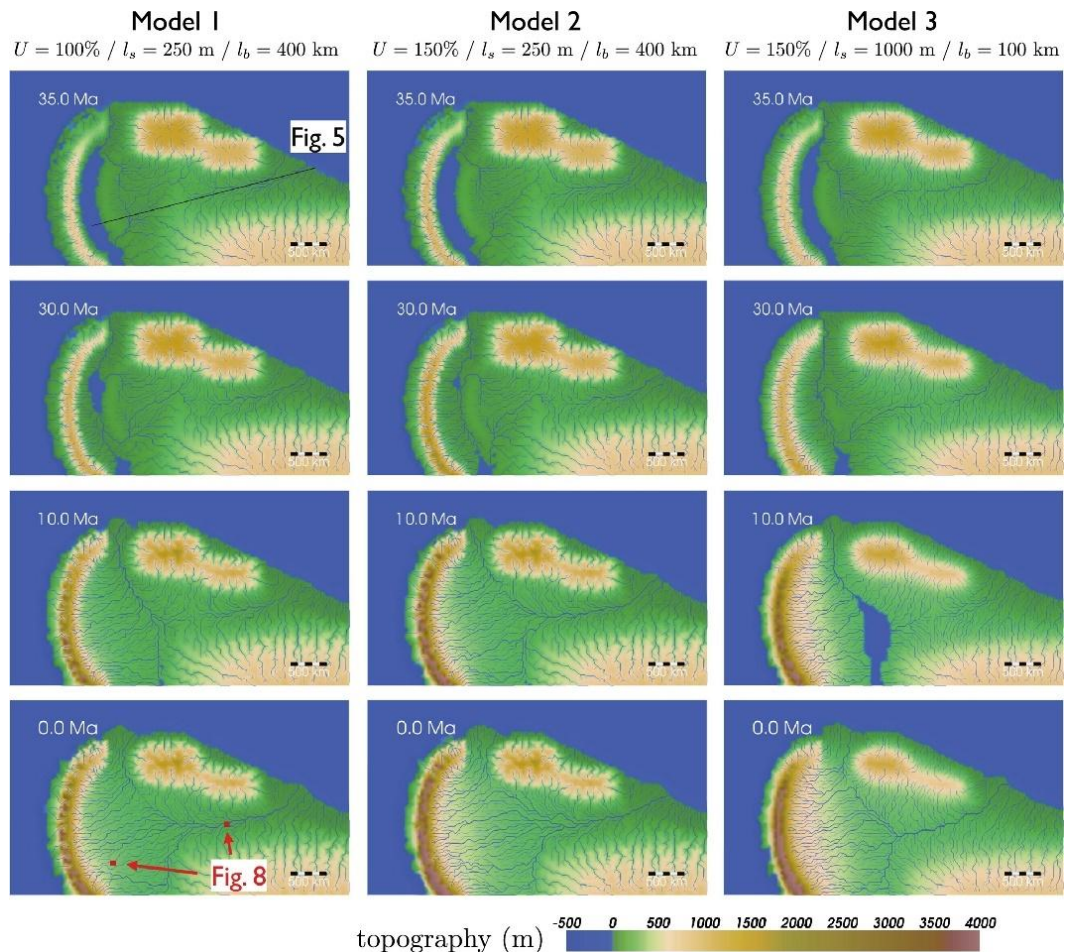
Quatro fatores globais relacionados a tectônica possuem a capacidade de desencadear mudanças climáticas no globo terrestre em longo termo (ORME, *op. cit.*), sendo: 1) a latitude e localização do continente; 2) continentalidade e oceanidade; 3) corredores terrestres e portais oceânicos e 4) Epirogênese positiva. No aspecto geomorfológico o movimento de placas tectônicas ajustam o posicionamento dos continentes e conseqüentemente as formações de orogênes continentais, que podem redirecionar padrões globais de deslocamento de massa ar (STOLAR *et al.*, 2006). Tardy e Roquin (2000) descrevem que durante a deriva continental da América e África, diversos paleoclimas se estabeleceram, com os continentes transitando entre dinâmicas úmidas e áridas. Desta forma os autores indicam uma relação entre formação de horizontes lateríticos e de superfícies de aplainamento com a rotação da posição continental.

Leal e Mertes (2007) trazem um panorama geral da história geológica das bacias hidrográficas na América do Sul, indicando que a gênese e dinâmica da rede de drenagem foram controladas pelo desenvolvimento de grandes feições morfoestruturais durante o Cenozoico. Conforme os autores, a deriva continental entre América e África gerou a convergência de placas tectônicas, resultando na Cordilheira dos Andes e o surgimento do oceano atlântico como nível de base global. Desta forma, o modelo de evolução de Sacek (2014) indica que os rios amazônicos fluíam para um nível de base global no sentido leste, com foz estabelecida no pacífico até o final do Paleógeno (Figura 2.3). Por influência da isostasia flexional os canais foram gradativamente redirecionados por meio de capturas de bacias que drenavam para o mar do Caribe.

O soerguimento condicionou ainda a formação de rios avulsivos associados a sistemas de megaleques, com bacias de inundação (pântanos, lagos e deltas internos), gerando a Bacia sedimentar do Acre (SILVA *et al.*, 2003; LATRUBESSE *et al.*, 2010), e posteriormente com o redirecionamento dos fluxos para oeste durante o Plioceno. Além do aspecto hidrográfico,

Hoorn *et al.*, (2010) observa que orogênese andina também foi crucial para a organização de taxas de insolação, temperatura e distribuição das precipitações durante o Cenozoico, resultando na alta biodiversidade e complexa rede fluvial.

Figura 2.3 – Modelo de evolução cenozoica da bacia hidrográfica amazônica.



Elaboração: Sacek (2014).

Conforme Bartorelli (2013) e Ross (2016), além da influência dos Andes, no território brasileiro extensos divisores de águas são estabelecidos por epirogênese meso-cenozóica, reativando sistemas de falhas sobre Cinturões Móveis Neoproterozóicos, o escudo das Guianas, Cráton São Francisco e o Cráton Amazônico, favorecendo o surgimento bacias hidrográficas regionais. O soergimento condicionou a exumação de superfícies de aplainamento escalonadas, assim como a subsidência de áreas como baixo estruturais na região do Chaco boliviano, Pantanal e Bacia Sedimentar do Bananal (HASUI, 1990, SAADI, 1993, COSTA *et al.*, 1996, VALENTE, 200).

Na perspectiva da Geomorfologia Climática, Abreu (2011) e Gutiérrez e Gutiérrez (2013), pontuam que a maior parte das feições observáveis na superfície terrestre foram constituídas em regimes paleoclimáticos diversos. Stevaux e Latrubesse (2017) destacam que todos os sistemas fluviais ativos apresentam algumas configurações direta ou indiretamente relacionáveis as mudanças climáticas durante o Quaternário.

Salgado-Labouriau (2007) destaca que somente no Pleistoceno foram identificados 16 ciclos climáticos com alternância a cada 20 mil anos, com maior predomínio de climas frios influenciados pelas glaciações globais. Leal e Mertes (2007) descrevem que as glaciações e interglaciações no Quaternário foram mais influentes nas zonas temperadas e árticas, porém em regiões intertropicais os regimes dos rios tropicais foram influenciados em parte pela retenção de água na forma de neve nos Andes, e principalmente por oscilações nos regimes de precipitação e do nível do mar em consequência do estoque água nos polos.

Conforme literatura consultada, é possível considerar que a interação dos *inputs* energéticos dos elementos atmosféricos sobre os sistemas fluviais é complexa e dependente do comportamento de variáveis internas em curto termo, e da tectônica e da posição do nível de base, em longo termo. Entre as variáveis climáticas, a precipitação é a que mais contribui diretamente para o desencadeamento de processos em bacias hidrográficas (CHARLTON, 2007; BARROS; JUNIOR, 2020), seguida das variações de temperatura que afetam diretamente o potencial do intemperismo químico e consequente erosão/denudação das paisagens (TARDY; ROQUIN, 2000; BIGARELLA *et al.*, 2007). Estima-se que entre 14 e 34% dos volumes de chuvas podem ser interceptados pela vegetação, com a retenção no dossel e corpo das árvores e na serrapilheira (GERRITS *et al.*, 2007; SÁ *et al.*, 2016). Nesse sentido, a cobertura vegetal também é uma variável com importância para a regulação indireta do escoamento superficial, além de reduzir o efeito *splash* e contribuir para maiores taxas de infiltração (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

2.3. Controle estrutural e de nível de base

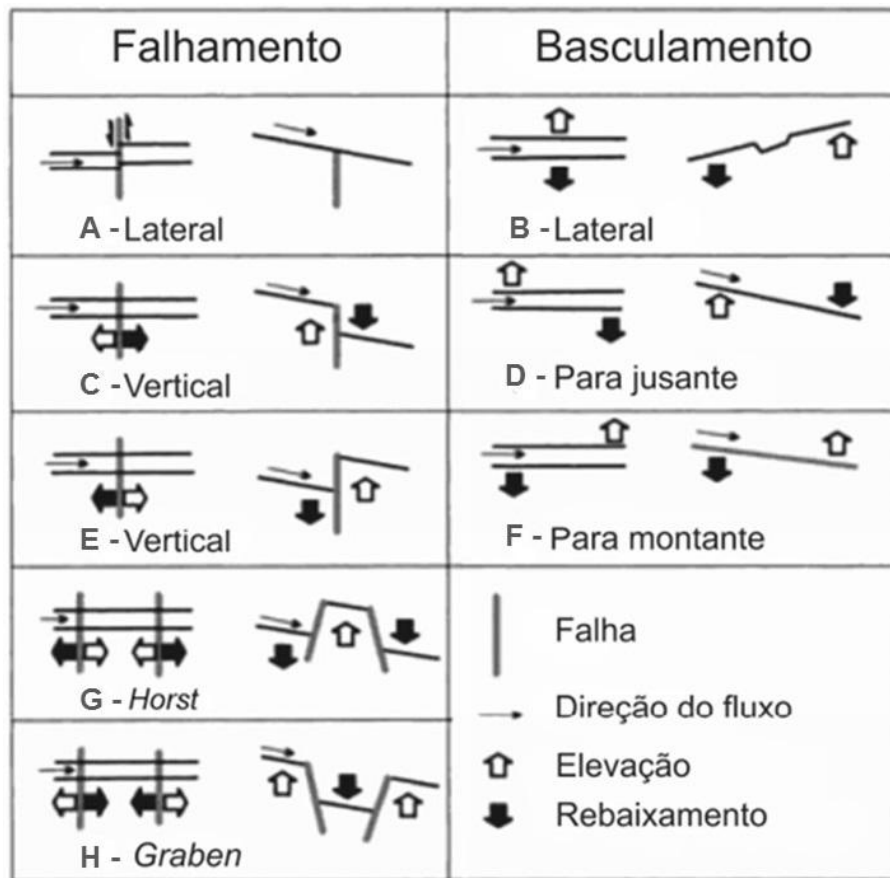
As forças endógenas tendem a influenciar o arranjo dos sistemas fluviais em diferentes escalas e contextos, como no padrão da rede de drenagem (COBLENTZ; PRASAD, 2014), tipos de canais (TWIDALE, 2004), ou tipos de leitos (BUFFINGTON; MONTGOMERY, 2013). Conforme Lima (2002), os tipos de rochas e seus atributos físicos e químicos, influenciam diretamente o potencial erosivo do escoamento superficial, tipos de fluxos e a formação de canais e estruturação da rede fluvial. Índices como Densidade hidrográfica e

Densidade de drenagem são importantes indicadores desta relação (CHRISTOFOLETTI, 1980; CHEREM *et al.*, 2020). A estrutura é compreendida como o reflexo da ação e movimentação da crosta terrestre pelas forças internas que deformam rochas, concebendo feições rúpteis, dúcteis, domos estruturais e soleiras (PRESS *et al.*, 2006). Bigarella *et al.* (2007) pontuam que descontinuidades de caráter rúptil, como juntas e falhas, são recorrentes em áreas de tectônica cenozoica em diversas escalas, diferente de dobramentos, arqueamentos e basculamentos, que se apresentam em menor frequência na paisagem, como a adaptação de muitos rios às linhas de falhas, ou ainda o abandono de canais e reativação de paleodrenagens (BEMERGUY; COSTA, 1991; COSTA; BORGES, 1991; COSTA *et al.*, 1996).

A adaptação de técnicas e práticas de campo típicas em estudos de Geologia na análise geomorfológica tem permitido avanços no entendimento do controle estrutural e o reconhecimento da mutabilidade e morfogênese dos rios (STEVAUX, 1993; MAGALHÃES JR; BARROS, 2020; BARROS; MAGALHÃES JR, 2020;). Dentre estas, destaca-se o uso de conjuntos de técnicas de laboratório como a análise granulométrica e geoquímica, promovido importantes avanços na interpretação e teorização do papel das mudanças paleoclimáticas, sendo possível elaborações de quadros geocronológicos mais coerentes com as dinâmicas dos ambientes tropicais (LATRUBESSE *et al.*, 2005; BIGARELLA *et al.*, 2007).

Os rios podem responder de forma rápida às movimentações crustais, buscando uma acomodação do fluxo de água e sedimento em meio ao arcabouço lito-estrutural (Figura 2.4) (HOLBROOK; SCHUMM, 1999). Alves e Castro (2003) e Lana (2010) e Magalhães *et al.* (2011) destacam a interferência das falhas na dinâmica fluvial como sendo de fácil observação, tendo em vista que os perfis longitudinal e lateral dos cursos fluviais podem apresentar geometrias que denotam tais adequações. Falhamentos podem induzir o deslocamento lateral do fluxo, refletindo em curvas anômalas ou inflexões abruptas como cotovelos, muitas vezes recorrentes em zonas de cisalhamento (MAIA; BEZERRA, 2014). Estes autores ainda observam que falhas normais e de empurrão, quando recorrentes perpendicularmente a rios, estabelecem mudanças horizontais como deslocamentos abruptos dos fluxos, ou ainda o ajuste longitudinal da relação de relevo (altitude-declividade), favorecendo a instauração de *Knickpoints* (corredeiras e cachoeiras).

Figura 2.4 – Principais deformações em sistemas fluviais por ação tectônica.



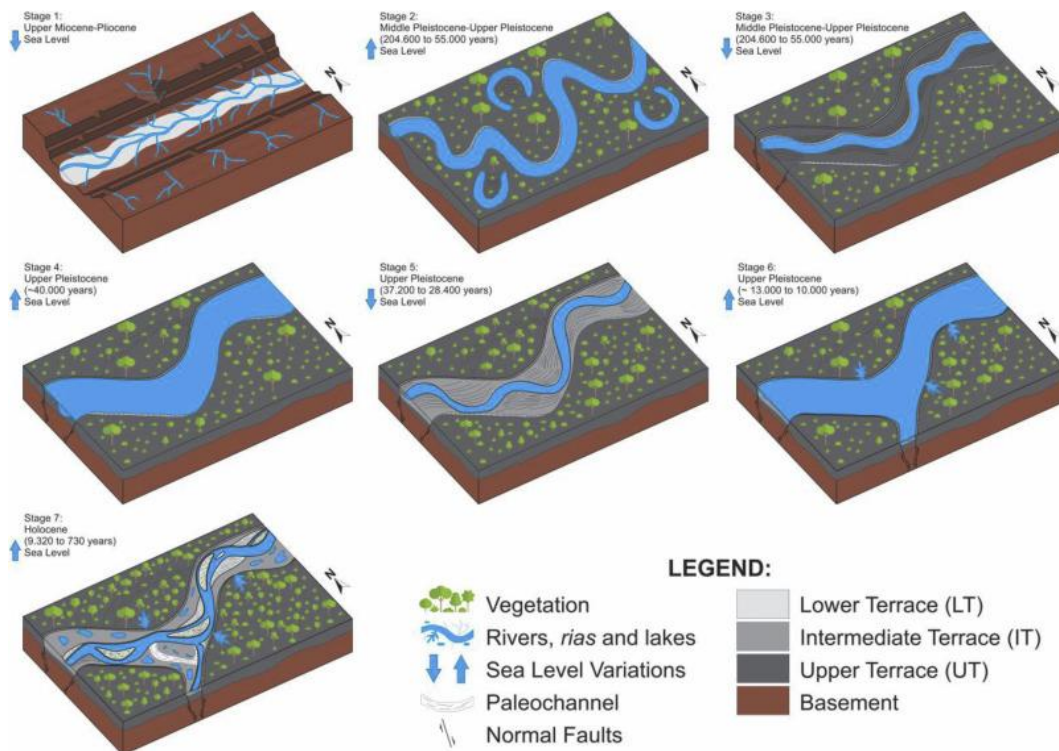
Elaboração: Lana (2010).

Press *et al.* (2006) observam a influência que a instauração de quebras de relevo, ou ainda basculamentos de blocos, deixam marcas não só no canal fluvial, mas em toda a bacia hidrográfica enquanto sistema longitudinal, onde modificações no gradiente hidráulico influenciam a morfodinâmica à montante e à jusante. No tempo geológico recente, mudanças climáticas globais, como a transgressão e regressão marinha, ciclos de glaciações, ou ainda tectônica cenozoica, condicionaram o surgimento de fácies de terraços fluviais, um importante indicador de ajuste dos rios a mudanças de nível de base (BURBANK; ANDERSON, 2001; SUGUIO, 2010; PASSOS *et al.*, 2020).

O nível de base também é importante variável de controle de sistemas fluviais (CHARTON, 2007), com sua variação interligada as configurações das dinâmicas climáticas e Tectônicas (ALVES; CASTRO, 2003). A Figura 2.5 exemplifica a interação complexa das forças motrizes globais, afetando contextos regionais e locais em longo termo. O modelo em escala Regional desenvolvido por Passos *et al.* (2020) a partir da interpretação geocronológica de unidades morfossedimentares e mapeamento de estruturas, possibilitou a identificação de mudanças nos estilos fluviais do rio Solimões. A partir do Mioceno, o rio de menor sinuosidade

fluía em um vale encaixado em rochas paleozoicas; entre o Pleistoceno Médio e superior a região se torna mais úmida, com a subida do nível dos mares, ocorre a ocupação de antigos terraços com a instalação de estilo meandrante; Novos ciclos de mudanças no nível de base durante o Pleistoceno Superior condicionaram a elaboração de sequências de terraços.

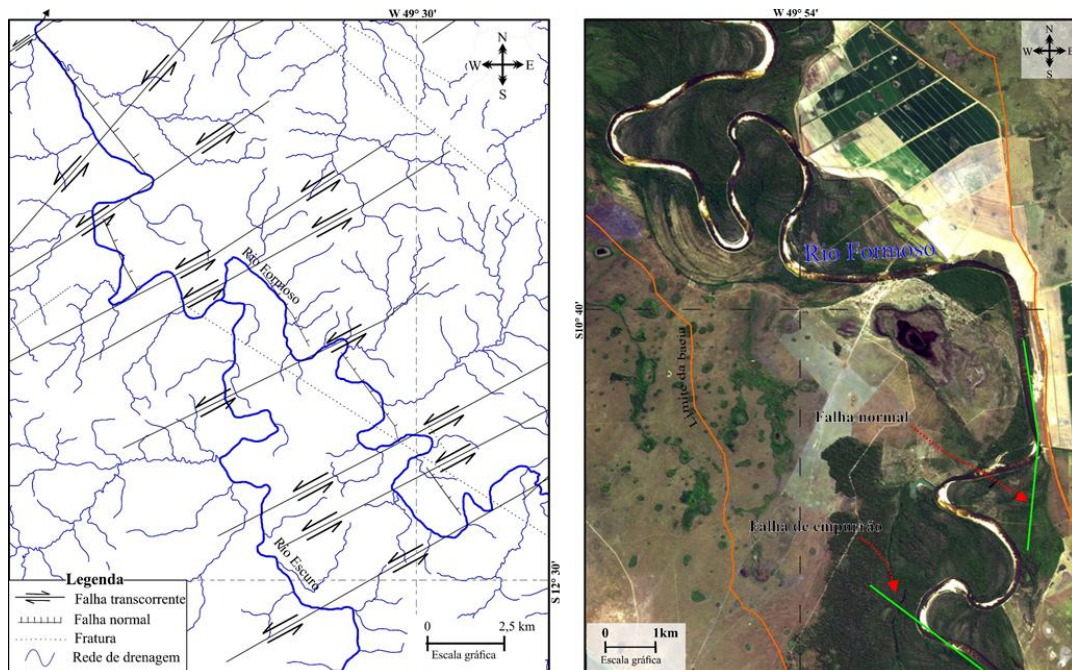
Figura 2.5 – Modelo com estágios de evolução tectonossedimentar do sistema Solimões-Amazonas.



Elaboração: Passos *et al.* (2020)

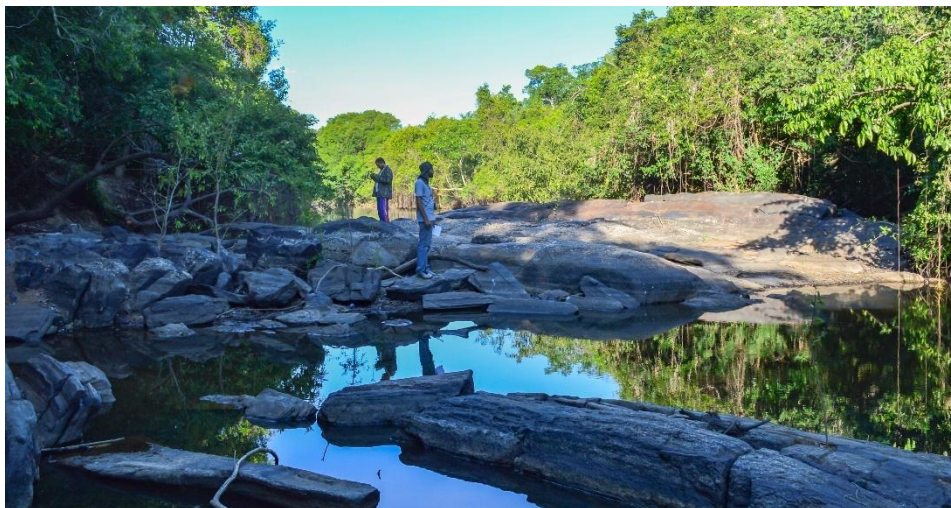
Santos (2016) identificou na bacia do rio Formoso uma rede de drenagem adaptada a falhas associadas ao lineamento transbrasiliiano (SW-NE), truncadas por falhas do lineamento Tocantins (N-S) Conforme a Figura 2.6A, é possível evidenciar o controle estrutural transcorrente, orientando o padrão de canal dos afluentes do rio Formoso, com as calhas encaixadas em rochas neoproterozóicas. Na Figura 2.6B o rio Formoso apresenta-se nos domínios da Bacia Sedimentar do Bananal, com alternância de padrão de canal meandrante para retilíneo, com controle de falha normal em um trecho de quase 10 km. O registro fotográfico da Figura 2.7 nota-se trechos canal em leito rochoso no rio Formoso, com leito bastante irregular, sendo acessado somente nos períodos de estiagem. Foi possível identificar as influências de afloramento graníticos, bloqueando a continuidade longitudinal do canal, formando poços de água e sedimentos grosseiros.

Figura 2.6 – A) Estruturas geológicas controlando a sinuosidade dos rios B) Alternância no padrão de canal meandrante para trecho retilíneo, na planície do rio Formoso.



Elaboração: Adaptado de Santos (2016).

Figura 2.7 – Exemplo de controles litoestruturais locais sobre a rugosidade do leito no rio Formoso, TO.



Fonte: Santos (2016).

2.4. Controles antrópicos em sistemas geomorfológicos: a era do antropoceno?

A ciência geográfica desde sua sistematização apresenta bases para a análise de questões sobre as relações entre sociedade e espaços naturais (NUNES *et al.*, 2006; BROW *et al.*, 2017). É uma ciência em interface com as geociências que se preocupa em estudar a epiderme da Terra, considerando potencial e contradições do trabalho humano na apropriação e transformação dos ambientes (CASSETI, 1991; ROSS, 2005), como impactos do desenvolvimento agrícola

(ZANATTA, 2020), consequências nas implantações de sítios urbanos (LUZ, 2018) ou ainda na influência de empreendimentos hidroelétricos (COELHO, 2008, KONG *et al.*, 2020, LATRUBESSE *et al.*, 2020).

Jeferson *et al.* (2013), Meybeck e Lestel (2018) pontuam que tradicionalmente as análises de bacias hidrográficas no campo da Geomorfologia fluvial em interface com outras ciências obtiveram protagonismo na avaliação de ações antrópicas, em virtude de maior aproximação dos interesses desenvolvimentistas estatais e privados pelos usos de recursos hídricos, e no campo da pesquisa básica a reconhecida capacidade intrínseca dos sistemas em reagir a perturbações ambientais rapidamente (THOMAS, 2001).

No contexto das Geociências, é de conhecimento que uniformitarismo cunhado por James Hutton, sistematizado no conceito “o presente é a chave para o passado”, é basilar em estudos geológicos e geomorfológicos, orientando a interpretação evolutiva da Terra e de outros sistemas planetários (PRESS *et al.*, 2006; HOWARD, 2007). Neste contexto, Knight e Harrison (2014) ressaltam que a aplicabilidade análoga deste princípio, pensando em paisagens fortemente alteradas pela regência antrópica, deve ser feita com cautela, tendo em vista que as atividades humanas têm interferido em fluxos de energia e promovem a alocação de matéria (COOPER *et al.*, 2018).

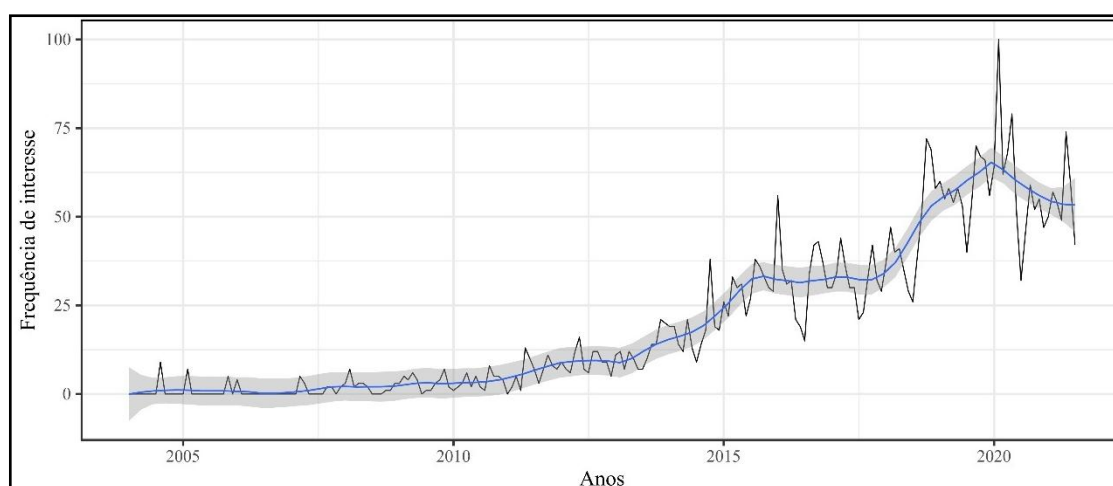
Neste sentido, os autores defendem que não possível mais admitir uma continuidade natural dos processos, caso a era antropogênica seja de fato consolidada. Knight e Harrison (*op. Cit*) também destacam que o Antropoceno pode ser uma singularidade única na história do planeta, considerando que a forma de construção natural dos registros ambientais é definida por uma linearidade newtoniana, porém ocorrendo com gradativo crescimento feedbacks de sistemas não lineares. Já Zalasiewicz e Williams (2014) indicam que é possível uma análise análoga parcial entre o Antropoceno e outro período no registro geológico considerado de transição, propondo como exemplo o uso da fronteira Ordoviciano-Siluriana, cuja uma das características similares são os rápidos eventos de esfriamento e aquecimento.

Brow *et al.* (2016) destacam que o químico Paul Crutzen foi o responsável por cunhar informalmente o termo Antropoceno no final da década de 1990, sugerindo que o planeta Terra estava em novo momento geológico, admitindo que as ações antrópicas passaram a rivalizar com as forças naturais a operacionalidade de processos físicos e químicos da atmosfera (CRUTZEN; STOERMER, 2000). Ruban (2020) discorre que a ideia de uma era geológica influenciada pelas atividades humanas já se fazia presente nas discussões de geólogos russos

no início do século XX. Como verificado Gerasimov (1979), o termo “*Anthropogene*” foi proposto pelo geólogo A. P. Pavlov no início do século XX como uma nova subdivisão do terciário, baseado em registro fóssil de mamíferos, estabelecendo um início aproximado junto ao surgimento dos primeiros homínídeos (*Australopithecus*) a aproximadamente 2 milhões de anos. A ideia não obteve aceitação da comunidade internacional, porém em Nikiforova (1983) é observado que o termo era bastante utilizado entre cientistas russos como sinônimo de Quaternário.

Nota-se que no debate contemporâneo a posição antrópica já era indicada nas ciências geográficas como uma força de apropriação e manipulação dos sistemas naturais (CASSETI, 1991). No cenário do Antropoceno o papel antrópico é agora transposto a um patamar de agente proeminente nos processos de criação e manutenção de paisagens (ZALASIEWICZ; WILLIAMS, 2014). Como destacam Autin e Holbrook (2012), Angus (2015) e Monastersky (2015), o conceito de Antropoceno se popularizou como nenhum outro nas ciências ambientais nas últimas décadas, com uma forte sensibilização midiática comum ou especializada, com associação a outros temas ambientais como mudanças climáticas globais (JACOBI *et al.*, 2011). Uma breve busca no site “*TrendsGoogle*” apresenta no gráfico da Figura 2.8, possibilitou levantar dados do índice mensal de procuras pelo termo “*Anthropocene*” em notícias divulgadas pelo mundo entre 2004 e 2020.

Figura 2.8 – Índice de frequência de interesse dos usuários de internet no mundo pelo termo “*Anthropocene*” em pesquisas no buscador Google, entre 2004 e 2020.



Elaboração: dados coletados no GoogleTrends (2021).

Balter (2013) e Monastersky (2015) discorrem que em meio a essa popularidade, um Grupo de Trabalho Antropoceno (AWG) designado pela Comissão Internacional de Estratigrafia (ICS) desde 2009 tem discutido a oficialização (ou não) de uma nova era

geológica. Neste aspecto, os autores citados destacam que a comunidade científica envolvida em pesquisas correlatas ao tema, apresentam algumas divergências neste debate, principalmente entre arqueólogos, antropólogos e geocientistas. A principal problemática gira em torno da definição de um momento no planeta em que a presença humana passar a ser estabelecer um padrão estratigráfico de transição, com um local ou testemunho que preserve marcas condições ambientais claramente de origem antrópica. Alguns defendem que essa nova era teve início com a massificação da presença humana durante o Holoceno superior (LAWRENCE *et al.*, 2016), porém há pouco sincronismo entre os sítios arqueológicos (IBISATE, 2011).

Gibling (2016) apresenta em revisão sobre as relações históricas e ambientais dos humanos com rios e planícies de inundação, agrupando momentos do “Antropoceno”, reconhecidos por registros arqueológicos e antropológicos, partindo do Pleistoceno e contemplando todo o Holoceno (Figura 2.9). O autor discorre sobre seis fases principais, marcadas por mudanças nas condições tecnológicas, climáticas e sociais: 1) O uso do fogo pelos primeiros homínídeos a 1,6 Ma na África, afetando a vegetação e solos; 2) A ascensão da agricultura durante entre 10.000 a 7.000 anos A.P, com surgimento das primeiras civilizações as margens de grandes rios; 3) Domesticação de animais, formação de grandes rebanhos e de pastagens, com o uso da água para manutenção da agropecuária (5900 a 2.400 anos a.C.); 4) o Desenvolvimento e intensificação da irrigação, com a criação de sistemas de canais de irrigação e diques em planícies para captura da inundação sazonal; também um uso intenso de poços (6.000 a 5.500 a.C.); 5) construções de sistemas de transporte e barramento da água de rios (aquedutos, rodas d’água e represas), principalmente durante o império romano; 6) Era tecnológica, pós revolução industrial, machadado a rapidez na transformações dos ambientes, modificando as relações de transformação de cidades e do campo em escalas locais e regionais no tempo histórico.

Figura 2.9 – Infográfico criado por Gilbing (2018) para exemplificar diferentes usos e impactos das atividades humanas sobre ambientes rios e planícies de inundação, entre 10.000 e 4.000 anos AP.



Elaboração: Gilbing (2018).

Steffen *et al.* (2015) expõem que grande parte da argumentação da ideia de era antropogênica tem sido consolidada a partir da observação de resultados dos relatórios o Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP). Estes dados apresentam 12 indicadores sobre condições sociais, econômicas e ambientais do planeta entre 1750 e 2010. Em síntese, os relatórios indicam um ponto em comum de ruptura em todos os parâmetros, com forte mudança de tendência a partir de 1945, o que correlaciona com uma amplificação na capacidade de controle ambiental em escala global, denominado de “grande aceleração”. Austin (2012) e Nichols e Gogineni (2018) também apontam para um conflito entre a perspectiva geológica, que busca por registros estratigráficos permanentes com processos diferenciados para a validação de *GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point)*, em embate com a visão de cientistas ambientais e sociais, que focalizam nas consequências da presença humana

(pegada ecológica), como poluição e intervenções em sistemas naturais, como suficientes para reconhecer uma nova era geológica.

Ao considerar os pressupostos de Crutzen e Stoermer (2000), Zalasiewicz *et al.* (2011) observam que a partir de 1950 os registros estratigráficos apresentam maior complexidade em resposta a fortes transformações e ampliações em larga escala das cadeias industriais, desenvolvimento bélico (testes nucleares), revolução técnica em áreas agrícolas e aumento populacional e desenvolvimento de novos centros urbanos. Segundo Subramanian (2019), diante do impacto humano em escala global no contexto contemporâneo, a formalização do Antropoceno enquanto era pode ser fortemente indicada a partir de marcadores de substâncias químicas industriais junto a depósitos correlatos. Esses marcadores são interpretados por alguns como o fim do Holoceno e um “pico duradouro” de processos relacionados, evidenciando que as atividades humanas promovem uma ampla dispersão e consequente precipitação de substâncias químicas em todo o planeta (DEAN; MACKAY, 2017).

Um exemplo de investigação de marcadores químicos é o trabalho de Vane *et al.* (2011), que analisou seções deposicionais de estuários na Escócia, com camadas apresentando idades datadas a partir das medidas de ^{210}Pb , estratos com idades variando entre o final do século XIX e durante todo o século XX. Além da estimativa de taxas deposicionais. A análise de razão entre isótopos ^{207}Pb e ^{208}Pb indicou baixa atividade radiológica antes de 1900, ocorrendo altas concentrações em camadas com idades a partir de 1925, resultado interpretados como consequência do uso de combustíveis fósseis que até a década de 1970 continham chumbo.

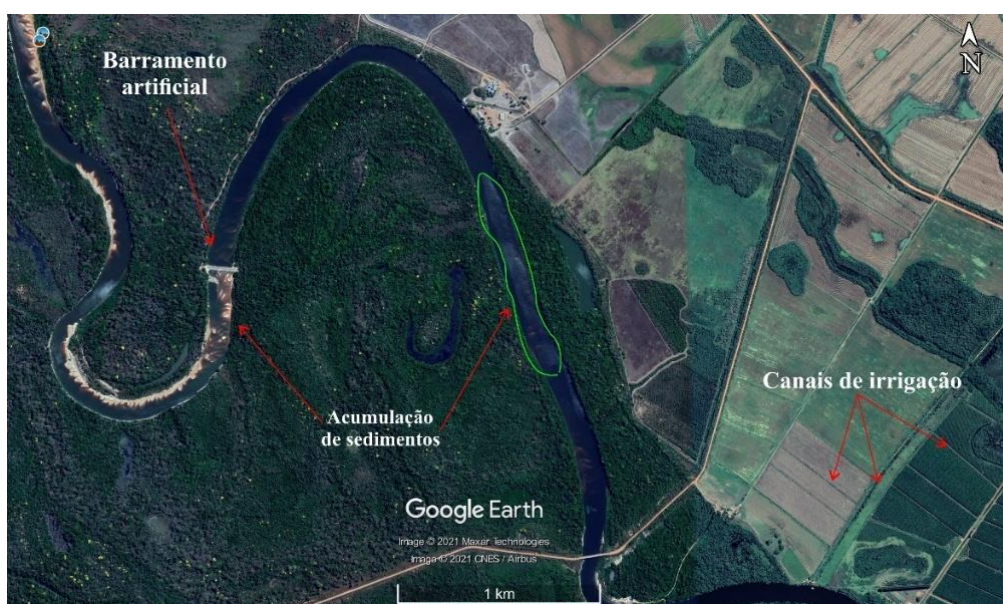
Szabó (2010) destaca a importância do reconhecimento do Antropoceno no âmbito geomorfológico em uma fase em que se conta com amplo conjunto de dados e técnicas disponíveis para se entender a atuação de forças na morfogênese, porém discorre sobre as dificuldades na diferenciação dos impactos tecnogênicos, considerando que as forças motrizes continuam a atuar sobre os sistemas, além de eventos de “mudanças climáticas recentes” em concomitância ao desenvolvimento das comunidades humanas. Entre as diversas ações antrópicas, Piacente (1996) e Stevaux e Latrubesse (2017) e Macklin e Lewin (2019) destacam que a supressão de cobertura vegetal é o fator de maior abrangência temporal e espacial em bacias hidrográficas, portanto, maior potencializador indireto de desajuste locais ou regionais sobre a estruturação morfossedimentar.

Brow *et al.* (2013) questionam se a aceitação do Antropoceno enquanto era geológica apresentaria correspondência na Geomorfologia. Para tal, os autores consideram que se faz

necessário um reconhecimento de mudanças nos processos naturais para geração de geformas em escalas para além do local, definindo se os mesmos mudaram em função de alguma pressão ou intervenção antrópica; em segundo, a possibilidade de se identificar registros de estados de regime e não regime cronologicamente e morfologicamente distinguíveis, como feições geomorfológicas permanentes e passíveis de mapeamento.

A natureza dos impactos conduzidos pelas atividades humanas em sistemas fluviais foi sintetizada por Stevaux e Latrubesse (2017) como de incidência direta ou indireta, sendo o primeiro recorrente sobre processos intrínsecos os canais e planícies de inundação, principalmente pela regulação de fluxos, e o segundo sobre o arranjo do relevo e conectividade lateral e vertical. Na Figura 2.10 é possível verificar os tipos de impactos, como o barramento de canal instalado no ponto de inflexão da curva do rio Formoso, TO. Nota-se que o trecho meandrante é naturalmente equacionado por margens de deposição e erosão, no entanto o barramento pontual afetou a distribuição sedimentar com o surgimento de barras centrais e laterais. Na porção leste da imagem nos compartimentos de planícies, a cobertura vegetal natural foi suprimida e foi ocupada lavouras sazonais, alimentadas por uma rede artificial de canais conectados aos rios e lagoas, umidificando o compartimento durante boa parte do ano, com ampliação do estresse hídrico no canal no período de estiagem (MPF, 2013).

Figura 2.10 – Trecho de canal do rio Formoso, Tocantins Exemplo de intervenção direta e indireta em sistemas fluviais



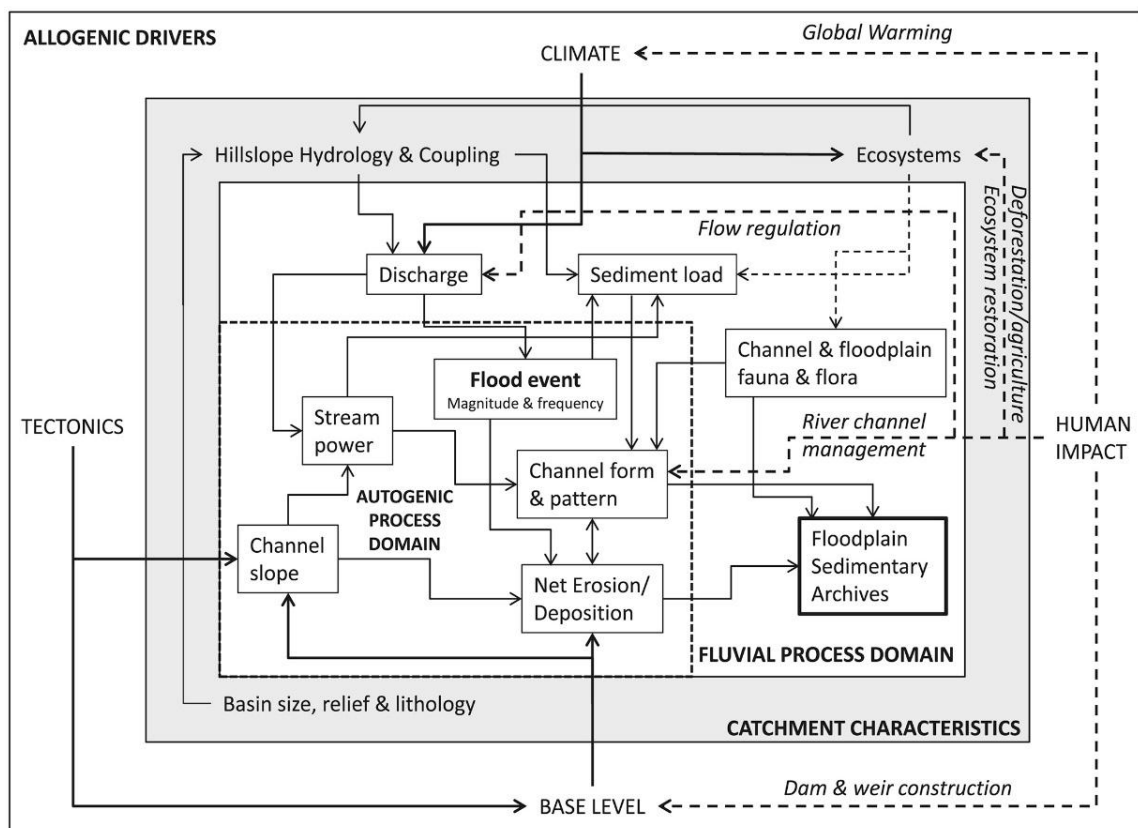
Fonte: acervo Google Earth (2021).

O esquema da Figura 2.11 é uma proposta de Brown *et al.* (2017) que resume a análise de componentes de sistemas fluviais em interface com atividades antrópicas e oscilações climáticas. A Figura 2.11 indica a relação hierárquica entre quatro domínios de maior e menor influência em função da escala de tempo entre 10 e 10.000 anos. As forças alogênicas (domínio I) controlam a interação energética e de massa que compõe e passam pelo sistema.

As atividades humanas como desmatamento podem influir sobre elementos do Clima, refletindo nas características das bacias de drenagem (domínio II). Os processos de hidrologia de encosta em bacias hidrográficas fornecem sedimentos e água para o funcionamento de sistemas de canais e planícies, assim como a provisão para ecossistemas.

Os processos dominantes (III) (SCHUMM, 1977) erosão, transporte e sedimentação são segmentados por características geomorfométricas, como padrões de canais. O domínio de processos autogênicos (IV) indica as configurações e ajustes de padrões e formas de canais, potencial energético e balanço entre erosão e deposição e a magnitude de eventos de inundação, todos esses passíveis de serem perturbados pelas condições antrópicas.

Figura 2.11 – Esquema de investigação de integração de forças motrizes e variáveis de respostas.



Fluvial System: centennial /millennial timescales

Elaboração: Brow *et al.* (2016).

Brow *et al.* (2016) também destacam que a investigação dos controles humanos sobre as formas fluviais deve ser relacionada com a dinâmica de sistemas adequada a escala da bacia em análise, dinâmica tectônica e o grau de suscetibilidade a erosão. Desta forma, quanto menor for a bacia ou a área involucra de trecho de rio, mais fácil será identificar a assinatura antropogênica. Neste sentido, no Brasil, muitos trabalhos sobre impactos antrópicos sobre a Geomorfologia de bacias urbanas em grandes cidades têm se destacado, tendo vista que vilarejos obtiveram sua gênese as margens de rios, riachos e córregos, gerando registros (tecnogênicos) amplos e equivalentes a ciclos históricos (PELOGGIA, 2003; MACHADO, 2012). Destaca-se o trabalho de Luz (2019), utilizou dados históricos, estratigráficos e sondagens de obras metroviárias na cidade de São Paulo para caracterizar as mudanças morfológicas no padrão de canal meandrante do rio Pinheiros, que foi totalmente substituído por sistemas artificiais e que perdeu conectividade com os sistemas de vertente, resultando em diversos problemas socioambientais, como alagamentos.

Coelho Neto (2008) avalia o impacto que as intervenções de obras de engenharia podem gerar em canais e planícies fluviais, com destaque para a regulação hidrológica e consequentes variações de padrões morfossedimentares e instalação de nível de base flutuante que reduz a capacidade transferência ao longo do perfil de equilíbrio (Figura 2.10) Machado e Santos (2020) descrevem os impactos da formação de reservatório no rio Tocantins em Estreito - MA, região com alta taxa de pluviosidade e o predomínio de rochas sedimentares que tipificam relevo de Chapadas na borda oeste da bacia do Parnaíba. Eles observam como o controle estrutural ainda é significativo nos processos autogenicos, e mesmo em trechos com a fisiografia do vale fluvial inundado, feições residuais de diques marginais geram cordões de ilhas sequenciadas que bloqueiam a conectividade entre as margens e o antigo canal principal, resultando principalmente na formação de pântanos e novas planícies de inundação.

2.5. Variáveis de registros: formas e processos de metamorfose em sistemas fluviais

Garde (2006) destaca que diversos autores buscaram definir os fatores e variáveis condicionantes da mutabilidade dos rios e de suas formas residuais, e busca apresentar duas categorias que podem ser observadas, denominadas de mudanças autogênicas e alogênicas. O primeiro conceito está relacionado aos aspectos inerentes as configurações geométricas, hidrológicas e geomorfológicas dos canais, com a instauração de avulsões (migração lateral de canais), cortes (*Cut-off*), rompimento de diques marginais e capturas fluviais. As alogênicas são

condicionadas por fatores extrínsecos do sistema, como o clima, tectônica (anteriormente destacadas).

Garde (2006) destaca os trabalhos de Flick (1944) e Allen (1965) pelas importantes contribuições iniciais de sistematização de padrões de estruturas associada a mudanças na gênese das formas em canais fluviais e grandes planícies de inundação. Garde (op. cit.) observa que anteriormente a essas contribuições, os estudos sobre as condições de mutabilidade dos rios durante as primeiras décadas do século XX estavam associados a Engenharia Hidráulica, restritos a aplicações morfométricas. O trabalho de Flick (op. cit.) se destaca pelo pioneirismo metodológico ao analisar o vale aluvial do baixo curso do rio Mississipi, realizando levantamentos cartográficos com a categorização de ciclos evolutivos dos paleocanais, considerando aspectos sedimentares, geomorfológicos e paleohidrográficos (ROBINSON, 1995). Posteriormente, Allen (1965) apresenta avanços na interpretação estratigráfica, indicando de corte de meandros, meandros abandonados e as avulsões.

As zonas com predomínio de processos deposicionais são importantes componentes para se compreender a história ambiental das bacias hidrográficas, sendo registrados nas formas do relevo padrões de constâncias, desvios ou perturbações, marcando um período espaço/temporal de natureza intrínseca e extrínsecas (LEWIN, 1978; ÂNGULO *et al.*, 2016). Neste sentido, no contexto dos rios brasileiros, muitos trabalhos têm sido publicados indicando formas de abordagens para reconstituição das condições do passado a partir de características dos registros morfossedimentares (STEVAUX, 1993; LATRUBESSE, 2002; LATRUBESSE; KALIKI, 2002; ASSINE, 2003; MOURA, 1996, VALENTE, 2007, BAYER, 2010; PUPIM 2014, PASSOS *et al.*, 2020). Estas pesquisas indicam a importância de uma abordagem dedutiva baseada na interpretação de sequencias deposicionais unidades morfossedimentares com o reconhecimento de atributos litológicos, texturais e geométricos, em conjunto com outras abordagens complementares, possibilitando a elaboração de modelos de desenvolvimento do relevo fluvial (TUCKER, 2014; BARROS, MAGALHÃES JUNIOR, 2020; LELI *et al.*, 2021; MORAIS, 2006; CREMON *et al.*, 2016).

Stevaux (1993) estudou a evolução do curso superior do rio Paraná com o uso de técnicas cartográficas, análise faciológica, sedimentológica e limnológica. Indicou um complexo quadro paleohidrológico com tendências de mutabilidade, e compreendeu que muitas das unidades morfossedimentares incorporadas ao sistema rio-planície de inundação não apresentavam relação genética com as condições hidrológicas e geomorfológicas recentes, e

considerou que a rede hidrográfica passou por várias modulações no padrão da drenagem, como impacto das mudanças climáticas e movimentações neotectônicas.

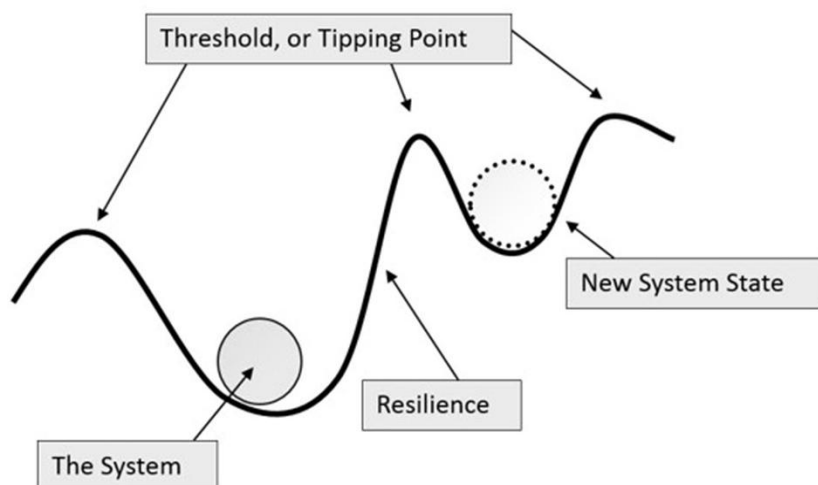
No Pantanal, diversas pesquisas têm se concentrado nos estudos de evolução geológica e geomorfológica do trado deposicional do rio Paraguai e de tributários nos sistemas de megaleques como do Taquari, por meio de dados orbitais, análise de fácies e geocronologia (ASSINE *et al.*, 2005; MERINO *et al.*, 2009). Assine (2003) propõe o termo paisagem mutante para explicar a evolução da rede de drenagem distributária no Pantanal, ao apresentar evidências de mudanças históricas no estilo fluvial e direção no mega leque Taquari, estudos detalhados por Macedo (2013), Pupim (2014) e Merino *et al* (2019).

Na bacia do rio Araguaia, Valente e Latrubesse (2012) analisaram os aspectos geológicos e geomorfológicos, e observaram o papel dos fatores extrínsecos controlando a direção e tipologia de canal durante o pleistoceno. Por meio de mapeamento de paleocanais e análise geocronológica das sequências deposicionais identificou-se o impacto de mudanças climáticas do quaternário e tectônica, regulando as condições hidrológicas e o nível de base regional, impondo sequencias de avulsões do rio Araguaia e a reativação de paleocanais em períodos úmidos, com formação da Bacia Sedimentar do Bananal.

Entre os trabalhos consultados, observa-se que grande parte das mudanças ambientais recentes nestes rios está associada a alterações drásticas no *input* energético, que podem condicionar um rompimento do limiar de capacidade de retroalimentação negativa, e dar início a um período de desequilíbrio com a reestruturação das partes internas (retroalimentação positiva) (CHRISTOFOLETTI, 1999; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Sean 2010, Thomas (2001) e Brunsten (2001) destacam que os sistemas naturais como os rios apresentam uma capacidade de resiliência ambiental, isto é, ao serem afetados por eventos perturbadores, com variações na dinâmica erosiva e de sedimentação, podem absorver, produzir adaptações e até mesmo recuperar o estado anterior (retroalimentação negativa). Thoms *et al.* (2018) indicam diversas semelhanças de abordagens da análise sistêmica em Geomorfologia com a ideia de resiliência na Ecologia, definindo o conceito como uma capacidade que sistemas ambientais possuem de manter um estado de regime de suas funções, estruturas e conexões em meio aos distúrbios. A Figura 2.12 exemplifica as relações em um sistema reduzido, em estado de resiliência.

Figura 2.12 – Exemplificação para estado de resiliência em sistemas, destacando os termos associados.

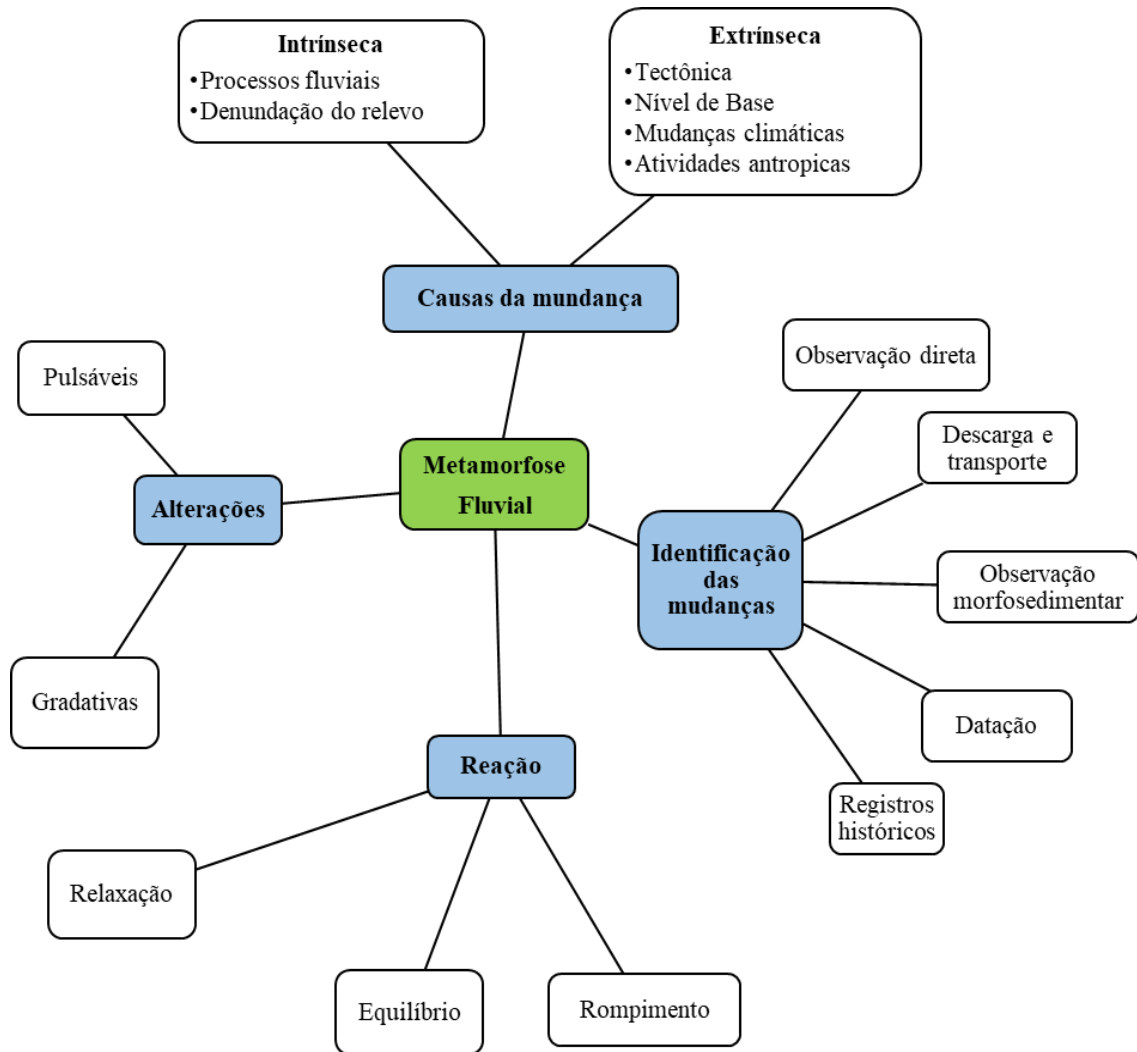


Elaboração: Thoms *et al.* (2018)

Notebaert *et al.* (2018) investigaram se variações na densidade de ocupação na Europa nos últimos 4000 anos tem relação com mudanças no traçado dos rios em três bacias hidrográficas, Valdaine (França), Dijle e Amblève (Bélgica). Ao avaliarem registros de pólen, dados históricos, datação e sequenciamento de sedimentos, foi possível observar pontos de inflexão favorecidos por fases de aumento da carga sedimentar nas bacias Dijle e Valdaine, diretamente relacionada a mudanças no tipo de manejo do solo, porém as respostas geomórficas não apresentam rupturas nos limiares de equilíbrio. Desta forma os autores pontuam que as respostas dos rios as perturbações antrópicas nem sempre podem ser compreendidas por uma resposta linear.

Stevaux e Latrubesse (2017) apresentam uma sistematização da investigação das mudanças pelo estudo da “metamorfose fluvial” (Figura 2.13), com abordagem adequada a realidade das zonas tropicais, conceituando o termo como processo de transformação do funcionamento e estrutura (morfológica) de um sistema, com a instauração de um período de não regime que perpassa mais de um século. Os autores (op. cit.) consideram aspectos da teoria do equilíbrio dinâmico, a análise morfoestratigráfica, a paleohidrologia e o conceito de sensibilidade da paisagem, como norteadores para dimensionar os impactos em sistemas abertos, por meio da correlação da intensidade da alteração pelo tempo da perturbação (reação, relaxação e recuperação). Esta perspectiva possibilita a avaliação de algumas variáveis afetadas, como por exemplo, os impactos da oscilação da intensidade da precipitação sobre um rio, que pode conduzir a reorganização dos processos intrínsecos e resultar em geofomas relictuais, que se preservadas, podem ser incorporadas ou destoarem na paisagem.

Figura 2.13 – Fluxograma da análise de metamorfose fluvial



Elaboração: Adaptado de Stevaux e Latrubesse (2017)

2.6. Aplicações em Sensoriamento Remoto em estudos fluviais

O uso de dados de Sensoriamento Remoto é compartilhado por pelos menos 25 disciplinas em diferentes áreas do conhecimento (TAROLLI; MUDD, 2019). As contribuições de aplicações de dados orbitais em estudos de Geomorfologia Fluvial são inúmeras, podendo destacar de maneira geral algumas como a possibilidade de observação e quantificação temporal e espacial de fenômenos (SMITH; PAIN, 2009), reconhecimento de padrões do relevo pelo uso de modelos digitais de elevação (IBGE, 2009; ROSS, 2016, SZYPULA, 2017), as interações entre rios e demais elemento da paisagem (BISHOP, 2013) e acompanhamento de processos dinâmicos (PARK; LATRUBESSE, 2017; MACHADO; SANTOS, 2020).

O processamento digital e o acesso a multiplataformas de distribuição gratuitas de dados em sistemas baseados em processamento de nuvem, têm promovido uma melhor associação entre conhecimentos geomorfológicos e as geotecnologias (CARBONNEAU; PIÉGAY, 2012; MUTANGA; KUMAR, 2019). Desta forma, a maior capacidade de processamento (*BigData*), dados em abordagens em multiescalas espaciais e temporais e comparações metodológicas entre pesquisadores com periódicos dedicados a temas regionais e globais, têm possibilitado a diferentes profissionais, a revisão de diagnósticos com a criação de mapeamentos que podem apresentar maior acurácia e melhor custo benefício, assim como o favorecimento e surgimento de pesquisas independentes com menor aporte financeiro (NOVO, 2008; FLORENZANO, 2008; FRYIRS; BRIERLEY, 2012).

O uso de dados produzidos por sensores óticos (passivos) como o *Thematic Mapper* (TM) e o *Operational Land Imager* (OLI) do sistema LANDSAT, especificamente aplicados na interpretação de alvos terrestres como a água, são amplamente utilizados nas análises de diversas paisagens terrestre (GAO, 1996; MCFEETERS, 1996; ZANI; ROSSETTI, 2012). Apesar do livre acesso a um conjunto de mais de 35 anos de registros da superfície terrestre, o uso destas imagens perpassa pela avaliação de restrições devido as condições atmosféricas do local e do momento em que foi produzida, já que obstruções a reflectância dos alvos pode reduzir a qualidade da resolução espacial e radiométrica (MENESES; SANO, 2011). As regiões equatoriais com condições de chuvas intensas no verão e práticas extensivas de queimadas em meses da estação de seca, possuem os ambientes de maior perturbação pelas nuvens e fumaça, produzir ruídos ou efeitos de sombra na superfície e longos períodos do ano, reduzindo a janela de observação temporal dos alvos (SUGAWARA *et al.*, 2008; UDDIN *et al.*, 2019).

Dados dos sensores de sistemas SAR (*Synthetic Aperture Radar*) são menos impactados pela interação das intemperes atmosféricas sobre as imagens produzidas (UDDIN *et al.*, 2019). Os pulsos de ondas da faixa espectral das micro-ondas (frequência de rádio) emitidos pelo sensor na direção de deslocamento da plataforma, têm alta capacidade de penetração de nuvens. Estas características possibilitadas pelo uso de bandas específicas (X, C, L e P), acessam diferentes estratos de coberturas arbóreas e aquáticas (BISHOP, 2013; SERVELLO *et al.*, 2015). A missão SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* - foi sem dúvida, os dados SAR mais conhecidos e utilizados nas geociências nas últimas décadas, por oferecerem informações topográficas de boa parte do globo, o que viabilizou importantes avanços nos estudos fluviais e ambientais (VALERIANO, 2008). Com o surgimento de iniciativas globais de agências espaciais, outros

produtos derivados de SAR têm sido disponibilizados de forma gratuita, como dados do satélite Alos (sensor Palsar) (ENGLHART *et al.*, 2011), e do Sentinel 1 (UDDIN *et al.*, 2019).

Na década de 1980, Christofolletti (1983) já vislumbrava a importância do Sensoriamento Remoto e de seus produtos, para a superação de dificuldades operacionais e metodológicas nos mapeamentos do relevo brasileiro. Nesse período o projeto RADAMBRASIL conduziu aprimoramentos metodológicos no mapeamento geomorfológico (BARBOSA *et al.*, 1983), com a organização das representações gráficas de maneira taxonômica, absorvendo conceitos da escola germânica e procedimentos já utilizados por pesquisadores da antiga União Soviética e países do leste europeu (ABREU, 1983). Conforme Barbosa *et al.* (1983), o RADAMBRASIL em trabalhar com uma metodologia aberta e padronizada de forma regionalizada em cartas que representassem as unidades morfoestruturais, unidades morfoesculturais e modelados do relevo na escala de 1:1.000.000, utilizando cores para representar as grandes unidades regionais e símbolos e letras da semiologia gráfica para a organização dos fatos geomorfológicos. A produção de cartas planialtimétricas e imagens radar do sensor SLAR geradas por aerolevantamentos permitiram a regionalização das interpretações do relevo, e ao mesmo tempo demonstrou a urgência de se desenvolver planos de gerenciamentos do território adequados ao panorama de grande diversidade geomorfológica.

Na atualidade, o uso de dados de Sensoriamento Remoto é compartilhado por pelos menos 25 disciplinas de diferentes áreas do conhecimento (TAROLLI; MUDD, 2019), e suas aplicações são diretas ou indiretamente presentes em aplicativos de uso cotidiano das pessoas, como o *Google maps*.

No campo científico as contribuições de aplicações de dados orbitais em estudos de Geomorfologia Fluvial são inúmeras, podendo destacar de maneira geral algumas como a possibilidade de observação e quantificação temporal e espacial de fenômenos (SMITH; PAIN, 2009), como o reconhecimento de padrões do relevo (IBGE, 2009), as interações entre rios e demais elemento da paisagem (BISHOP, 2013) e acompanhamento de processos dinâmicos (MORAIS, 2006, LININGER; LATRUBESSE, 2016; MACHADO; SANTOS, 2020) Modelos Digitais de Elevação são essenciais em interpretações morfométricas do relevo, permitindo novas perspectivas de mapeamento (SZYPULA, 2017).

O uso de imagens de satélite, processamento digital e o acesso a multiplataformas de distribuição gratuita de dados para desenvolvimento em ambiente SIG, têm promovido uma melhor associação entre conhecimentos geomorfológicos e as geotecnologias

(CARBONNEAU; PIÉGAY, 2012). Desta forma, a maior capacidade de processamento, dados em abordagens em multiescalas espaciais e temporais e comparações metodológicas entre pesquisadores, têm possibilitado a diferentes profissionais, a revisão de diagnósticos com a criação de mapeamentos que podem apresentar maior acurácia e melhor custo-benefício, assim como o favorecimento de pesquisas independentes com menor aporte financeiro (NOVO, 2008; FLORENZANO, 2008; FRYIRS; BRIERLEY, 2012).

O uso de dados produzidos por sensores ópticos (passivos) como o *Thematic Mapper* (TM) e o *Operational Land Imager* (OLI) do sistema LANDSAT, especificamente aplicados na interpretação de alvos terrestres como a água, são amplamente utilizados nas análises de diversas paisagens terrestre (GAO, 1996; MCFEETERS, 1996; ZANI; ROSSETTI, 2012). Apesar do livre acesso a um conjunto de mais de 35 anos de registros da superfície terrestre, o uso destas imagens perpassa pela avaliação de restrições devido as condições atmosféricas do local e do momento em que foi produzida, já que obstruções a reflectância dos alvos pode reduzir a qualidade da resolução espacial e radiométrica (MENESES; SANO, 2011). As regiões equatoriais e tropical úmida, com condições de chuvas intensas no verão e práticas extensivas de queimadas em meses da estação de seca, possuem os ambientes de maior perturbação pelas nuvens e fumaça, produzindo ruídos ou efeitos de sombra na superfície e longos períodos do ano, reduzindo a janela de observação temporal dos alvos (SUGAWARA *et al.*, 2008; UDDIN *et al.*, 2019).

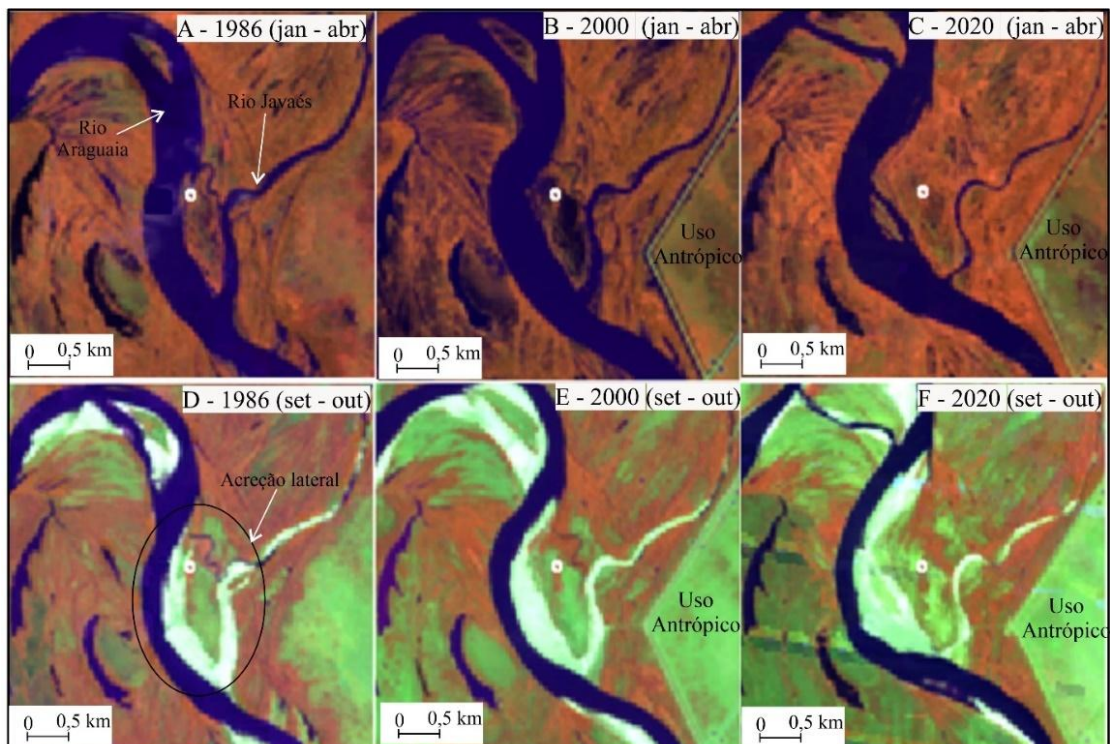
Campbell e Wynne (2011) observam que mesmo com objetivos simples em uma pesquisa de fenômenos ambientais, é possível otimizar a análise com procedimentos básicos como a interpretação de composição de imagens, levantamento de campo e correlação com informações geográficas. Dois exemplos de aplicações em cenários distintos em bacias hidrográficas são indicados a seguir.

Na Figura 2.14 é apresentada séries de imagens LANDSAT do ponto de bifurcação do rio Javaés com o Araguaia. Para evitar a cobertura de nuvens, foi utilizado a estratégia de seleção de pixels por filtragem de mediana no GEE dentro do intervalo de estações de cheia (Figuras 2.14A, B e C) e seca (Figuras 2.14D, E e F) em seus respectivos anos. O típico fenômeno de formação de barras laterais e de centro é indicado no recorte do rio Araguaia com diferentes fases de desenvolvimento.

Os processos geomórficos foram descritos em vários trabalhos sobre a gênese e dinâmica das unidades da planície aluvial (BAYER; ZANCOPÉ, 2014; STEVAUX;

LATRUBESSE, 2017; BAYER et. al., 2020). Na sequência temporal na Figura 2.14 é possível acompanhar a evolução dos sistemas de barras, com destaque para a feição morfossedimentar que se formou no ponto de avulsão reativado. Com o passar do tempo a acreção de sedimentos é estabilizada pela fixação de vegetação (1986) (LATRUBESSE *et al.*, 2009; LELI *et al.*, 2021). A evolução das barras impõe consequentemente o ajustamento gradativo da sinuosidade rio Araguaia (MORAIS *et al.*, 2008; VALENTE *et al.*, 2012).

Figura 2.14 – Sequência de evolução temporal (1985-2020) da bifurcação do rio Araguaia com o rio Javaés.



Elaboração: Próprio autor (2021)

Uma segunda exemplificação refere-se a uma série temporal de imagens de alta resolução obtidas no software Google Earth, que retrata o Ribeirão Baixa Funda, localizado na área urbana do município de Araguaína – TO (Figura 2.15). Essa sub-bacia hidrográfica se desenvolveu sobre rochas areníticas friáveis, com acentuada declividade no perfil longitudinal nas cabeceiras, e foz situada no rio Lontra (MACHADO, 2012). Durante o acelerado crescimento populacional da cidade, que passou de 100.000 habitantes em 2000 para 165.000 em 2010 (SILVA, 2016), os canais da sub-bacia sofreram diversas intervenções humanas, como o desmatamento, o descarte de resíduos de obras nas planícies de inundações, e extensas canalizações, intervenções que intensificaram as taxas de sedimentação (MACHADO, 2012).

Figura 2.15 – Imagens entre 2005 e 2020 disponíveis no software Google Earth Pro, com destaque para o exultório da sub-bacia Baixa funda, Araguaína - TO



Elaborado: do próprio autor (2021)

Entre 2011 e 2013, o esvaziamento de um reservatório artificial, construído na década de 1960, provocou mudanças significativas no sistema hídrico. Essa alteração reduziu o nível de base, aumentando a energia potencial do canal, o que intensificou o entalhe nos sedimentos e seu transporte excessivo para a foz, impactando o leito do rio Lontra. Em 2016, parte do reservatório foi restaurada para fins turísticos, o que reduziu novamente a energia do fluxo principal e o gradiente do córrego. Essa intervenção contribuiu para a estabilização dos sedimentos tecnogênicos, que, em 2020, já estavam fixados e cobertos pela vegetação (SANTOS et al., 2019).

2.7. Referências Bibliográficas (capítulos 1 e 2)

- AALTO, R. *et al.* Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation. **Nature**, v. 425, n. 6957, p. 493-497, 2003.
- AB'SABER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.
- ABREU, Adilson Avansi. O papel do clima na evolução do relevo: a contribuição de Julius Büdel. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 19, p. 111-118, 2011.
- ALLEN, J. R. L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v. 5, n. 2, p. 89-191, 1965.
- ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do Rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamento. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 117-124, 2003.
- ÂNGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; ROSA, M. L. C.; BARBOZA, E. G. B.; CARON, F. GUEDES, C. C. F. Mapeamento de Terrenos Quaternários In: RUBENS, J. N. *et al.* (ORG.). **Tópicos Especiais em cartografia Geológica**. Curitiba: departamento de Geologia – UFPR, 2ª Ed. Editora UFPR. 404 p. 2016.
- APPLEBY, P. G. ²¹⁰Pb dating: thirty-five years on. **Journal of Paleolimnology**, v. 49, n. 4, p. 697-702, 2013.
- ASSINE, M. L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2003. 106 f. Tese de Livre-Docência, Universidade Estadual Paulista – Unesp, Rio Claro, 2003.
- ASSINE, M. L.; MERINO, E. R.; PUPIM, F. D. N.; MACEDO, H. D. A.; SANTOS, M. G. M. D. The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, p. 475-489, 2015.
- AUTIN, W. J.; HOLBROOK, J. M. Is the Anthropocene an issue of stratigraphy or pop culture. **GSA Today**, v. 22, n. 7, p. 60-61, 2012.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332 p.
- BALTER, M. Archaeologists say the 'Anthropocene' is here—but it began long ago. **Science** **19**: Vol. 340, p. 261-262, Apr 2013.
- BARBOSA, G. V.; SILVA, T.C. da; NATALI FILHO, T; DEL'ARCO, D.M.; COSTA, R.C.R. da. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL. **Geociências**. São Paulo pp. 7-20. 1983.
- BARROS CORRÊA, A. C.; TAVARES, B. D. A. C.; MONTEIRO, K. A.; FONSÊCA, D. N. A Aplicação de Técnicas Geocronométricas em Geomorfologia: uma Atualização Metodológica. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 45-74, 2016.
- BARROS, L. F. P.; MAGALHÃES JR., A. P. Bases teóricas e fatores controladores da dinâmica fluvial. In: A. P. Magalhães Junior; L. F. de P. Barros. (Org.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 23-49.
- BARROS, L. F. P.; SALGADO, A. A. R. Geocronologia aplicada à análise dos sistemas fluviais. In: A. P. Magalhães Junior; L. F. de P. Barros. (Org.). **Hidrogeomorfologia: Formas,**

processos e registros sedimentares fluviais. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 325-351.

BARTORELLI, A. Contexto geológico e evolução da rede hidrográfica do Brasil. IN: HASUI, Y. *et al.* **Geologia do Brasil**. Editora Beca, São Paulo, 2013, p. 574-610.

BAYER, M. **Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia**. 104 f. Tese (doutorado em Ciências Ambientais), UFG, Goiânia, 2010.

BAYLEY, P. B. Understanding large river: floodplain ecosystems. **BioScience**, v. 45, n. 3, p. 153-158, 1995.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, v. 3, p. 75-97, 1991.

BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; HERRMANN, M. L. P.; SANTOS, G. F.; MENDONÇA, M.; SALAMUNI, E.; SUGUIO, K. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Vol. III, 2º ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, v. 3. 1436p. 2007.

BISHOP, M. P., Remote sensing and GIScience in geomorphology: Introduction and overview. In: J. Shroder (editor in chief), M.P. Bishop (ed.), **Treatise on Geomorphology**. Vol. 3. Remote Sensing and GIScience in Geomorphology. Academic Press, San Diego: 2013. p. 1–24.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. Variability of the monsoon regime over Brazil: the present climate and projections for a 2xCO₂ scenario using the MIROC model. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.1, p. 58-72, 2008.

BORD, R. J.; O'CONNOR, R. E.; FISHER, A. In what sense does the public need to understand global climate change? **Public understanding of science**, v. 9, n. 3, p. 205-218, 2000.

BOYKOFF, M. T. Media and scientific communication: a case of climate change. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 305, n. 1, p. 11-18, 2008.

BRADLEY, R. S. Chapter 3 - Dating Methods I. Editor(s): R. S. Bradley. **Paleoclimatology**. Third Edition, Academic Press, 2015, Pages 55-101.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Oxford: Blackwell Publishing, 2005.

BROWN, A. G. *et al.* The Anthropocene: is there a geomorphological case? **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 4, p. 431-434, 2013.

BROWN, A. G. *et al.* The geomorphology of the Anthropocene: emergence, status and implications. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 1, p. 71-90, 2017.

BROWN, E. H. O homem modela a Terra. **Boletim Geográfico** do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, n. 222, p. 03-18, mai/jun, 1971.

BRUNSDEN, D. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. **Catena**, v. 42, n. 2-4, p. 99-123, 2001.

BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. Geomorphic classification of rivers. In: Shroder, J.; Wohl, E., ed. **Treatise on Geomorphology**; Fluvial Geomorphology, Vol. 9. San Diego, CA: Academic Press. p. 730-767., p. 730-767, 2013.

BURBANK, D.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**. 1. ed. Blackwell Science, 2001. 274 p.

- CAMARGO, J. C. G.; REIS JÚNIOR, D. F. C. Considerações a respeito da geografia neopositivista no Brasil. **Geografia**, v. 29, n. 3, p. 355-382, 2004.
- CAMPBELL, J. B. WYNNE, R. H. **Introduction to Remote Sensing**. Fifth Edition. Edited by, The Guilford Press, 2011; 662 pag.
- CARBONNEAU, P.; PIÉGAY, H. **Fluvial remote sensing for science and management**. John Wiley & Sons, 2012.
- CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2007. 240 p.
- CHEREM, L.F. S.; FARIA, S. D.; SORDI, M. V.; ZANCOPÉ, M.; NUNES, E. D. ROSA, L. E.; Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: A. P. Magalhães Junior; L. F. de P. Barros. (Org.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 155-215.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, v. 9, n. 18, p. 35-64, 1969.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo, Edgard Blucher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. Mapeamentos geomorfológicos no Brasil. **Geociências**. São P. Paulo pp. 1-6. 1983.
- CIGAGNA, C. **Estudo da taxa de sedimentação (Pb-210) e da suscetibilidade natural à erosão na bacia do Rio Itanhaém (SP)**. 2018. 161 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente), UNESP. Rio Claro, 2018.
- COBLENTZ, D.; PABIAN, F.; PRASAD, L. Quantitative geomorphometrics for terrain characterization. **International Journal of Geosciences**, v. 2014, 2014.
- COE, M. T.; LATRUBESSE, E. M.; FERREIRA, M. E.; AMSLER, M. L. (2011). The effects of deforestation and climate variability on the streamflow of the Araguaia River, Brazil. **Biogeochemistry**, v. 105, n. 1-3, p. 119-131, 2011.
- COOPER, A. H.; BROWN, T. J.; PRICE, S. J.; FORD, J. R.; WATERS, C. N. Humans are the most significant global geomorphological driving force of the 21st century. **The Anthropocene Review**, v. 5, n. 3, p. 222-229, 2018.
- COOPER, C. L.; SWINDLES, G. T.; SAVOV, I. P.; SCHMIDT, A.; BACON, K. L. Evaluating the relationship between climate change and volcanism. **Earth-Science Reviews**, 177, 238-247, 2018.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; DA SILVA BORGES, M.; JÚNIOR, C. R. P. F.; BEZERRA, P. É. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Revista Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-43, 1996.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S. Tectônica mesozóico-cenozóica da região norte do Brasil. **Boletim**, 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Rio Claro, UNESP e SBG, p. 108-110, 1991.
- CREMONÉ, H.; ROSSETTI, D. F.; SAWAKUCHI, A. O.; COHEN, M. C. L. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. **Geomorphology**, v. 271, p. 22-39, 2016.
- CRUTZEN, P. J.; STOERMER, E. F. The Anthropocene. *Global Change News*. **41**, p.17-18, 2000.

- DE SOUZA, V. L. B *et al.* Sedimentation rate and ^{210}Pb sediment dating at Apipucos Reservoir, Recife, Brazil. **Sustainability**, v. 4, n. 10, p. 2419-2429, 2012.
- DEAN, J. R.; LENG, M. J.; MACKAY, A. W. Isotopic Signatures. DELLASALA, D. A.; GOLDSTEIN, M. I. **Encyclopedia of the Anthropocene**. Elsevier, 2017. p. 197–203.
- DOERR, A.; GUERNSEY, L. Man as a geomorphological agent: the example of coal mining. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 46, n. 2, p. 197-210, 1956.
- ELIAS, S. A. INTRODUCTION: History of Quaternary Science. In: Elias S.A, (Editor in Chief). **Encyclopedia of Quaternary Science**, 2^a ed. Amsterdam: Elsevier. p.10-18. 2013.
- ENGLHART, S.; KEUCK, V.; SIEGERT, F. Aboveground biomass retrieval in tropical forests—The potential of combined X-and L-band SAR data use. **Remote sensing of environment**, v. 115, n. 5, p. 1260-1271, 2011.
- FELDS, E. Geomorfologia Antropogenética. IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, n. 144, p. 352-357. 1958.
- FERREIRA, M. E.; FERREIRA J.R, L. G.; LATRUBESSE, E. M. MIZIARA, F. Considerations about the land use and conversion trends in the savanna environments of Central Brazil under a geomorphological perspective. **Journal of Land Use Science**, v. 11, n. 1, p. 33-47, 2016.
- FETTER, R. *et al.* Um Índice para Avaliação da Variabilidade Espaço-Temporal das Chuvas no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 2, p. 225-237, 2018.
- FISK, H. N. **Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River**. US Corps of Engineers, Mississippi River Comm., Vicksburg, MS (1944), p. 78.
- FLORENZANO, T. G. Introdução à Geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais**. 1. ed. São Paulo, Oficina de Textos, 2008. p. 12-30.
- FREITAS, R. O. Textura de drenagem e sua aplicação geomorfológica. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 11, p. 53-57, 1952.
- FRYIRS, K. A.; WHEATON, J. M.; BIZZI, S.; WILLIAMS, R.; BRIERLEY, G. J. To plug-in or not to plug-in? Geomorphic analysis of rivers using the River Styles Framework in an era of big data acquisition and automation. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 6, n. 5, p. e1372, 2019.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. **Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape**. John Wiley & Sons, 2012.
- G1 TOCANTINS. **Após seca, rio Formoso terá aparelho para monitorar retirada de água**. 18/02/2017. Acesso em: <http://g1.globo.com/to/tocantins/noticia/2017/02/apos-seca-rio-formoso-tera-aparelho-para-monitorar-retirada-de-agua.html>. Acesso em: 05/05/2019.
- GAO, B. C. NDWI – A Normalized Difference Water Index for remote sensing of vegetation liquid water from space. **Remote Sensing of Environment**, v.58, p.257-266, 1996.
- GARDE, R. J. **River morphology**. First Edition. New Delhi. Published for New Age International. 2006.
- GERASIMOV, INNOKENTII P. Anthropogene and its major problem. **Boreas**, v. 8, n. 1, p. 23-30, 1979.

- GERRITS, A. M. J., SAVENIJE, H. H. G., HOFFMANN, L., & PFISTER, L. (2007). New technique to measure forest floor interception—an application in a beech forest in Luxembourg. *Hydrology and Earth System Sciences*, *11*(2), 695-701.
- GIBLING, M. R. River systems and the anthropocene: A late pleistocene and Holocene timeline for human influence. *Quaternary*, v. 1, n. 3, p. 21, 2018.
- GODOY, J. M. Datação de sedimentos com 210Pb: resgate do histórico da poluição ambiental no Antropoceno. *Revista Virtual de Química, Niterói*, v. 10, n. 6, p. 1733-1757, 2018.
- GOMES, D. *et al.* Tendências de variabilidade espaço-temporal pluviométrica na bacia hidrográfica do rio Araguaia. *Enciclopédia Biosfera*, v. 16, p. 1421-1433, 2019.
- GOUDIE, A. The human impact in geomorphology—50 years of change. *Geomorphology*, v. 366, p. 106601, 2020.
- GUTIÉRREZ, M. **Geomorfología**. Editorial Prentice Hall. Madrid, España, 2008. 920 p.
- GUTIÉRREZ, M.; GUTIÉRREZ, F. Climatic geomorphology. In: Shroder, J. (Editor in Chief), James, L.A., Harden, C.P., Clague, J.J. (Eds.), **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, vol. 13, Geomorphology of Human Disturbances, Climate Change, and Natural Hazards, pp. 115–131. 2013.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, v. 258A, p. 80-971, 1960.
- HAFF, P. K. Neogeomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 83, n. 29, p. 310-317, 2002.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, v.1, 1990, Belo Horizonte. **Boletim...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1-31, n. 11, 1990.
- HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n.4, 2013.
- HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, v. 305, n. 1, p. 287-306, 1999.
- HOORN, C.; WESSELINGH, F. P.; TER STEEGE, H.; BERMUDEZ, M. A.; MORA, A.; SEVINK, J.; ANTONELLI, Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *science*, v. 330, n. 6006, p. 927-931, 2010.
- HORTON, R. E. Drainage-basin characteristics. *Eos, transactions american geophysical union*, v. 13, n. 1, p. 350-361, 1932.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 56, p. 275-370, 1945.
- HOWARD, A. D. Simulating the development of Martian highland landscapes through the interaction of impact cratering, fluvial erosion, and variable hydrologic forcing. *Geomorphology*, v. 91, n. 3-4, p. 332-363, 2007.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia**. IBGE, Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais, 2. ed. Rio de Janeiro, 2009. 182 p.

IBISATE, A.; OLLERO, A.; DIAZ, E. Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. **Limnetica**, v. 30, n. 2, p. 0169-182, 2011.

IRION, G. *et al.* Araguaia river floodplain: size, age, and mineral composition of a large tropical savanna wetland. **Wetlands**, v. 36, n. 5, p. 945-956, 2016.

JACOBI, P. R.; GUERRA, A. F. S.; SULAIMAN, S. N.; NEPOMUCENO, T. Mudanças climáticas globais: a resposta da educação. **Revista Brasileira de Educação**, vol 16, n.46, 135-148, 2011.

JORNAL NACIONAL. **No Tocantins, a seca severa transforma rios em lagos**. Por Jornal Nacional, 22h12, 30/09/2019. Disponível em: <https://g1.globo.com/jornal-nacional/noticia/2019/09/30/no-tocantins-a-seca-severa-transforma-rios-em-lagos.ghtml>. acesso em: 05/12/2019.

JUNIOR, A. P. M.; CHEREM, L. F. S., DE PAULA BARROS, L. F.; DOS SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, n. 3-4, p. 187-194, 2011.

JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; LOURIVAL, R.; WITTMANN, F.; KANDUS, P.; LACERDA, L. D.; AGOSTINHO, A. A. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquatic Conservation: marine and freshwater ecosystems**, v. 24, n. 1, p. 5-22, 2014.

KAMPF, N.; CURI, N. Formação e Evolução do solo (Pedogênese). In: **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa, MG, SBCS, 2012.

KNIGHT, J.; HARRISON, S. Limitations of uniformitarianism in the Anthropocene. **Anthropocene**, v. 5, p. 71-75, 2014.

KONG, D.; LATRUBESSE, E. M.; MIAO, C.; ZHOU, R. Morphological response of the Lower Yellow River to the operation of Xiaolangdi Dam, China. **Geomorphology**, v. 350, p. 106931, 2020.

LANA, C. E. **Influência de níveis de base nas características morfoossedimentares das bacias dos rios das Velhas e Jequitaiá (MG)**. 2010. 227 f. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2010.

LATRUBESSE, E. M. *et al.* Damming the rivers of the Amazon basin. **Nature**, v. 546, n. 7658, p. 363-369, 2017.

LATRUBESSE, E.M.; COZZUOL, M. SILVA-CAMINHA, S.A.F.; RIGSBY, C.A.; ABSY, M. L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 99-124, 2010.

LATRUBESSE, E. M. Evidence of Quaternary paleohydrological changes in middle Amazonia: the Aripuanã/Roosevelt and Jiparana fans like systems. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Supplementband, Alemanha, v. 129, p. 61-72, 2002.

LATRUBESSE, E. M. PARK, E.; SIEH, K.; DANG, T.; LIN, Y. N.; YUN, S. H. Dam failure and a catastrophic flood in the Mekong basin (Bolaven Plateau), southern Laos, 2018. **Geomorphology**, v. 362, p. 107221, 2020.

- LATRUBESSE, E. M.; AMSLER, M.; MORAIS, R. P.; AQUINO, S. The Geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: the case of the Araguaia River. **Geomorphology**. Amsterdam, v. 113, p. 239-252, 2009.
- LATRUBESSE, E. M.; KALICKI, T. Late Quaternary Paleohydrology of the Purus river, Amazon, Brazil. **Zeitschrift Fur Geomorphologie**, Tubingem, Alemanha, v. 129, p. 41-59, 2002.
- LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187- 206, 2005.
- LAWRENCE, S.; DAVIES, P.; TURNBULL, J. The archaeology of Anthropocene rivers: Water management and landscape change in 'Gold Rush' Australia. **Antiquity**, v. 90, n. 353, p. 1348-1362, 2016.
- LEAL, T. D.; MERTES, A. K. Rivers. IN: VEBLEN, T. T. YOUNG, K. R. ORME, A. R. **The Physical Geography of South America**. Oxford University Press, Inc. New York. Pg.382. 2007.
- LELI, I. T.; STEVAUX, JOSÉ C.; ASSINE, M. L. Architecture, sedimentary facies and chronology of a composite island: A model from the Upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 372, p. 107457, 2021.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel patterns; braided, meandering, and straight: U.S. **Geological Survey Professional Paper** 282-B, 51, 1957.
- LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. São Paulo, Oficina de textos. 2011,456 p.
- LEWIN, J. Floodplain geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 2, n. 3, p. 408-437, 1978.
- LIMA, F. R. **Interpretação paleogeográfica de sítios arqueológicos em solos arenosos: o caso do sítio MT1 na bacia do médio rio Tocantins (TO)**. 2015. 179 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2015.
- LIMA, M. I. C. Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico. **Apostila**, Belém do Pará, 2002.
- LININGER, K. B.; LATRUBESSE, E. M. Flooding hydrology and peak discharge attenuation along the middle Araguaia River in central Brazil. **Catena**. Cremlingen, v. 143, p. 90-101, 2016.
- LUZ, M.; MARÇAL, M. S. A perspectiva geográfica do Antropoceno. **Revista de Geografia**, v. 33, n. 2, 2016.
- MACEDO, H. A. **Geomorfologia e hidrossedimentologia da planície do Rio Paraguai, da Lagoa Vermelha à confluência do Rio Miranda, Pantanal Mato-Grossense**. 2013. 73 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013.
- MACHADO, C. A. **Gênese e morfologia de depósitos tecnogênicos na área urbana de Araguaína (TO)**. 2012. 169 f. Tese (Doutorado em Ciências Humanas) - Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2012.
- MACHADO, C. A.; SANTOS, D. A. R. Influências do controle estrutural na formação de ilhas e planícies de inundação na represa da Usina Hidrelétrica Do Estreito no rio Tocantins, Filadélfia (TO). **Sociedade e Território**, v. 32, n. 2, p. 26-46, 28 fev. 2021.

- MACKLIN, M. G. *et al.* The fluvial record of climate change. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 370, n. 1966, p. 2143-2172, 2012.
- MACKLIN, M. G.; LEWIN, J. River stresses in anthropogenic times: Large-scale global patterns and extended environmental timelines. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 43, n. 1, p. 3-23, 2019.
- MAGALHÃES JR., A. P.; BARROS, L. F. P.; COTA, G. E. M. Classificação de sistemas fluviais. In: A. P. Magalhães Junior; L. F. de P. Barros. (Org.). **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020, v. 1, p. 217-257.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**. Fortaleza, v. 13, p. 127-141, 2014.
- MCCALL, P. L.; ROBBINS, J. A.; MATISOFF, G. ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb transport and geochronologies in urbanized reservoirs with rapidly increasing sedimentation rates. **Chemical Geology**, v. 44, n. 1-3, p. 33-65, 1984.
- MCFEETERS, S. K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. **International journal of remote sensing**, v. 17, n. 7, p. 1425-1432, 1996.
- MENDES, L. A. S. **Dinâmica da paisagem na porção norte da Ilha do Bananal-TO e adjacências ao longo do Quaternário tardio**. 2019. 130 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, UFPA, Belém, 2019.
- MENESES, P., R.; SANO, E., E. Sensor Radar de abertura sintética. IN: MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília, 2011.
- MERINO, EDER RENATO; ASSINE, MARIO LUIS. Hidden in plain sight: How finding a lake in the Brazilian Pantanal improves understanding of wetland hydrogeomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 45, n. 2, 2019.
- MEYBECK, M.; LESTEL, L. A Western European River in the Anthropocene: The Seine, 1870–2010. In: **Rivers of the Anthropocene**. University of California Press, 2017. p. 84-100.
- MONASTERSKY, R. Anthropocene: The human age. **Nature News**, v. 519, n. 7542, p. 144, 2015.
- MONEGAGLIA, F.; ZOLEZZI, G.; GÜNERALP, I.; HENSHAW, A. J.; TUBINO, M. Automated extraction of meandering river morphodynamics from multitemporal remotely sensed data. **Environmental Modelling & Software**, v. 105, p. 171-186, 2018.
- MORAIS, R. P. **A Planície Aluvial do Médio Araguaia: processos geomorfológicos e suas Implicações Ambientais**. 2006. Tese de doutorado, CIAMB - UFG, 2006.
- MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In GERRA, A. J.T. e CUNHA, S. B. (org) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Ed. Bertrand Brasil, 1995, p.335-364.
- MPF - Ministério Público Federal. **Índios da Ilha do Bananal (TO) buscam solução para deslocamentos devido à seca no rio Javaés**. 11/07/2013 disponível em: <http://www.mpf.mp.br/to/sala-de-imprensa/noticias-to/ministerio-publico-federal-promove-audiencia-publica-sobre-a-falta-de-agua-potavel-em-aldeias-da-ilha-do-bananal>. Acesso em: 08/12/2019.

- MUTANGA, O.; KUMAR, L. Google Earth Engine Applications. **Remote Sens.** vol 11, p. 591. 2019
- NARDINI, A.; YÉPEZ, S.; BEJARANO, M. D. A Computer Aided Approach for River Styles—Inspired Characterization of Large Basins: A Structured Procedure and Support Tools. **Geosciences**, v. 10, n. 6, p. 231, 2020.
- NERY, J. R. C. **Determinação da taxa de sedimentação na foz do rio Amazonas usando o ^{210}Pb como geocronômetro.** 2009. 156 f. Tese (doutorado em geociências) - UNESP, Rio Claro, 2009.
- NICHOLS, K.; GOGINENI, B. The Anthropocene's dating problem: Insights from the geosciences and the humanities. **The Anthropocene Review**, v. 5, n. 2, p. 107-119, 2018.
- NIKIFOROVA, K. V. Lower boundary of the Quaternary (Anthropogene). **International Geology Review**, v. 25, n. 5, p. 596-600, 1983.
- NOTEBAERT, B.; BROOHAERTS, N.; VERSTRAETEN, G. Evidence of anthropogenic tipping points in fluvial dynamics in Europe. **Global and planetary change**, v. 164, p. 27-38, 2018.
- NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto - Princípios e Aplicações**, 2ª edição. São Paulo: Edgard Blücher, v. 308, 2008.
- NUNES, J. O. R.; SANT, J. L.; NETO, A.; TOMMASSELLI, J. T. G.; AMORIM, M. C. D. C. T.; PERUSI, M. C. A influência dos métodos científicos na Geografia Física. **Terra Livre**, São Paulo, n. 22, p. 121-132, 2006.
- O'BRIEN, G. R.; WHEATON, J. M.; FRYIRS, K.; MACFARLANE, W. W.; BRIERLEY, G.; WHITEHEAD, K. VOLK, C. Mapping valley bottom confinement at the network scale. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 9, p. 1828-1845, 2019.
- ORME, A. R. Tectonism, climate, and geomorphology. In: Shroder, J. (Editor in Chief), ORME, A.R., SACK, D. (Eds.), **Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, CA, vol. 1, The Foundations of Geomorphology, 2013. pp. 146–189.
- PARK, E.; LATRUBESSE, E. M. The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. **Remote Sensing of Environment**, v. 198, p. 321-332, 2017.
- PASSOS, M. S.; SOARES, E. A. A.; TATUMI, S. H.; YEE, M., MITTANI, J. C. R.; HAYAKAWA, E. H.; SALAZAR, C. A. Pleistocene-Holocene sedimentary deposits of the Solimões-Amazonas fluvial system, Western Amazonia. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 98, p. 102455, 2020.
- PELOGGIA, A. U. G. O problema estratigráfico dos depósitos tecnogênicos. In: **Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**. 2003. p. 2003.
- PIACENTE, S. 4 Man as geomorphological agent. In: **Developments in Earth Surface Processes IV**. Elsevier, 1996. p. 197-214.
- PIÉGAY, H.; SCHUMM, S. A. System approaches in fluvial geomorphology. **Tools in fluvial geomorphology**, p. 103-134, 2003.
- PLOTZKI, A. *et al.* Geomorphology and evolution of the late Pleistocene to Holocene fluvial system in the south-eastern Llanos de Moxos, Bolivian Amazon. **Catena**, 127 (2015), pp. 102-115 2015.

- POMEROL, C.; LAGABRIELLE, Y.; RENARD, M.; GUILLOT, S. **Princípios de geologia: técnicas, modelos e teorias**. 14ed – Tradução, Bookman, 2013.
- PRESS, F; SIEVER R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra**. 4. ed. Tradução, Porto Alegre, Bookman, 2006. p. 656
- PRICE, S. J., FORD, J. R., COOPER, A. H.; NEAL, C. Humans as major geological and geomorphological agents in the Anthropocene: the significance of artificial ground in Great Britain. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 369, n. 1938, p. 1056-1084, 2011.
- PUPIM, F. N. **Geomorfologia e paleo-hidrologia dos megaleques dos rios Cuiabá e São Lourenço, quaternário da Bacia do Pantanal**. 2014. 109 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2014.
- RHOADS, B. L. **River dynamics: Geomorphology to support management**. Cambridge University Press, 2020.
- ROBINSON, M. C. Harold N. Fisk: a luminescent man. **Engineering geology**, v. 45, n. 1-4, p. 37-44, 1996.
- ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 61, n. 1, p. 21-58, 2016.
- RUBAN, D. A. Geological Heritage of the Anthropocene Epoch—A Conceptual Viewpoint. **Heritage**, v. 3, n. 1, p. 19-28, 2020.
- SÁ, J. H. M.; CHAFFE, P. L. B.; QUILLET, M. J. J. The influence of the interception process on the precipitation quality in a catchment covered by subtropical Atlantic Forest. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 4, p. 742–751, 2016
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares **Geonomos**. Revista de Geociências da UFMG, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SACEK, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 401, p. 301-12. 2014.
- SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, v. 3, n. 1, p. 64-78, 2007.
- SALGADO-LABOURIAU, M. L. 2007. **Critérios e técnicas para o Quaternário**. São Paulo: Ed. Blücher. 387p.
- SANTOS, D. A. R. **A rede de drenagem e seu significado geomorfológico: anomalias de drenagens e tectônica recente na bacia do rio Formoso, Tocantins**. 2016. 157f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – UFT, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Porto Nacional, 2016.
- SANTOS, D. A. R. S.; CHEREM, L. F. S. Análise de dados de Sensoriamento Remoto nas estimativas de variabilidade espacial e temporal de superfícies de inundação na planície fluvial do rio Javaés, TO. **Caderno de Geografia**, v. 31, n. 67, p. 1169–1169, 2021. DOI:10.5752/P.2318-2962.2021v31n67p116
- SANTOS, D. A. R.; CREMON, É. H.; CHEREM, L. F. S. Temporal trends in sand bars and water bodies on the right side of the world's largest fluvial island - Javaés River. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 25, n. 1, 2024. DOI: 10.20502/rbgeomorfologia.v25i1.2427.

- SANTOS, D. A. R.; PINTO, L. A.; ARAUJO, S. R.; MACHADO, C. A. Análise dos processos morfodinâmicos e diagnóstico dos impactos ambientais no baixo curso do córrego Neblina, Araguaína (TO). IN: **Geografia Física e as Mudanças Globais**. 12ed. Fortaleza, Edições UFC, v.1, 2019.
- SCHALLER, N.; GRIESSER, T.; FISCHER, A.; STICK-LER, A.; ONNIMANN, S. Climate effects of the 1883 Krakatoa eruption: Historical and present perspectives. **Vjschr. Natf. Ges. Zürich**, 154, 31-40. 2009.
- SCHUM S. A 1960. **The shape of alluvial channels in relation to sediment type**. U. S Geol Surv. Prof. Pap., 352 B: 17-30.
- SCHUMM, S. A. 1963. **A tentative classification of alluvial river channels**. U. S. Geol. Surv. Circ. 477 p.
- SCHUMM, S. A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 236 p. 2005.
- SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: John Wiley, 1977. 338p
- SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, space, and causality in geomorphology. **American journal of science**, v. 263, n. 2, p. 110-119, 1965.
- SEAR, D; NEWSON, M. D; THORNE, C. R. **Guidebook of Applied Fluvial Geomorphology**. London: Thomas Telford; 2010, 262 p.
- SERVELLO, E. L.; SANO, E. E.; PANTOJA, N. V. Sentinel-1 SAR: efeito de filtros espaciais no estudo do uso do solo amazônico. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17, 2015, João Pessoa. **Anais....** São José dos Campos: INPE, 2015. p. 5173-5179.
- SILAS, W. Seca no Rio Javaés e a sensação de angústia. **Atitude Tocantins: portal de notícias**. Palmas, 23/08/2016.
- SILVA A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (texto, mapas e SIG)**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, 2003. p. 55-85.
- SILVA, G. P. A.; CRUZ MIRANDA, M. C. Quaternário: cienciometria e mapeamento dos estudos palinológicos do bioma Cerrado e importância para arqueologia. **Geosul**, v. 34, n. 73, p. 81-106, 2019.
- SILVA, R. A. Urbanização pela Migração em Araguaína-TO. **Caminhos de Geografia**, v. 17, n. 59, p. 228-243, 2016.
- SLOSS, C. R. *et al.* An introduction to dating techniques: a guide for Geomorphologists. **Treatise on Geomorphology**, v. 14, p. 346-369, 2013.
- SMITH, M. J.; PAIN, C. F. Applications of remote sensing in geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 4, p. 568-582, 2009.
- SOBRINHO, J. F. A paisagem na ciência geográfica. **Revista Homem, Espaço e Tempo**. Acarau, 2010.
- STEFFEN, W.; BROADGATE; W.; DEUTSCH, L.; GAFFNEY, O.; LUDWIG, C. The trajectory of the Anthropocene: the great acceleration. **The Anthropocene Review**, v. 2, n. 1, p. 81-98, 2015.

- STEVAUX, J. C. **O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. 1993, (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo.
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo, Oficina de Textos, Coleção Geografia, v. 3 2017, p.336.
- STOLAR, D. B.; WILLETT, S. D.; ROE, G. H. Climatic and tectonic forcing of a critical orogen. **Special Papers-Geological Society of America**, v. 398, p. 241, 2006.
- SUBRAMANIAN, M. Anthropocene now: Influential panel votes to recognize Earth's new epoch. **Nature**, 2019.
- SUGAWARA, L. M.; RUDORFF, B. F. T.; ADAMI, M. Viabilidade de uso de imagens do Landsat em mapeamento de área cultivada com soja no Estado do Paraná. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 43, n. 12, p. 1777-1783, 2009.
- SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 1. ed. São Paulo, Oficina de Textos, 2010.
- SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, Brasil. 400 p. 2003.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. Universidade Federal de Santa Catarina, 1990.
- SYVITSKI, J. P. M; KETTNER, A. Sediment flux and the Anthropocene. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 369, n. 1938, p. 957-975, 2011.
- SZABÓ, J. Anthropogenic geomorphology: subject and system. In: **Anthropogenic Geomorphology: A Guide to Man-Made Landforms**. SZABÓ, J. DÁVID, L. LÓCZY, D. (Orgs.). SPRINGER. Dordrecht Heidelberg London New York, 2010. p. 3-10.
- SZYPULA, B. Digital elevation models in geomorphology. **Hydro-Geomorphology-Models and Trends**. InTechOpen, 2017b, p. 81-112, 2017.
- TARDY, Y.; ROQUIN, C. Dérive des continents: paléoclimats et distribution des couvertures pédologiques tropicales (Continental drift: paleoclimates and distribution of the pedological tropical covers). **Bulletin de l'Association de Géographes Français**, v. 77, n. 4, p. 373-383, 2000.
- TAROLLI, P.; MUDD, S. M. **Remote Sensing of Geomorphology**. Elsevier, Vol. 23. 2019, P.380.
- THOMAS, M F. Landscape sensitivity in time and space—an introduction. **Catena**, v. 42, n. 2-4, p. 83-98, 2001.
- THORNDYCRAFT, V. R.; BENITO, G.; GREGORY, K. J. Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. **Geomorphology**, v. 98, n. 1-2, p. 2-12, 2008.
- TUCKER, M. E. **Rochas sedimentares: guia geológico de campo**. Tradução: Rualdo Menegat, 4ª edição. 2014. 324p.
- TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n. 3, p. 159-218, 2004.
- UDDIN, K.; MATIN, M. A.; MEYER, F. J. Operational flood mapping using multi-temporal sentinel-1 SAR images: a case study from Bangladesh. **Remote Sensing**, v. 11, n. 13, p. 1581, 2019.

VALE, C. C. Teoria geral do sistema: histórico e correlações com a Geografia e com o estudo da paisagem. **Entre Lugar**, v. 6, p. 85-108, 2012.

VALENTE, C. R. **Controles físicos na evolução das unidades geoambientais da Bacia do Rio Araguaia, Brasil Central**. 2007. 156 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais), CIAMB, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2007

VALERIANO, M. M. **TOPODATA**: guia de utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: INPE, 2008. Acesso em: 17 de outubro de 2010. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/guia_enx.pdf>.

VANE, C. H., CHENERY, S. R., HARRISON, I., KIM, A. W., MOSS-HAYES, V., & JONES, D. G. (2011). Chemical signatures of the Anthropocene in the Clyde estuary, UK: sediment-hosted Pb, 207/206Pb, total petroleum hydrocarbon, polyaromatic hydrocarbon and polychlorinated biphenyl pollution records. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 369, n. 1938, p. 1085-1111, 2011.

VITTE, A. C. A construção da geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3 p. 91-108, 2011.

WOHL, E. Time and the rivers flowing: Fluvial geomorphology since 1960. **Geomorphology**, v. 216, p. 263-282, 2014.

ZALASIEWICZ, J. *et al.* Stratigraphy of the Anthropocene. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 369, n. 1938, p. 1036-1055, 2011.

ZALASIEWICZ, J.; WILLIAMS, M. The Anthropocene: A comparison with the Ordovician–Silurian boundary. **Rendiconti Lincei**, v. 25, n. 1, p. 5-12, 2014.

ZANI, H., ASSINE, M. L., SILVA, A., CORRADINI, F. A. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no Megaleque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, 2009.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing** (Print), v. 33, p. 6060-6075, 2012.

ZERNITZ, E. R. Drainage Patterns and their significance. **The Journal of Geology**, v. 40, n. 6, p. 498-521, 1932.

ZHUANG, Y.; KIDDER, T. R. Archaeology of the Anthropocene in the Yellow River region, China, 8000–2000 cal. BP. **The Holocene**, v. 24, n. 11, p. 1602-1623, 2014.

3. ARTIGO 1 - ANÁLISE DE DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO NAS ESTIMATIVAS DE VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE SUPERFÍCIES DE INUNDAÇÃO NA PLANÍCIE FLUVIAL DO RIO JAVAÉS, TO

Daniel Araujo Ramos dos Santos

Mestre em Geografia/Instituto de Estudos Socioambientais (IESA/UFG), Brasil

daniel.a.sants@hotmail.com

Luis Felipe Soares Cherem

Doutor em Geografia/Instituto de Estudos Socioambientais (IESA/UFG), Brasil

luis.cherem@gmail.com

Resumo

A presente pesquisa analisou a variabilidade da inundação na zona deposicional do rio Javaés, relacionando os resultados com a dinâmica de precipitação e vazão entre 1984 e 2020. Dados de Sensoriamento Remoto foram processados na plataforma Google Earth Engine, com a criação de mosaicos mensais e anuais de imagens da série LANDSAT, e dados do projeto TerraClimate. Dados de vazão média mensal de estações na região da bacia foram coletados no sistema Hidroweb. Assinaturas espectrais de pontos amostrais de inundação foram extraídas dos mosaicos por meio software QGIS. A análise de estatística descritiva das amostras com valores de reflectância da superfície possibilitou a identificação de um limiar para o fatiamento da Banda do SWIR1, gerando classificações temporais de superfície inundada. Os dados estimados e organizados também foram avaliados por testes de tendência sazonal de Mann Kendall. Os dados derivados do fatiamento da banda SWIR1 foram comparados com índices espectrais de identificação de água NDWI e MNDWI. Os resultados revelam que os índices espectrais apresentam valores inferiores de área mapeada quando comparados com os resultados do fatiamento da banda SWIR1, com concentração de área em rios e lagoas. Os dados revelam ainda que a sazonalidade climática estabelece ciclos de inundação monomodais, com maior recorrência em planos abaciados, atingindo um terço da área de estudo, com a redução de 3,3% durante secas anuais. O teste de tendência Mann-Kendall indica forte regressão na ocorrência da inundação nos últimos 35 anos. Testes sazonais de Mann-kendall também indicam significativas regressões na vazão e precipitação no rio Javaés, com concentração nos meses de seca e no início das chuvas. Dados topográficos revelam que paleoformas no interior da ilha do Bananal controlam a conectividade entre áreas inundadas.

Palavras-chave: Áreas úmidas, Sensoriamento Remoto, Ilha do Bananal, Conectividade.

3.1. Introdução

Registros arqueológicos de diferentes períodos históricos evidenciam o papel crucial dos ambientes naturalmente inundáveis no desenvolvimento de diversas sociedades no mundo antigo (BARBIER *et al.*, 1997; TURNER *et al.*, 2000; BURN, 2018; MACKLIN; LEWIN, 2019). O ciclo natural de inundação é coordenado pela relação de sistemas geomorfológicos (rios e planícies de inundação) com as fases de precipitação, inundação e vazante, que viabilizam a manutenção pedológica e ecológica de diversas áreas úmidas na superfície terrestre

(JUNK *et al.*, 1989). Essa dinâmica permitiu a diversos povos como os egípcios, persas/babilônicos, hindus e chineses desenvolverem sistemas econômicos baseados em agricultura sazonal em grandes escalas, o que financiou a expansão destes grupos sobre grandes territórios (MALTBY, 2009; ZHUANG; KIDDER, 2014; SHAO *et al.*, 2021). Segundo Brooks (2006) e Bernhardt *et al.* (2012), evidências palinológicas e estratigráficas no delta do rio Nilo revelam que este ambiente foi impactado por vários episódios de secas, com variações na frequência de precipitação nas zonas de cabeceiras durante o Holoceno médio e superior, eventos que correlacionaram com secas documentadas (5.000, 4.200 e 3.000 A.P.).

As áreas sujeitas a inundação natural ainda desempenham papel de destaque nas cadeias produtivas humanas, com a otimização do uso agrícola e a captação de recursos hídricos (MITSCH; GOSELINK, 2000; JUNK, 2013; JUNK *et al.*, 2014, KANDUS *et al.*, 2018). Neste contexto, o mapeamento de áreas úmidas, especificamente aqueles voltados para identificação dos status dinâmicos da água em superfície, podem ser importantes ferramentas para a mensuração das potencialidades e fragilidades destes ambientes, como o auxílio em tomadas de decisões políticas/administrativas voltadas a preservação e uso racional (HU *et al.*, 2017). Alguns autores apontam que mapeamentos globais sobre as dimensões dos ambientes de inundação realizados até o início do século 21 apresentam diversas discrepâncias, devido principalmente a incompatibilidades de escalas regionais e uma falta de padronização metodológica, além de uma implícita subestimação do papel antrópico (FINLAYSON *et al.*, 1999; REBELO *et al.*, 2009; GUO *et al.*, 2017).

Estimativas indicam que as áreas úmidas apresentam tendência de redução, ocupando entre 3 e 8% da superfície terrestre, com maior ocorrência em zonas boreais e árticas (TINER, 2016). O mapeamento global de águas abertas apresentado por Pekel *et al.* (2016), cobrindo o período entre 1985 e 2015, indica redução de aproximadamente 90.000 km² de áreas úmidas, com maior impacto em regiões com uso intensivo do solo. Davidson *et al.* (2018) por meio do uso de dados de sensoriamento remoto revisaram e estimaram diversos inventários, e indicaram que estas áreas úmidas ocupam aproximadamente 12 milhões de km².

No médio curso do rio Araguaia, a planície do Bananal se destaca como um importante compartimento influenciado pela sazonalidade climática, que condiciona ampla área úmida durante o período de chuvas, em uma região de transição entre o domínio do Cerrado e Floresta Amazônica (JUNK, 2013; IRON *et al.*, 2016; MENDES, 2019). Essa área é definida como um compartimento regional da Bacia Sedimentar do Bananal, um complexo mosaico de unidades

morfossedimentares que cobrem mais de 100 mil quilômetros quadrados, figurando entre as quatro maiores áreas inundadas na América do Sul (HAMILTON *et al.*, 2002; VALENTE *et al.*, 2013). Neste contexto, o histórico de análises geomorfológicas na bacia do rio Araguaia revela tendências de mudanças expressivas na morfologia da planície aluvial nas últimas décadas, em paralelo aos avanços da fronteira agrícola (MORAIS *et al.*, 2008; BAYER; ZANCONPÉ, 2014; BAYER *et al.*, 2020). De tal forma, observa-se que são poucos os trabalhos dedicados a avaliar a dinâmica de inundação na planície (várzeas). Destaca-se a iniciativa de Hamilton *et al.* (2002) que mapearam em escala continental as maiores áreas úmidas na América do Sul, e IRON *et al.* (2016), que analisaram a abrangência dos pulsos de inundação e conectividade no alto e médio Araguaia.

A zona de deposição na bacia do rio Javaés compõe uma expressiva área da Planície do Bananal, e permite uma avaliação mais detalhada sobre como as forças motrizes e de emulação se integram e condicionam a paisagem em curto termo. No contexto climático, a área tem apresentado prolongamento do período de estiagem, resultando em secas hidrológicas mais severas que têm afetado os rios da região durante a última década (FLEISCHMANN, 2016; ESPINOZA *et al.*, 2019). Neste contexto, percebeu-se a necessidade de compreender se a dinâmica de inundação apresenta tendências de ajuste por parte de fatores controladores (climáticos, geológicos e geomorfológicos) em curto termo.

Disto exposto, a presente pesquisa buscou analisar a variabilidade espacial e temporal do processo de inundação na zona deposicional da bacia do rio Javaés, considerando a dinâmica das variáveis climáticas e geomorfológicas. Desta forma, foram realizadas análises conjuntas de dados de Sensoriamento Remoto gerados entre 1984 a 2020, séries hidrológicas de vazão e dados de precipitação de mesmo período. Modelos de hidroperíodo são apresentados, com a caracterização da ocorrência da inundação, assim como análises de tendências e correlação entre dados destacados.

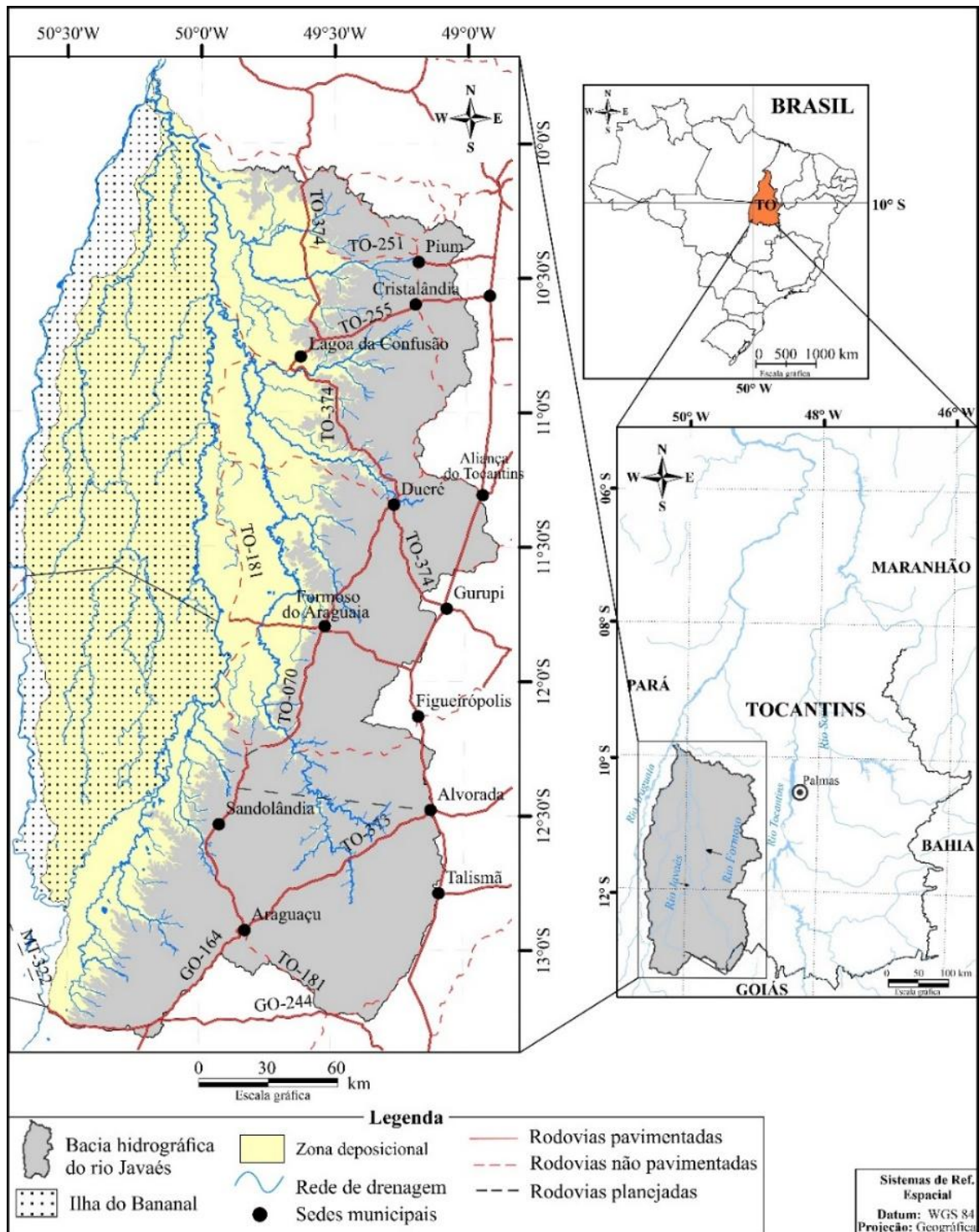
3.2. Materiais e métodos

3.2.1. Área de estudo: Aspectos geológicos e geomorfológicos

O trado deposicional do rio Javaés compõe o médio curso da bacia do rio Araguaia, compreendendo uma porção significativa da ilha do Bananal (Figura 3.1). Em termos geológicos, situa-se na porção leste da Bacia Sedimentar do Bananal, um amplo compartimento intracratônico com aproximadamente 106.000 km² (SILVA *et al.*, 2003). Registros

sedimentares indicam que o ambiente apresenta desenvolvimento por fases de deposição fluvial e lacustre, marcado por oscilações climáticas pleistocênicas (VALENTE; LATRUBESSE, 2012).

Figura 3.1 – Localização da área de estudo.



Fonte: os autores.

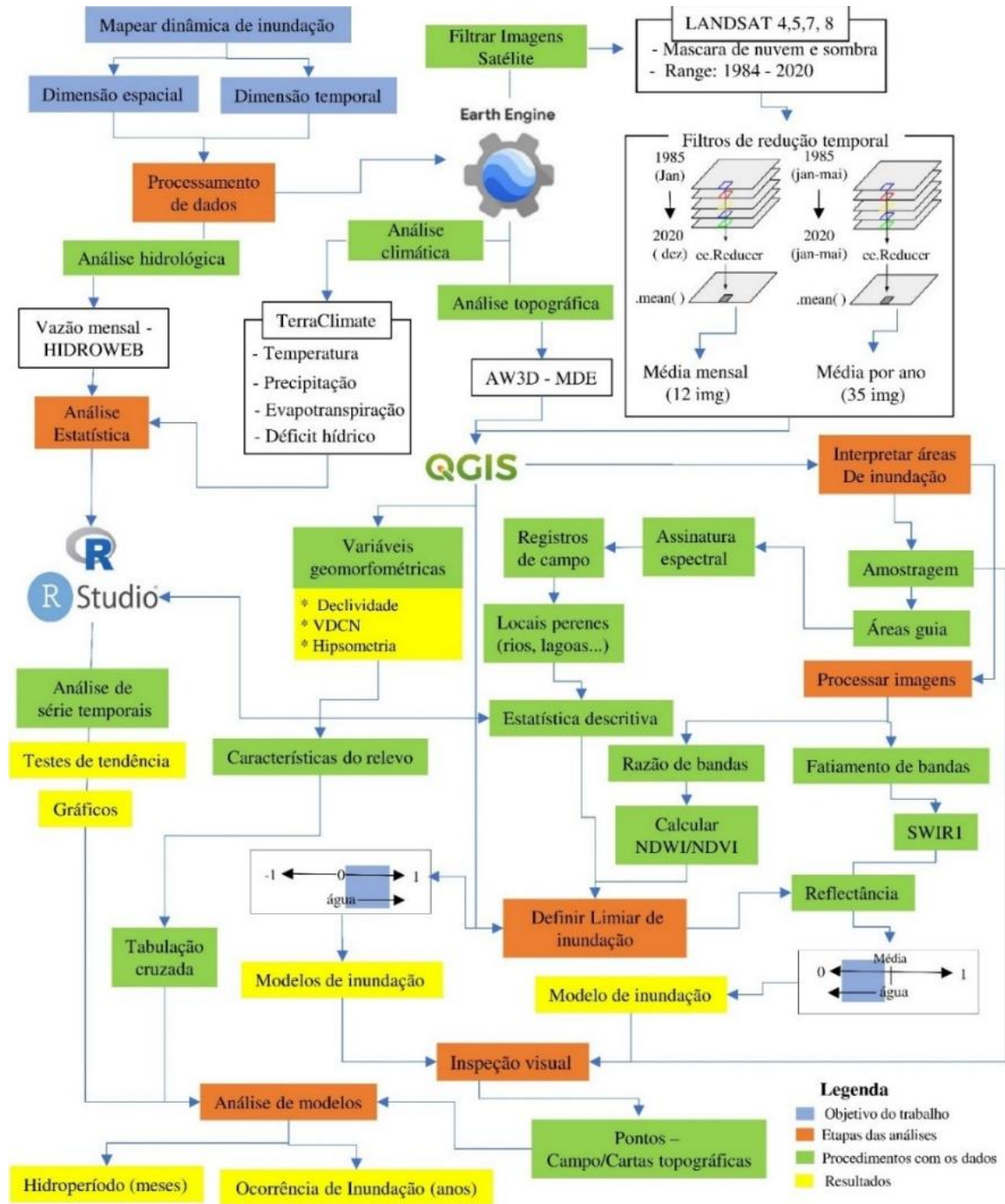
Mapeamentos regionais indicam que esse baixo estrutural é controlado por um sistema de falhas e fraturas associadas ao Lineamento Transbrasiliano (LTB), que é preferencialmente orientado no sentido SW-NE e apresenta diferentes fases de reativação (ASSINE; SOARES, 2004; SANTOS *et al.*, 2013); falhas do Lineamento Tocantins-Araguaia, reconhecidos com orientação preferencial junto a Faixa Araguaia no sentido S-N, com estruturas recobertas por material inconsolidado no contato com o Cráton Amazônico (MAMEDE *et al.*, 1981; IBGE, 2007).

As unidades cenozoicas são organizadas regionalmente por Stropper *et al.* (2014) em três conjuntos: 1) depósitos aluvionares com idade holocênica, originados da migração lateral dos rios, formando planícies aluviais ativas com espirais de meandros, 2) Formação Araguaia com fácies arenosa, laterítica e aluvial em idade pleistocênica, e fácies de terraços aluvionares compostos por material siltico-argiloso, arenoso, semiconsolidado e parcialmente laterizado (120.000 a 34.000 A. P.); 3) Coberturas detrítico-lateríticas com horizonte concrecionário e ferruginoso inconsolidados, distribuídas como núcleos superficiais contínuos de material areno-argiloso, marcando uma transição do neógeno para o pleistoceno. Conforme o mapeamento geológico do IBGE (2007), 78% da área está associada a unidade da Formação Araguaia (Q1Q2b).

3.2.2. Fonte dos materiais

Foram selecionados dados vetoriais de Geologia, Geomorfologia e Pedologia disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, na escala de 1:250.000. Imagens orbitais do satélite LANDSAT 4 e 5 (L4 e L5), sensor TM (*Thematic Mapper*); LANDSAT 7 (L7), sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*); também LANDSAT 8 (L8), sensor OLI (*Operational Terra Imager*) (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Fluxograma dos procedimentos metodológicos adotados na pesquisa.



Fonte: os autores.

As imagens foram selecionadas a partir de scripts elaborados na plataforma Google Earth Engine (GEE), por meio da filtragem de metadados da coleção *Surface reflectance* (SR), dados já pré-processados e disponibilizados pela *United States Geological Survey* (USGS), com ortorretificação e correção atmosférica (SCHMIDT *et al.*, 2013). Também foi criado um mosaico de imagens do satélite Sentinel 2B (2017-2020), sensor MSI (*multi-spectral*

instrument), especificamente as bandas Blue, Green, Red e NIR, da coleção da *European Space Agency* (ESA).

Foi utilizado o Modelo Digital de Superfície (MDS) AW3D do projeto ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) de 2018, gerado pelo processamento de dados do sensor Pancromático PRISM, elaborado pela JAXA (*Japan Aerospace eXploration Agency*), com resolução espacial de 30 m. Ainda no GEE foram coletados dados do projeto TerraClimate de precipitação, evapotranspiração e déficit hídrico (def), conforme as definições de Abatzoglou *et al.* (2018). Dados de vazão média mensal organizados e distribuídos pela Agência Nacional das Águas (ANA) foram coletados de duas estações no rio Javaés: Barreira do Pequi e Barreira da Cruz, e para fins de ajustes nas séries históricas, dados de três estações no rio Araguaia: Aruanã, Luís Alves e São Felix.

3.2.3. Processamento e Análise dos dados

No QGIS 3.16 foi feita a delimitação da bacia hidrográfica e da rede de drenagem do rio Javaés por meio da interpretação visual das imagens do Sentinel 2 e do MDE AW3D, conforme Santos e Morais (2017). A zona deposicional foi delineada de forma vetorial a partir da análise conjunta de unidades deposicionais e modelados de acumulação definidos pelo mapeamento do IBGE (2007), e variáveis topográficas derivadas do MDE. Por meio da ferramenta *Vertical Distance to Channel Network* (VDCN), foi definido um modelo classificado em quebras naturais da altura do relevo em relação a drenagem mais próxima. Assim, estas informações combinadas com rotinas de análises de perfis longitudinais e varredura possibilitaram a identificação de pontos de quebra no relevo (SILVA; DA SILVA, 2018).

No GEE foram criados dois conjuntos de imagens de redução derivadas das coleções do LANDSAT, através de processos de filtragem espacial, espectral e temporal (Figura 3.2), considerando limite da zona deposicional. Para a área de estudo, foram encontradas 31 cenas do L4, 4.174 cenas do L5, 4.803 cenas do L7 e 2.155 cenas do L8. O percentual máximo de cobertura de nuvens e sombras estabelecido por cenas foi de 60%. Sobre estas imagens foi aplicada uma função de máscara de pixel baseada no algoritmo *C Function of Mask* (CFMask), que qualifica os pixels de cada cena e possibilita mascarar nuvens e sombras nas imagens (SCHMIDT *et al.*, 2013). Estes processos resultaram em um conjunto reduzido e qualificado de 9.178 cenas.

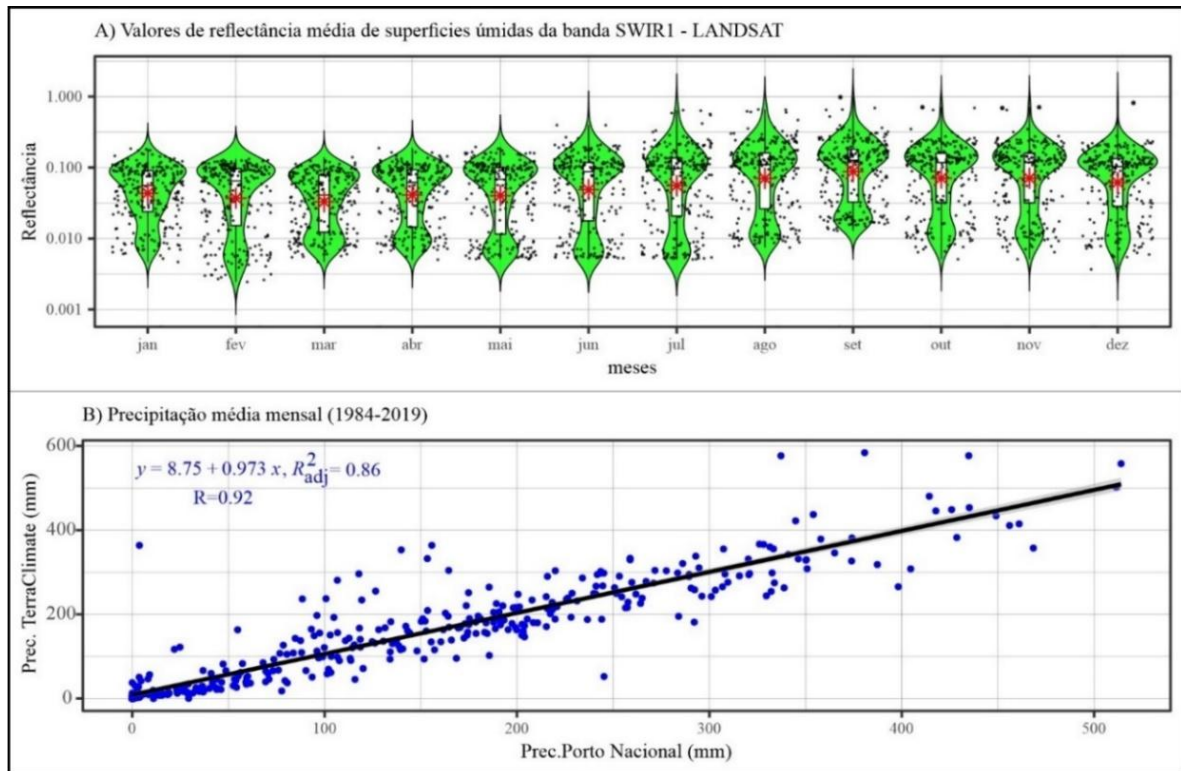
Entre os filtros de redução espectral testados, optou-se pela relação de média entre as imagens encontradas para o período estabelecido. Desta forma, criou-se um primeiro grupo corresponde a 12 imagens com valores de reflectância média para cada mês, entre 1985 e 2020; o segundo grupo corresponde a 35 imagens com valores médios representativos de um determinado ano, considerando apenas os meses de intensificação da precipitação e consequentemente maior probabilidade de cheias/inundação na área de estudo. Aplicou-se os índices baseados na razão de bandas espectrais mais comuns para a identificação de água em superfície (FEYISA *et al.*, 2014; ACHARYA *et al.*, 2018; FISHER, *et al.*, 2016), como o *Normalized Difference Water Index* (NDWI) proposto por Mcfeeters (1996, 2013), e o *Modified Normalized Difference Water Index* (MNDWI), modelo aperfeiçoado por XU (2006).

Conforme Meneses e Almeida (2012) e Barbosa (2019), a água apresenta resposta de refletância da superfície muito baixa nas faixas do visível e infravermelho quando comparada com outros alvos como solo e vegetação. Jensen e Epiphanyo (2009) indicam em ensaios que a diferenciação de corpos aquáticos em relação a outros alvos é mais bem observada nas faixas do infravermelho próximo e médio (entre 740 e 2500 nm), já que neste domínio espectral a água apresenta uma relação inversa com coeficientes de espalhamentos baixos e de absorção altos, comportando como um corpo negro. Zani e Rossetti (2012) também observam que água líquida apresenta valores de reflectância baixos à medida que ocorre o aumento dos comprimentos de onda. Os autores sugerem a estratégia de identificação de um limiar adequado para o fatiamento de banda SWIR1 do LANDSAT (Figura 3.3), se destacando entre outras técnicas como um método de alta acurácia e de rápido processamento.

Para a aplicação do fatiamento de imagens SWIR1, foi elaborada uma chave de interpretação baseada na observação das condições hidroclimáticas em locais selecionados, e amostragem de zonas de controle para coleta de assinatura espectral de pixels de água, coletadas no QGIS sobre os mosaicos de imagens preparados. Ao considerar os pressupostos apresentados por Menezes e Almeida (2012), a escala cartográfica identificada nos dados gerados derivados das imagens LANDSAT (30m/pixel) foi de 1:100.000. Desta forma, a posição dos pontos foi validada pelo reconhecimento de massas de águas e ambientes úmidos presentes no mosaico de cartas topográficas de 1:100.00 do DSG, com auxílio visual de imagens de alta resolução presentes no Google Maps, disponíveis virtualmente no QGIS. Zonas circulares com raio de 150 m foram distribuídas sobre rios, lagoas e suas bordas (auréola de colmatagem), várzeas e meandros abandonados. Os dados amostrais foram trabalhados no software de estatística R 4.2 (R CORE TEAM, 2020). Com as informações organizadas por

mês, foram elaborados gráficos de violino e bloxplots com a finalidade identificar valores anômalos e tendências de distribuição (Figura 3.3).

Figura 3.3 – Representações gráfica dos valores amostrais de refletância da água por mês (A). Gráfico de dispersão da relação de dados de chuva entre estação convencional e o TerraClimate (B).



Elaboração: os autores.

Os valores de refletância da superfície foram normalizados entre 0 e 1. Os pontos distribuídos nos gráficos na Figura 3.3 ao longo de cada conjunto mensal indicam as posições das amostras no decorrer da série anual; os traços vermelhos indicam a posição da mediana e o asteriscos em vermelho os valores de média por mês. No primeiro quartil entre meses representa a possível resposta espectral de pixels puros em ambientes somente com água (JENSEN, EPIPHANIO, 2009). Os valores próximos a 0,12 são identificados como correlacionáveis com ambientes com vegetação aquática ou de vegetação arbustiva e campestre, como o Campo Sujo Úmido e o Parque Cerrado, ambos com murundus (RIBEIRO; WALTER, 1998; BARBOSA, 2019).

Na Figura 3.4, os dados plotados e ajustados à base de log10 indicam uma densificação das amostras concentradas entre o terceiro e quarto quartil, com distribuição assimétrica na maior parte dos meses de forma unimodal, e discreta distribuição bimodal nos meses de transição da estação chuvosa para seca (maio) e de seca para chuvosa (setembro). Em

comparação a distribuição anual das chuvas, observou-se que os valores de reflectância são correlacionáveis com as taxas de precipitação e de vazão dos rios, conforme Zani e Rossetti (2012), com redução dos valores de reflectância em meses chuvosos (entre dezembro e abril) e consequentemente elevação nos valores de reflectância nos meses de estiagem (entre junho e novembro). Desta forma, ao considerar o comportamento da amostragem em diferentes ambientes, estabeleceu-se como limiar de fatiamento da banda SWIR1 para a separação binária de ambiente com saturação hídrica, sendo todos os valores com referência de ND menor que 0,10.

Os dados climáticos do TerraClimate foram pré-organizados no GEE como séries temporais de médias e acumulados mensais entre 1984 e 2020 da precipitação, evapotranspiração e déficit hídrico. Por se tratar de dados matriciais, foi aplicada funções de redução por região (área de estudo) para valores médios. Posteriormente os dados foram analisados no software R, com a aplicação de testes de regressão linear simples para a verificação de precisão das informações em relação a dados convencionais. Foi utilizado dados da estação Porto Nacional – TO, única na região com série temporal completa (1984-2019) (Figura 3.3B). A Correlação entre as variáveis apresentou valores p-valor $<0,01$, com um forte grau de dependência positiva, com valor de R de 0,92, e de R^2 ajustado (R^2_{adj}) de 0,86.

O teste não paramétrico de Mann-Kendall foi utilizado para se verificar a presença ou ausência de tendência nos dados ao longo de séries temporais (YAN *et al.*, 2020). Para os dados de inundação, utilizou-se a função ‘mk.test’ do pacote TREND no R, onde se verifica se os dados da variável ambiental(y) apresentam mudanças em função da variável de tempo (x). Assim, duas hipóteses são testadas: H_0 - hipótese nula: Não há tendência nos dados; H_1 - hipótese alternativa: Uma tendência está presente nos dados, que pode ser de elevação ou redução (HELSEL; FRANS, 2006). Desta forma, o teste estabelece a rejeição de H_0 conforme a significância do valor de p adotado (KAHYA; KALAYCI, 2004). Para os dados com sazonalidade (variáveis climáticas e vazão média mensal), aplicou-se o teste de Mann-Kendall modificado - *Seasonal Kendall trend Test*, com os mesmos pressupostos de interpretação que sua versão simples, porém com avaliação adequada para avaliação de dados sazonais. O valor de estatística S indica a direção da série, podendo ser negativa (baixa) ou positiva (alta), e o índice tau é a normalização deste parâmetro com valores entre -1 a 1.

Os dados de vazão média mensal das estações fluviométricas Barreira do Pequi e Barreira da Cruz, apresentaram respectivamente 30 e 20 meses vazios entre 1984 e 2020. Desta

forma, optou-se em preencher estas lacunas por meio da função “FillGap” do pacote “Hyfo” no software R (XU, 2020), por meio de correlações entre estações na região. A ferramenta é baseada na estratégia de Hirsch e Slack (1984), que: calcula o coeficiente de correlação, criando duas matrizes: a primeira indica a melhor ordem de ajuste entre as colunas; a segunda é uma matriz de correlação entre estações (método Pearson). Posteriormente, aplica-se regressão linear simples por pares de colunas mais próximas, que junto a uma função de predição incrementada ao modelo e estima os valores ausentes (equação $y = a * x + b$).

3.3. Resultados

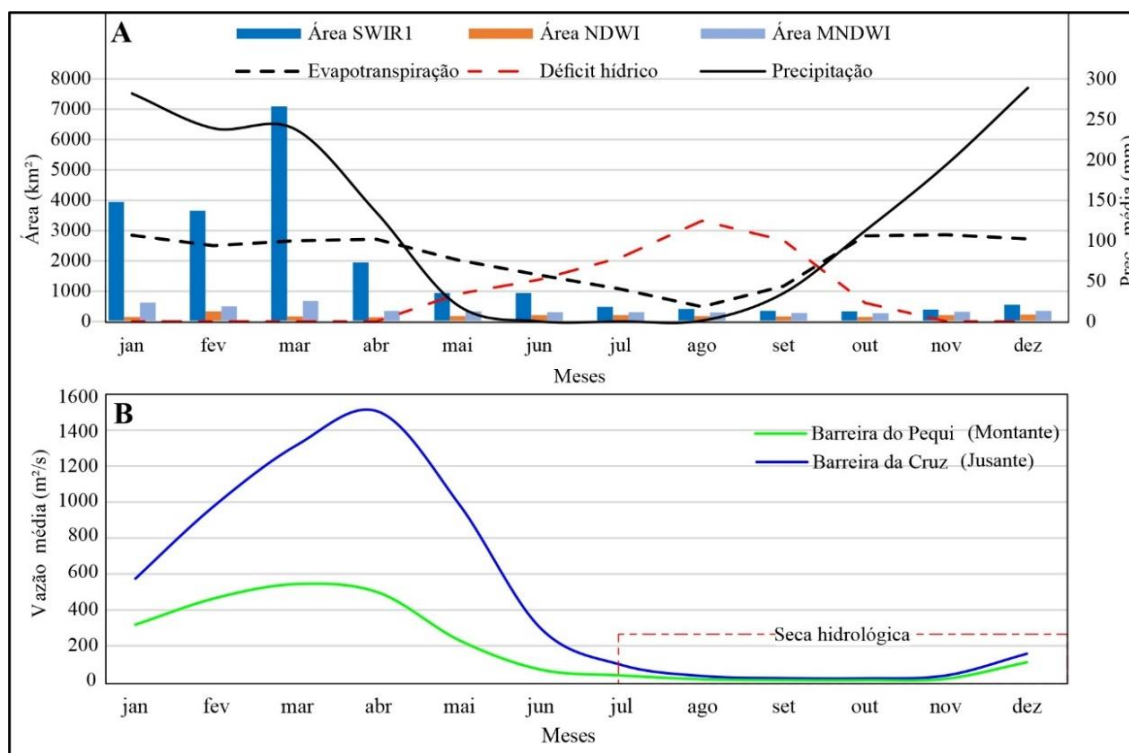
3.3.1. Condições hidroclimáticas na bacia do rio Javaés

A bacia do rio Javaés possui uma área de 53.037 km² e uma rede de drenagem de 8^o ordem (conforme modelo de Strahler), com um total de 16.112 canais. Já a zona deposicional corresponde a uma área com 29.775 km², sendo 56% em relação a toda a bacia, com uma rede de drenagem com 3.175 canais com 14.517 km de extensão. O índice Densidade de drenagem na zona deposicional é de 0,488 (km/km²) e Densidade hidrográfica de 0,10 Canais/km².

A Figura 3.4 sistematiza informações de área inundada em média mensal (1985-2020) mapeadas na zona deposicional, conforme os métodos SWIR1, NDWI e MNDWI, além dados climáticos e de descarga. O eixo secundário no gráfico da Figura 3.4. A corresponde aos valores de precipitação, evapotranspiração e déficit hídrico em escala de mm em médias mensais. A área de estudo possui um clima úmido com moderada deficiência hídrica, com duas estações bem definidas: inverno com estiagem de 4 a 5 meses sem precipitação, ocasionando a vazante dos rios, queda na evapotranspiração em consonância com stress da vegetação de Cerrado, déficit hídrico com pico em agosto até meados de setembro; o verão é uma fase úmida com chuvas no início em setembro, intensificadas até abril do ano seguinte. A precipitação média mensal mais acentuadas são recorrentes entre dezembro e janeiro; (SANTOS; MORAIS, 2017).

O hidrograma de vazão média por mês (Figura 3.4B) indica um padrão de distribuição monomodal da descarga, com volume mais acentuados na Barreira da Cruz (jusante), enquanto a Barreira do Pequi (montante) possui amplitude de vazão relativamente menor. Nota-se que a seca hidrológica acompanha a baixa resposta de área de inundação, com vazões inferiores a 100 m³/s mensais, mesmo em meio ao restabelecimento da precipitação entre outubro e dezembro.

Figura 3.4 – A) Distribuição média mensal de área de inundação por métodos e dados climáticos; B) Vazão média mensal por estações no baixo curso do rio Javaés.



Fonte: os autores.

Os dados da abordagem com SWIR1 apresentaram em média valores superiores em todos os meses para áreas com água quando comparado com os índices NDWI e MNDWI. O modelo derivado do SWIR1 apresentou distribuição mais heterogênea enquanto os índices concentraram-se nas proximidades de rios e lagoas. O modelo de distribuição anual do SWIR1 é assimétrico com maiores extensões de área entre os meses de janeiro e abril, com pico de área máxima atingida pela cheia em março (7.090 km²). O decréscimo total nas taxas de precipitação ocorre entre janeiro e julho, refletindo também em uma redução gradativa de área inundada neste período. Assim a fase de vazante segue o período com rápido recuo de áreas inundadas em 73% entre março e abril, e 55% entre abril e maio, seguido de acentuado recuo da descarga na Barreira da Cruz.

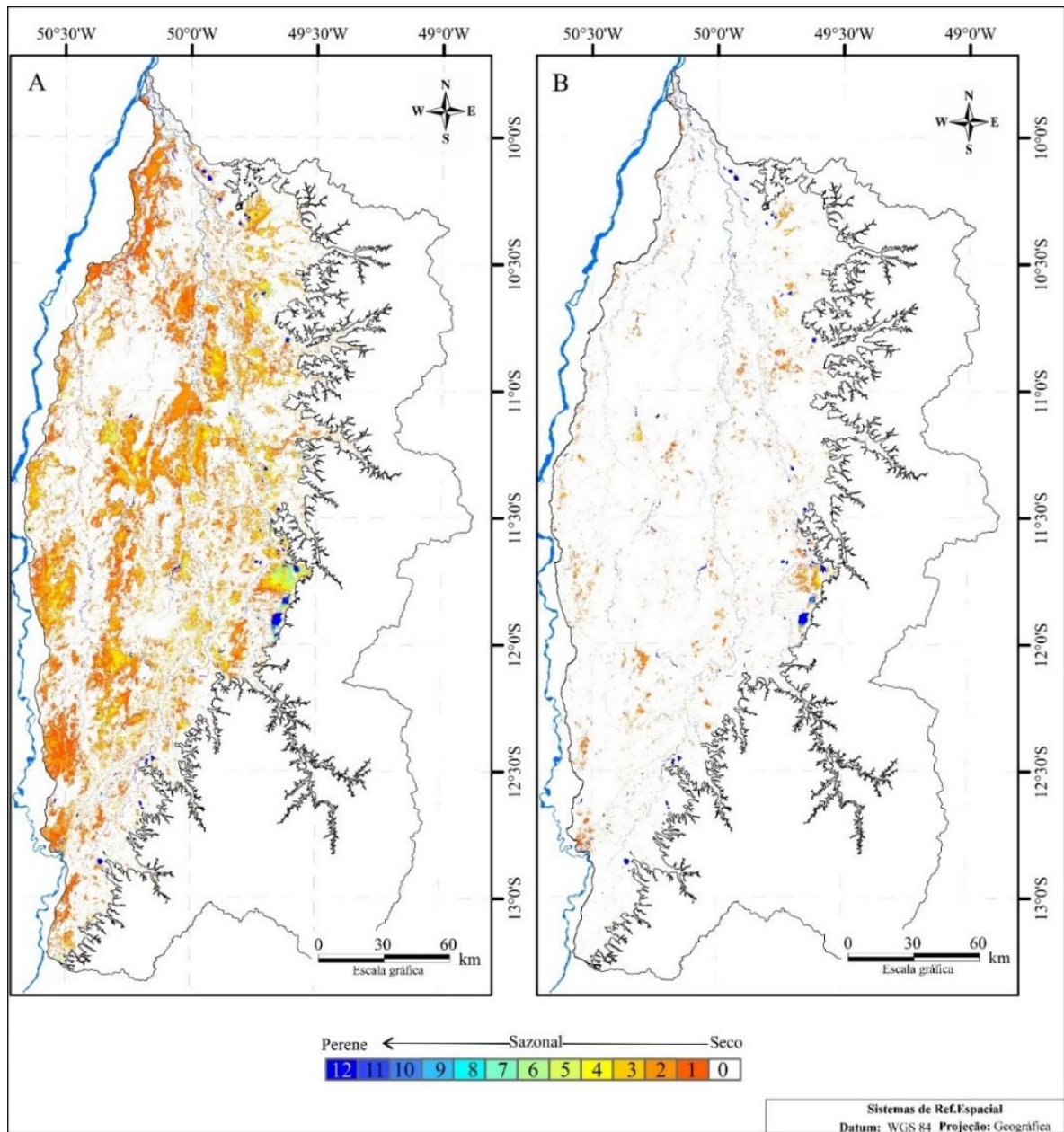
Conforme a Figura 3.4A, a redução de área desacelera nos meses de junho e julho, sendo relacionável aos valores do déficit hídrico elevado, com ápice em agosto (125 mm), com relação inversa aos valores de evapotranspiração. Entre junho e outubro a estação de seca se estabelece na região, e o percentual de área com saturação hídrica é restringido as zonas fluviais e lacustres, com possível redução da conectividade lateral e longitudinal entre sistemas de canais, planos de inundação e planície aluvial (IRON *et al.*, 2016). Entre agosto e setembro os níveis de água

em superfície continuam a reduzir (-15%), com continuidade da queda entre setembro e outubro (-6%), porém à medida que a precipitação é restabelecida ocorre a redução do déficit hídrico e a rápida elevação e estabilização nos valores de evapotranspiração (em média 100 mm/mensais).

Os modelos de hidroperíodo derivados do NDWI e MNDWI apresentam baixa amplitude de área e pouca variabilidade espacial no decorrer dos meses (Figuras 3.4 e 3.5). Os valores mais elevados ocorrem em fevereiro para NDWI (333 km²) e março para MNDWI (497 km²). Espacialmente as áreas úmidas definidas pelo MNDWI correspondem aos ambientes com perenidades em boa parte do ano, como lagoas, represamentos artificiais e trechos de rios, e algumas áreas de modelado fluviolacustres no interior da ilha (Figura 3.5B).

Modelos de frequência mensal e ocorrência anual foram mensurados conforme lógica booleana, pela soma de máscaras de água mensais, sendo atribuído valor 1 para pixel mapeado com água, e valor 0 para sem água (Figura 3.5). A escala indica a quantidade de meses que o local permanece com inundação. Conforme comparativo da Figura 3.5, nota-se padrão anual de frequência do MNDWI, com concentração de água em zonas aluviais e lacustres. Os locais com 11 e 12 meses nessa classificação respondem a zonas perenes e representam 1,1% da área de estudo. Já o modelo de soma do SWIR1 (Figura 3.5A) indica que 70% da área não apresenta fase de inundação. A faixa sazonal é extensa no modelo, com frequência entre 1 até 5 meses. Nota-se que a resposta sazonal é mais bem destacada no SWIR1. 13,2% de área é inundada durante um mês, e 7,7 % em até dois meses, com distribuições próximas as zonas aluviais. Apenas 3,2% da área sustenta ambientes com água durante todo o período.

Figura 3.5 – Modelos de hidropérido derivados da interpretação e soma das bandas mensais. A) SWIR1; B) MNDWI.



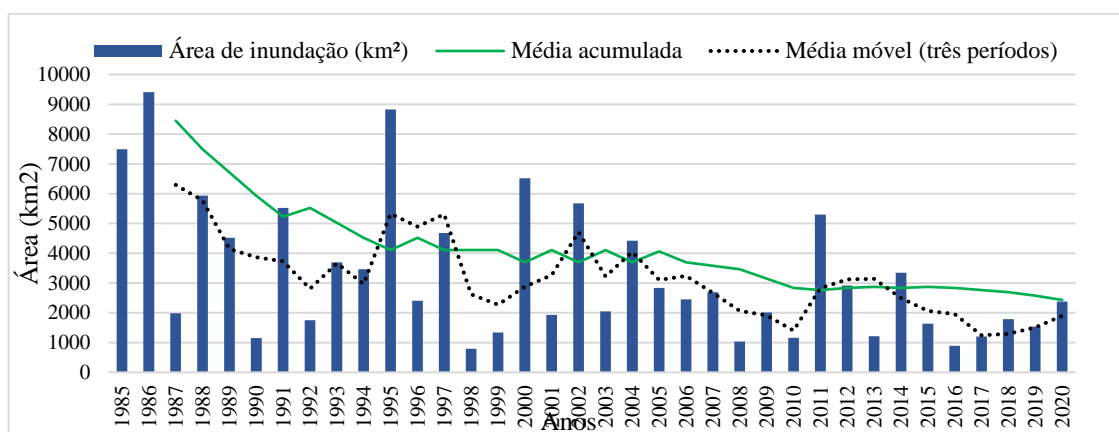
Fonte: os autores.

3.3.2. Variabilidade temporal da inundação

A partir da abordagem de fatiamento da banda do SWIR1, identificou-se que às áreas de inundação são influenciadas pela sazonalidade regional do clima e geradas com uma defasagem temporal relativa a acentuação das chuvas (Figura 3.4). De tal forma, assumindo os mesmos pressupostos de fatiamento do SWIR1, avaliou-se a dinâmica de inundação do baixo curso do rio Javaés entre 1985 e 2020. Essa abordagem considerou somente os meses de intensa pluviometria (entre janeiro e maio) (Figura 3.4A). O modelo gerado indica alta variabilidade

de extensão das áreas saturadas entre os anos e décadas, com diferentes taxas de expansão e retração (Figura 3.6). O ano de maior expansão da inundação foi 1986 (9.412 km²), correspondendo a 32% da área total, seguido de 1995 (8.824 km²) com 30% de área e 1985 com 7.494 km² (26%). situação oposta foi identificada em 1998 com 788 km² (2,6%), 2016 com 895 km² e 2008 com 1038 km² (3,5%). Entre os 35 anos avaliados, 22 anos apresentam área menor que 2.914 km² (9,8%).

Figura 3.6 – Quantitativo de área máxima inundada na área de estudo entre 1985 e 2020.



Fonte: os autores.

A ferramenta de média móvel ajustada para três anos consecutivos foi utilizada para verificar tendências na série temporal de inundação anual, suavizando as flutuações entre anos (Figura 3.6). A análise da média móvel indica uma tendência geral de decréscimo na série histórica em degraus, com variação de ciclos marcados por alternâncias entre altas e baixas frequências de inundação. A média móvel acumulada também de três anos consecutivos reforça a interpretação de queda gradual nos valores máximos e de amplitude entre ciclos. Os anos de 1992 e 1994 marcam mudanças de tendência na primeira década (1985-1995), com valores que variavam em faixa de amplitude de 8.258 km².

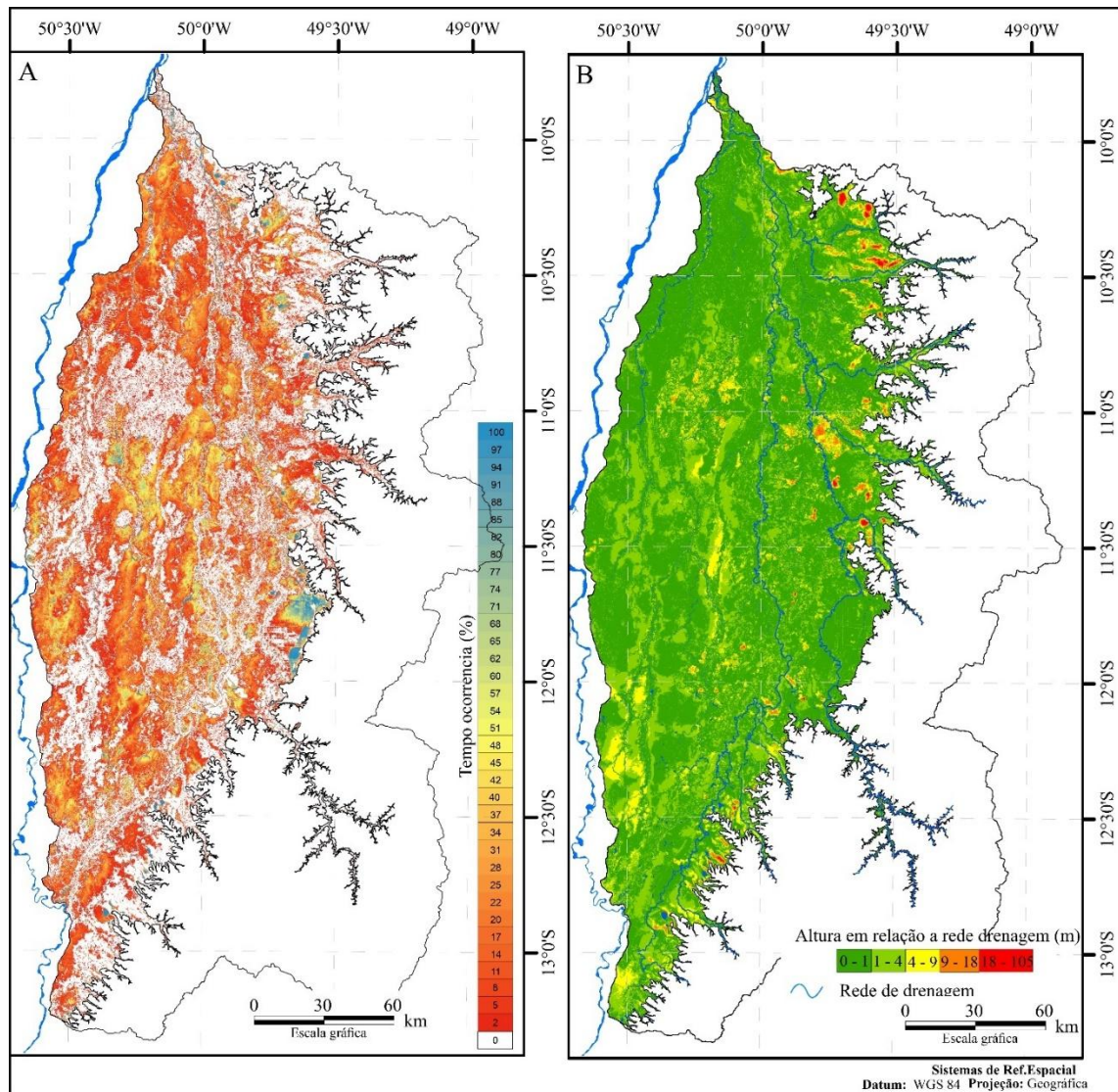
Um novo ciclo entre picos é observado entre 1995 e 2002, com valores confinados em amplitude de área 8.036 km², indicando curto patamar entre 1995 e 1997, por súbita queda entre 1998 e 1999. Entre 2000 e 2004 ocorre uma elevação em média de área inundadas com pico em 2002, porém com forte redução de amplitude de inundação da curva de média acumulada até 2010. O último ciclo observado está entre 2011 e 2020, inicia-se com a quarta maior frequência de área inundada 8% (5.300 km²) em toda a série. Nessa sequência final, destacando entre 2013 e 2020, é registrada a menor amplitude de valores de área na série histórica. Nesse

período a região se destacou em noticiários regionais e nacionais, devido os impactos do período de estiagem (MPF, 2013; SILAS, 2016; G1, 2017; JORNAL NACIONAL, 2019).

De forma similar aos modelos apresentados de hidroperíodo (Figura 3.5), os dados de inundação anuais foram somados e normalizados em porcentagem. Desta forma, quanto maior o percentual (%/ano) mais regular e recorrente é o fenômeno no período avaliado (Figura 3.7). A interpretação do mapa na Figura 3.7A, junto a curva de permanência (Figura 3.8) que faz uma relação exponencial entre a quantidade de área afetada e tempo, permite identificar alguns padrões. 12.326 km² (42%) da área não apresentou fases de inundação anual, 3.820 km² (12%) apresentaram ocorrência de 2,3% de tempo. 8.129 km² (27%) com recorrência entre 6 e 20% de tempo, 5.024 km² (16%) de área com ocorrência entre 23% e 89% de tempo. Os valores entre 90 e 100% correspondem a zonas com alta recorrência de inundação, incidentes em lagoas naturais e artificiais ou trechos de rios pouco afetados por eventos anuais de secas, sendo 1,6% da área de estudo.

O fatiamento por intervalos de quebras naturais dos valores da altura do relevo em relação a rede de drenagem (Figura 3.8B) indicou cinco extratos topográficos, sendo o primeiro de 0 a 1 m predominante em 65,8% da área (19.000 km²), com zonas localizadas no mesmo nível da rede de drenagem. Esta faixa mais próxima ao nível dos rios é observada entre os rios Javaés e Riozinho na porção norte da ilha do Bananal. Na porção central e sul da ilha, nota-se a segmentação dessas áreas abaciadas por uma rede de drenagem que está condicionada por paleofeições reativadas (IRON *et al.*, 2016). Estas formas são definidas como um segundo grupo de relevância, com altura entre 1 e 4 m, e corresponde a 21% da área (6.511 km²). Os valores acima de 9 m foram subdivididos em três grupos que somam 2% da área de estudo, e correspondem a morros e patamares elevados na planície de inundação, como feições residuais em quartzito e exocarste em calcários da Formação neoproterozóica Couto Magalhães (SANTOS; MORAIS, 2017).

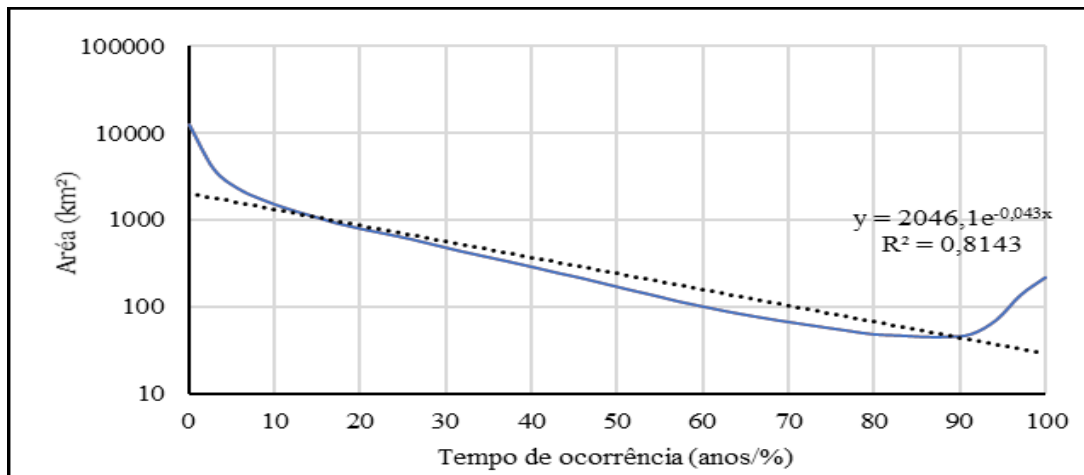
Figura 3.7 – A) mapa de percentual de tempo (anos) da ocorrência da inundação na área de estudo. B) Mapa de altura em relação a rede de drenagem da zona deposicional do rio Javaés.



Fonte: os autores.

A curva de distribuição ajustada por uma regressão exponencial (Figura 3.8) permite interpretar que em 20% do tempo ocorreu inundações com área total superior a 1000 km², com concentração dos valores de área dos eventos entre 80 e 1000 km².

Figura 3.8 – Curva de distribuição de área em função da ocorrência de inundação.

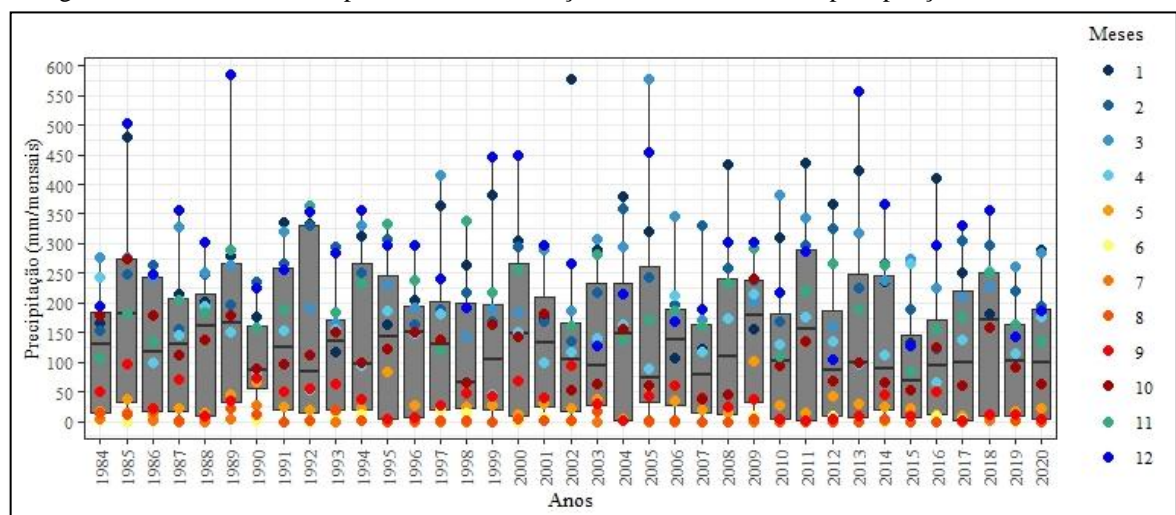


Fonte: os autores.

3.3.3. Dinâmica temporal da precipitação e vazão

Conforme Figura 3.9, a observação dos valores de precipitação anual por meio dos gráficos de boxplot indica que a distribuição geral é predominantemente assimétrica ao longo de cada ano, com concentração dos dados (75%) entre 0 e 350 mm mensais. Desta forma, é observada que a dispersão dos pontos (meses) é influenciada pela sazonalidade climática, que segmenta em grupos de meses chuvosos (azuis), secos (laranja-vermelho) e de transição (amarelos). Os valores de centralidade (média e mediana) são bastante próximos em quase todos os anos.

Figura 3.9 – Gráficos de boxplots com a distribuição anual dos valores de precipitação na área de estudo.



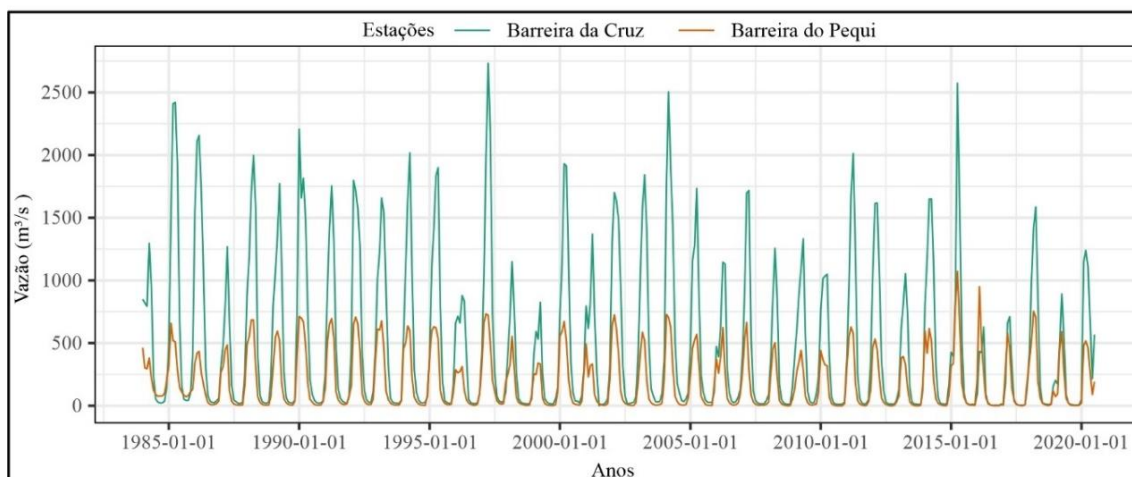
Fonte: os autores.

Os dados dispostos no quarto quartil nos boxplots indicam alta variação em relação as posições da mediana, com volumes superiores mais recorrente em dezembro (12). Assim, os

valores máximos apresentam uma constância entre 350 e 500 mm mensais, com destaque e alternância anual entre os meses dezembro, fevereiro, janeiro e abril. Os anos 1986, 1989, 1997, 1999, 2005 e 2013 apresentam meses com alta precipitação acumulada com valores distantes das médias e medianas. Destaca-se com maiores valores, o outlier de janeiro de 2002 com 576 mm/mensais, o que equivale a 36% do acumulado desse ano. Dezembro de 1989 apresentou o maior volume de chuvas (589 mm) na série avaliada, seguido de março de 2005 (576 mm/mensais). O primeiro quartil reúne valores de precipitação entre 0 e 20 mm mensais, com destaque para os meses entre junho a outubro (Figura 3.9). O ano de 1990 apresenta uma forte redução na amplitude de precipitação, com média de 100 mm e mediana de 90 mm mensais, com um total acumulado de 1.200 mm anuais.

Os dados de vazão cotados nos hidrogramas na Figura 3.10, registram estimativas entre janeiro de 1984 e julho de 2020 de médias mensais (em m^3/s). A estação Barreira do Pequi está localizada no rio Javaés em um ponto estratégico de travessia para Ilha do Bananal, com largura do canal com média de 130 m. Situa-se a aproximadamente a 100 km do ponto de avulsão do rio Araguaia que forma seu braço menor, e a 9,5 km a jusante da foz do rio Água Fria, em cota altimétrica de 195 m. A cota média do nível do rio possui variação anual de 10 cm nos períodos de seca até quatro metros nos picos de cheia em março.

Figura 3.10 – Hidrogramas com a vazão média mensal de estações no rio Javaés.



Fonte: os autores.

A estação Barreira do Pequi registra dados fluviométricos do canal principal de 7ª ordem na classificação de Strahler, formado pela confluência de tributários predominantes da margem esquerda da bacia do rio Javaés, um segmento de canal reativado que se junta com os rios Verde e Água Fria. Os dados plotados na Figura 3.10 indicam que a vazão média mensal

nesta estação apresenta frequência anual similar entre 1985 e 1995, com amplitude média de 650 m³/s. Algumas distribuições anuais achatadas interrompem esta sequência de instabilidade média, como no ano de 1996 com amplitude mais reduzida na série histórica (309 m³/s). O pico mais elevado na série foi em março de 1997 com 729 m³/s. Os anos de 1998 e 1999 indicam valores de pico de vazão abaixo de 500 m³/s. a partir de 2000 a faixa de amplitude volta ao padrão anterior a 1995, porém entre 2007 e 2010 é reduzida para valores inferiores a 500 m³/s. Uma dinâmica similar é indicada entre 2011 e 2020, com 2013 com menor redução na amplitude 393 m³/s.

A Barreira da Cruz está localizada a jusante da Barreira do Pequi no rio Javaés, em cota topográfica de 180 m em relação ao nível do mar, a aproximadamente 100 m a jusante da foz do rio Formoso, principal tributário da área de estudo que representa mais de dois terços dos sistemas de nascentes. Nesta posição o rio Javaés é de 8° ordem com uma largura média de 200 m, e apresenta uma variação da cota média entre 1 m no período de estiagem a 6,5 m no nível de margens plenas.

O hidrograma de vazão da Barreira da Cruz apresenta por padrão picos agudos monomodais, com rápida elevação nos níveis do rio Javaés entre janeiro e abril, enquanto na Barreira do Pequi os picos são mais abaulados (Figura 3.4A), podendo ocorrer picos bimodais com amplitude inferior a 1000 m³/s (Figura 3.10). A amplitude dos valores de vazão plotados no hidrograma da Barreira da Cruz é em média duas vezes superior ao da Barreira do Pequi. Elevação da vazão só é perceptível a partir de janeiro, em correspondência com a maior distribuição de chuvas na bacia (Figura 3.4).

Em média os dados indicam que a frequência de picos de cheia do rio é maior em abril (posterior aos picos de inundação). Picos superiores a 2000 m³/s são mais recorrentes entre os anos de 1984 e 1995, com uma média mensal de 617 m³/s, com destaque para março e abril de 1985, com vazão média de 2.400 m³/s. O ano de 1997 também se destaca nesta estação com maior pico de cheia em abril com 2.732 m³/s. Os anos de 2014, 2016, 2017 e 2019 apresentam níveis de cheia inferiores a 900 m³/s.

3.4. Discussão

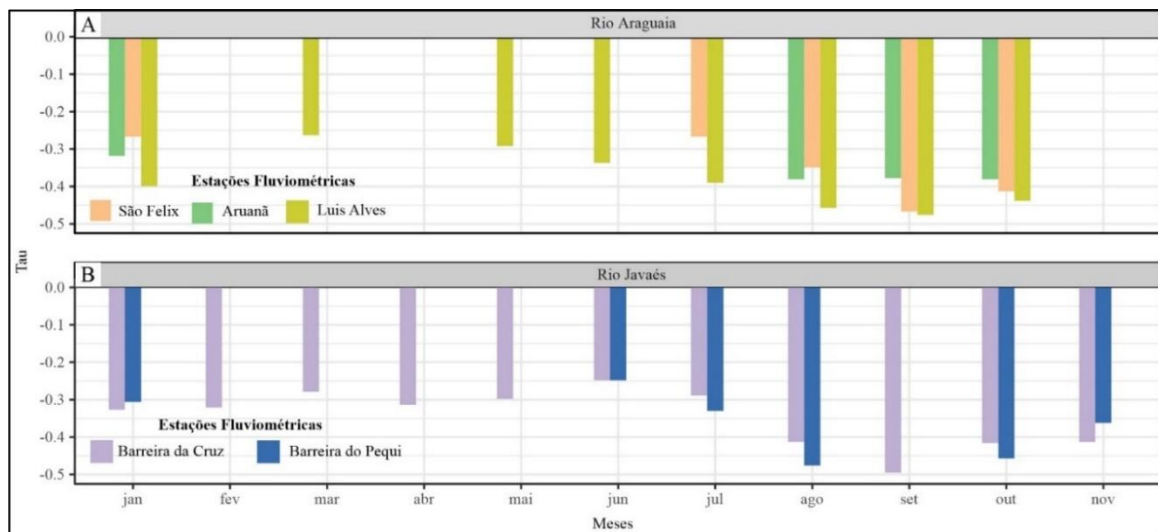
3.4.1. Avaliação de tendências e correlação em séries temporais

A análise do conjunto de dados em séries temporais da inundação anual e das médias mensais da precipitação e vazão indicam tendência de redução de área e volume na série

histórica (1984-2020), situação que se correlaciona em grande parte a alguns resultados indicados em trabalhos no contexto do Cerrado, como o mapeamento de inundação de Hamilton *et al.* (2002), e as estimativas da variabilidade da precipitação por Marcuzzo *et al.* (2012), Campos e Chaves (2020) e Neto *et al.* (2021). Desta forma buscou-se testar as hipóteses estatísticas para verificar a presença ou ausência de tendência nos dados descritos, por meio do teste Mann-Kendall e de sua versão adaptada para dados sazonais, adotando uma significância de $p < 0,05$.

O teste de Mann-kendall simples foi aplicado sobre os dados da série de inundação, tendo em vista que os resultados de área inundada foram interpretados a partir de imagens geradas em uma mesma estação climática. O teste indicou um valor de p-valor $< 0,05$, apontando para a rejeição da hipótese nula e a confirmação de presença de tendência do tipo decrescente, com valor de S negativo (-204) e tau de -0,32 (Figura 3.11).

Figura 3.11 – Distribuição dos valores de tau do teste estatístico sazonal de Mann–Kendall, sobre variáveis vazão; A) bacia do rio Araguaia; B) Bacia do rio Javaés.



Fonte: os autores.

Hamilton *et al.* (2002) mapeou as principais áreas de inundação na América do Sul, incluindo toda a planície do Araguaia, a partir do uso de produtos do satélite SMMR Nimbus-7, imagens geradas entre 1979 a 1987. Neste trabalho também é indicado empiricamente a presença de tendência com redução de amplitude de inundações máximas na planície do Bananal, com taxas mais regulares a partir de 1980, ocorrendo menores valores no final dessa década.

Ao comparar com os demais ambientes, Hamilton *et al.* (2002) indicam que ocorre maior variabilidade de áreas inundadas na planície do Araguaia/Banal e nas planícies de

Roraima ao longo dos anos, e estimaram que a área máxima de inundação é de 55.000 km². No aspecto metodológico é necessário ponderar que apesar das características radiométricas do sensor de radar favorecerem a identificação dos alvos em zonas tropicais, perpassando obstruções atmosféricas periódicas (CARBONNEAU; PIÉGAY, 2012; MENESES, 2012; EVANS; COSTA, 2013; UDDIN *et al.*, 2019), a baixa resolução espacial das imagens utilizadas pode reduzir a capacidade de identificação de áreas com menor abrangência espacial, a exemplo de zonas palustre e lacustre em ambientes de lagoas, comuns na região do médio Araguaia (MORAIS *et al.*, 2005). Iron *et al.* (2016) também mapearam a dinâmica de inundação do alto e médio Araguaia através da classificação de imagens do sensor TM do LANDSAT 5, e identificaram uma área de inundação com 88.119 km². Os autores apontam a maior frequência de áreas inundadas próximas a zonas aluviais do tronco principal, com uma cobertura úmida reduzida para até 3,3% na fase de seca.

O teste de Mann-kendall ajustado a condição de sazonalidade da série temporal de pluviometria indicou um valor de $p > 0,05$ entre os meses de janeiro e junho, e em novembro e dezembro, o que sugere a ausência de tendência na série histórica nos meses com chuvas mais regulares. Valores de $p < 0,05$ são observados entre os meses de julho e outubro, com destaque para o índice tau de agosto de -0,32 e setembro com -0,31. Estes resultados mais expressivos em meses considerados “secos” podem ser mais bem explorados quando se considera alguns aspectos na pluviosidade da região: Conforme Neto *et al.* (2021), aproximadamente 90% da precipitação acumulada anualmente no domínio do Cerrado é registrada entre outubro e abril; o restante é complementado por episódios de pluviometria esporádica em meio ao ciclo de estiagem (entre junho e início de setembro). Desta forma, os dados de precipitação avaliados indicam picos entre 10 e 30 mm/mensais nos meses de junho e julho, concentrados nos anos finais da década de 1980; nota-se queda acentuada a partir da década de 1990 e anos posteriores, com amplitudes inferiores a 5 mm/mensais. A tendência regressiva detectada nos meses de setembro e outubro pode ter relação com aumento da estiagem nas últimas décadas (SILAS, 2016). A partir do teste espacial de Mann-Kendall, Espinoza *et al.* (2019) evidenciam esta situação de prolongamento do tempo de estiagem no sudoeste da Amazônia legal, com correspondência espacial com a ilha do Bananal, por meio da descrição de séries diárias com precipitação inferior a 1 mm entre 1981 e 2017.

Indiretamente envolvendo a área de estudo, outros trabalhos avaliaram a dinâmica das chuvas por meio de dados de estações climatológicas no Bioma Cerrado. Destaca-se a pesquisa de Marcuzzo *et al.* (2015) que selecionaram entre 150 estações, 22 com dados consistidos de

médias mensais de 30 anos (de 1977 a 2006). Por meio de regressão linear simples sobre séries temporais organizadas por meses, identificou-se maior coeficiente de redução da precipitação em janeiro e maior crescimento em março. Já Campos e Chaves (2020) por meio do teste de Mann-Kendall simples, analisaram séries temporais de precipitação de 125 estações distribuídas no Cerrado, com aumento em 25%. Esses autores estimaram que entre 1977 e 2010, ocorre uma redução em média de 8% das chuvas no Cerrado, com 14% dos dados com tendência negativa com significância a nível de 5%.

Neto *et al.* (2021), de maneira similar a Campos e Chaves (2020), usaram o teste simples de Kendall por série temporal anual, especificamente para a seleção de dados sem tendência, para serem utilizados na espacialização dos dados pluviométricos. Neste trabalho foram analisadas 93 séries temporais de estações no Tocantins e em estados circunvizinhos. 14 séries apresentaram tendências negativas ou positivas. Destaca-se que este estudo não identificou tendência nos dados das estações situadas na bacia do rio Javaés ou na região do vale do Araguaia. Neste aspecto, conforme Blain (2010), ao avaliar tendências mensais de precipitação em série histórica, pontua que o teste simples de Kendall apresenta melhor desempenho quando a amostragem em série é independente. conforme Onoz e Bayazit (2012), é importante observar que o teste simples de Kendall não é recomendado quando se detecta dependência serial, fator que geralmente é recorrente em séries hidrológicas e climáticas, e que podem aumentar a probabilidade de detecção de tendência não significativa e erro do tipo I (HIRSCH; SLACK, 1984).

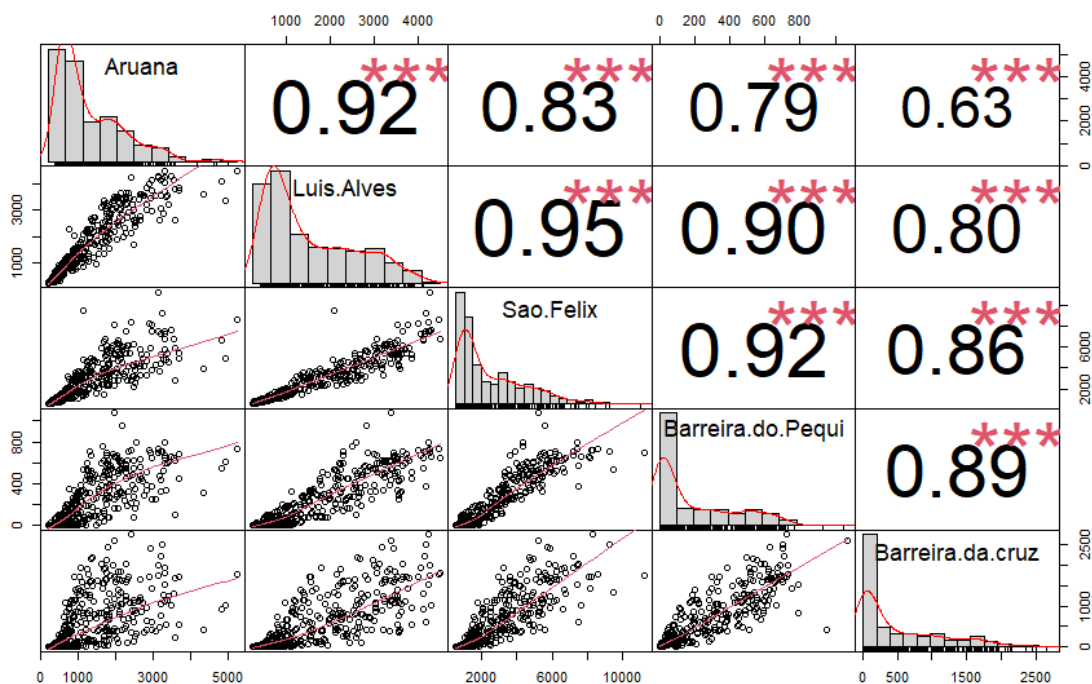
O teste de tendência sazonal de Kendall aplicado aos dados de vazão na Barreira do Pequi apresentou significância de $P < 0,05$ para os meses de janeiro e entre julho e novembro; já na Barreira da Cruz a tendência significativa foi indicada para os meses entre janeiro e abril, e entre junho e novembro (Figura 3.11B). Reduções mais acentuadas ocorrem na Barreira da Cruz, com valores de tau com variação negativa de -0,3 entre janeiro e maio e regressão gradativa entre junho (-0,27) e setembro (-0,5).

Testes de Kendall Sazonal também foram calculados para as estações no rio Araguaia mais próximas da bacia do rio Javaés, e apresentaram valores de significância de $P < 0,05$, confirmando tendências negativas para alguns meses (Figura 3.11B). As três estações no Araguaia apresentam níveis de regressão em janeiro e nos meses de estiagem. A estação de Luís Alves tem a maior quantidade de meses com tendência regressiva e os maiores valores no grupo, com destaque de tendência regressiva entre maio e outubro. Desta forma, nota-se que os valores

de tau encontrados no rio Araguaia são similares aos da bacia do rio Javaés, e apresentam elevação nas estações mais a jusante, junto a planície do Bananal. Desta forma, é possível sugerir que existe uma tendência regional na regressão da vazão na região do médio Araguaia, com redução nas descargas nos últimos 35 anos, e assim como na precipitação, pode ter relação com prolongamento da estiagem sazonal.

Os resultados dos modelos de regressão utilizados para o preenchimento de vazios nas séries temporais (Figura 3.12) também permitiu interpretar se a dinâmica hidrológica nas estações do rio Araguaia apresenta correspondência linear com os dados de estações no rio Javaés. Os dados da matriz de correlação na Figura 3.12 indicam que as variáveis (estações) apresentam valores significativos com valor de $P < 0,05$ (asteriscos ***) com coeficientes de correlação forte entre as estações no rio Araguaia (Aruanã, Luís Alves e São Felix) no rio Javaés (Barreira do Pequi e Barreira da Cruz).

Figura 3.12 – Correlograma de dados de vazão média mensal de estações no rio Araguaia e rio Javaés.



Fonte: os autores.

Os resultados sistematizados no gráfico de Correlograma foram organizados em sequência conforme a proximidade geográfica, sendo a estação Aruanã localizada mais a montante e Barreira da Cruz mais a jusante. Os resultados dos coeficientes de correlação indicam que os valores de R são superiores a 0,8 entre as variáveis do rio Araguaia, e $R = 0,89$ entre Barreira da Cruz e Barreira do Pequi. Os dados da estação de Aruanã apresentou menores coeficientes de correlação com as estações do Javaés ($R = 0,79$, $R = 0,63$). As regressões

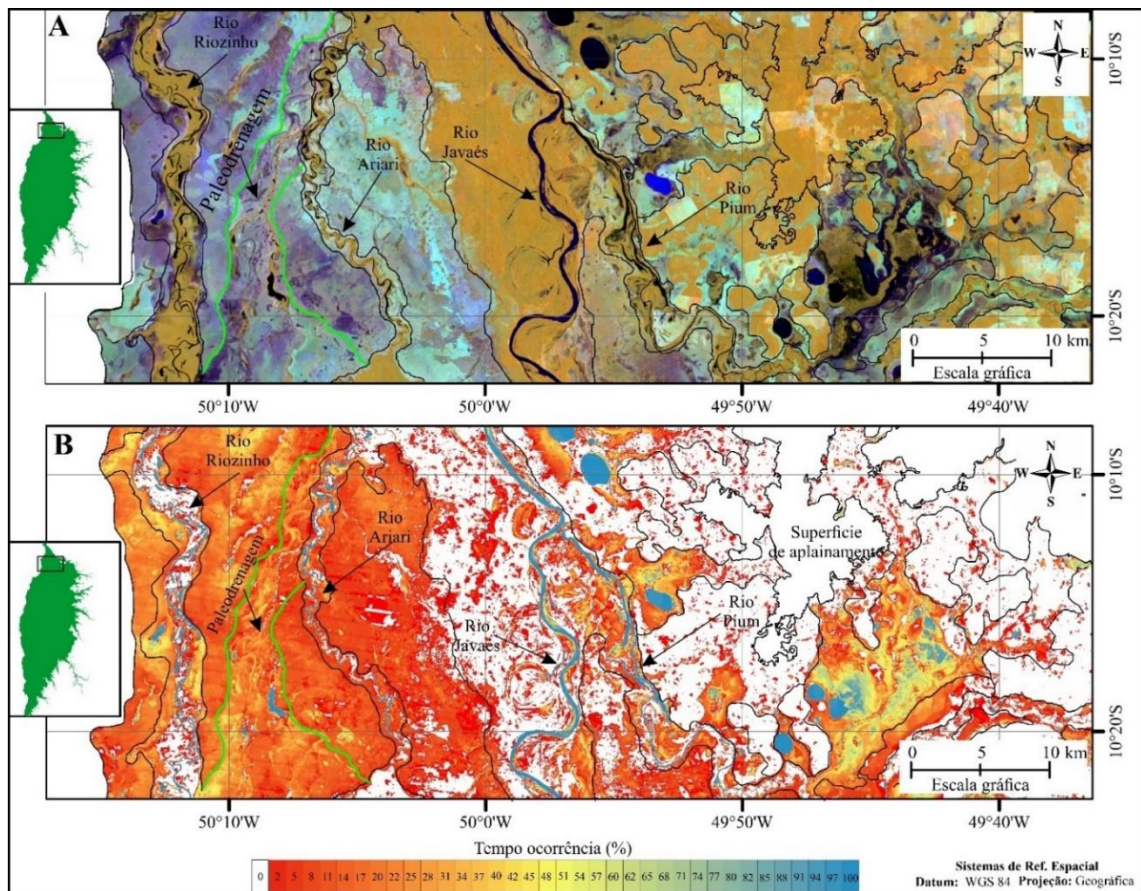
calculadas na relação entre dados de São Felix e Luís Alves com as estações do Javaés apresentam valores de R superiores a 0,8.

3.4.2. Controles geomorfológicos sobre a dinâmica de inundação

Apesar do título popular de “braço menor do Araguaia” (LATRUBESSE; STEVAUX, 2007), a análise de dados da rede de drenagem indica que o sistema Javaés possui uma organização de bacia hidrográfica regional, e mantém uma independência frente ao sistema Araguaia. Essa condição pode ser afirmada com base na análise da rede de drenagem, que apresenta conectividade longitudinal bem definida e sistemas fluviais de perfis já maturados como o rio Formoso, estruturados em rochas paleoproterozóicas do cinturão Araguaia. Essa configuração estrutural da bacia hidrográfica garante o fornecimento da maior parte dos débitos fluviais e sedimentares para o nível de base do Javaés (SANTOS; MORAIS, 2017). Desta forma as séries de imagens de satélites avaliadas indicam que a contribuição hidrossedimentológica da principal conexão anômala entre o rio Araguaia e Javaés é restrita e regulada pela dinâmica de cheia, sendo inoperante na maior parte do ano. Neste sentido, os dados indicam que a maior parte das áreas de inundação mapeadas correspondem a ambientes geomorfológicos intrínsecos a dinâmica das planícies do rio Javaés, com diferentes controles de estruturas de paisagem (palimpsesto), promovendo a conectividade ou restrição de fluxos entre compartimentos.

No interior da ilha do Bananal, o rio Riozinho exhibe longos trechos de rio meandrante intercalados por segmentos retilíneos encaixados em paleocanais do rio Araguaia, com uma conectividade lateral condicionada pela sazonalidade dos pulsos de inundação. Mamede *et al.* (1981) descrevem a presença de fenômeno de inversão da direção de fluxo durante as cheias anuais neste rio, indicando o processo de represamento das águas na foz com o rio Javaés. Porém os dados levantados na presente pesquisa não permitiram confirmar esta situação. Nas dependências do Parque Nacional do Araguaia (sítio Ramsar) (Figura 3.13), a dinâmica de inundação da planície do Riozinho se destaca das demais porções na área de estudo, com uma extensa penetração horizontal da fase de inundação, ocorrendo entre 30 e 50% do tempo analisado.

Figura 3.13 – A) Composição colorida (RED; SWIR1; NIR) de bandas com ND de médias entre 1985 e 2020 do mês de março (imagens LANDSAT). B) Ocorrência anual (%) da inundação na porção norte do baixo curso do rio Javaés.



Fonte: os autores.

Na Figura 3.13 é possível notar que a inundação sazonal ocupa as mediações de paleodrenagens, com conexão temporária ao rio Arari com o rio Riozinho. Os documentos cartográficos indicam drenagens estreitas com diferentes extensões denominadas na região como ‘esgotos’, e conforme a identificação de Santos e Morais (2017), correspondem a paleocanais reativados que se conectam anarquicamente, transmitindo os fluxos de vazante entre rios e lagoas, com aparente elementos de fisiografia aluvial ativa (diques, feições deposicionais e conjuntos de mata ciliares). Estes canais secundários são, portanto, “nutridos” pelas fases de cheias monomodais, promovendo a “pirataria” de águas entre sistemas maiores como os rios Riozinho, Araguaia e Javaés (ZAPROWSKI, *et al.* 2002).

Ao longo das margens dos principais rios o corredor de vegetação se destaca (Figura 3.13A), com ocorrência fracionada de manchas de inundação ou lagos na planície aluvial (Figura 3.13B). Os tons negros e azuis observados na composição da Figura 3.13A, correspondem a ambientes lânticos e com fluxo ativo nos rios, enquanto as variações de tons

violetas equivalem a áreas com diferentes níveis de saturação hídrica em superfície. Os tons amarelos indicam vegetação densa de porte arbóreo. A resposta da vegetação densa nestas faixas do infravermelho indica altos valores de reflectância ($<0,6$), e conforme o princípio do comportamento espectral dos alvos em superfície (JESEN, EIPHANIO, 2009; BARBOSA, 2019), o predomínio de dossel densos e elevados de Mata Ciliar, Floresta Estacional no interior da ilha do Bananal e Floresta ombrófila densa aluvial na porção norte junto ao Parque Estadual do Cantão (Figura 3.13), pode ter reduzido a capacidade dos sensores LANDSAT de detecção de águas superficiais. Conforme o modelo de inundação derivado do SWIR1, as várzeas sazonais foram identificadas com maior recorrência nas planícies de interior ou planos de inundação, ambientes com maior correspondência com a vegetação de baixo porte, como gramíneas e grupos arbustivos, o que pode ter favorecido a sensibilidade de captação desses ambientes inundados (UMETSU *et al.*, 2011; VALENTE *et al.*, 2013; DENG *et al.*, 2014).

3.5. Considerações finais

O presente trabalho buscou analisar a variabilidade espacial e temporal da dinâmica de inundação, considerando possíveis níveis de influência, controle e tendência de variáveis climáticas sobre processos hidromorfológicos na zona deposicional do rio Javaés. Desta forma, a janela temporal com base em séries temporais de 1984 a 2020, derivadas de produtos de Sensoriamento Remoto e de estações fluviométricas, possibilitou considerar que:

- Os dados interpretados a partir do fatiamento de imagens do SWIR1 indicaram valores superiores de área inundada, quando comparado com abordagens de razão de bandas, o que resultou em um modelo mais ajustado com as médias de dinâmica mensal da precipitação e descarga fluvial. É possível considerar que os índices NDWI e MNDWI não apresentaram respostas adequadas para o contexto ambiental estudado, tendo em vista: 1) a baixa sensibilidade demonstrada para a identificação de água na planície durante a fase de inundação, mesmo em locais de baixa cobertura vegetal; 2) a baixa variabilidade entre os meses, com exceção de março, o que indica que esses métodos são mais eficientes em ambientes de água aberta.

- Os dados do TerraClimate permitem considerar que a sazonalidade climática controla diretamente o andamento dos processos hidromorfológicos nos rios e compartimentos de planícies, por meio de ciclo de intermitência sobre a maior parte dos ambientes e da rede de drenagem (entre 4 e 5 meses); a redução da precipitação e elevação da evapotranspiração ocorre

em menos de dois meses, resultando em rápidos ajustes de descontinuidades laterais e longitudinais.

A paisagem está sujeita a uma longa sequência de déficit hídrico elevado. Desta forma entre 50 e 60% do período de chuvas ocorre a fase de recuperação dos fluxos fluviais, seguido de cheias curtas dos rios e com apenas 2 meses de permanência de estado úmido nos planos de inundação. Assim como observado no Pantanal, a vegetação de porte arbustiva é atingida pela seca, principalmente no interior da ilha do Bananal, e torna-se altamente vulnerável a formação de grandes incêndios.

- O teste de sazonal de Man-Kendall otimizou a detecção de tendência através da abordagem mensal, demonstrando que os meses sujeitos a estiagem têm sido mais afetados por possíveis ajustes climáticos nos últimos 35 anos, por meio da redução da precipitação no início da estação chuvosa, situação também observada em parte na porção sul da região amazônica.

- As séries históricas de vazão média a montante e jusante no rio Javaés também indicam reduções significativas em praticamente todos os meses no volume médio de vazão, principalmente em meses de estiagem, com destaque para a estação Barreira da Cruz. Esta situação deve ser mais bem investigada em outros trabalhos, tendo em vista a conjuntura histórica de uso dos recursos hídricos na bacia hidrográfica, em plena expansão. Desta forma, os dados apresentam alta correlação com as tendências de redução, observadas em outras localidades na bacia do rio Araguaia.

- O modelo de frequência e ocorrência de inundação permitem observar que a porção estudada da Ilha do Bananal concentra as maiores áreas de inundação, com dois padrões distintos de espacialização do fenômeno. Destaca-se neste compartimento:

1) Características sedimentares (fácies areno argilosa), geomórficas (baixa declividade) e morfopedológicas (Plintossolos Argilúvicos) da porção centro sul, condicionam em conjunto aos ambientes sem sistema de drenagem plenamente desenvolvido, com inundação sazonal gerada principalmente pela saturação de horizontes superficiais dos solos, devido a presença de horizontes concrecionários nas camadas subsuperficiais; desta maneira, mesmo localizada em altura similar ao dos rios, os planos de inundação possuem uma conectividade parcialmente bloqueada por paleodiques na porção centro sul da ilha;

2) na porção centro norte da ilha, com destaque para o rio Riozinho, as zonas de inundação estão distribuídas entre faixas aluviais em mesmo nível que a drenagem, porém as

paleodrenagens anarquicamente estruturadas e reativadas realizam o intercâmbio de fluxos entre zonas aluviais e entre zonas sazonalmente inundadas (Figura 3.13B).

3.6. Referências bibliográficas

ABATZOGLOU, J. T.; DOBROWSKI, S. Z.; PARKS, S. A.; HEGEWISCH, K. C. TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. **Scientific data**, v. 5, n. 1, p. 1-12, 2018.

ACHARYA, T. D.; SUBEDI, A.; LEE, D. H. Evaluation of water indices for surface water extraction in a Landsat 8 scene of Nepal. **Sensors**, v. 18, n. 8, p. 2580, 2018.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, n. 1, p. 23-34, 2004.

BARBIER, E. B.; ACREMAN, M.; KNOWLER, D. **Economic valuation of wetlands: a guide for policy makers and planners**. Gland: Ramsar Convention Bureau. 1997.

BARBOSA, C. C. Princípios Físicos do Sensoriamento Remoto Aquático. IN: BARBOSA, C. C. F.; DE MORAES NOVO, E. M. L.; MARÇOTINS, V. S. (Ed.) **Introdução ao Sensoriamento Remoto de Sistemas Aquáticos: princípios e aplicações**. Vol 1, INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2019.

BAYER, M.; ASSIS, P. C.; SUIZU, T. M.; GOMES, M. C. Mudança no uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica do rio Araguaia e seus reflexos nos recursos hídricos, o trecho médio do rio Araguaia em Goiás. **Confins. Revue franco-brésilienne de géographie/Revista franco-brasileira de geografia**, v. 48, 2020.

BAYER, M.; ZANCOPE, M. H. C. Ambientes sedimentares da Planície aluvial do Rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília, v.15, n.02, p.203-220, 2014.

BERNHARDT, C. E.; HORTON, B. P.; STANLEY, J.-D. Nile Delta vegetation response to Holocene climate variability. **Geology**, v. 40, n. 7, p. 615-618, 2012.

BLAIN, G. C. Detecção de tendências monótonas em séries mensais de precipitação pluvial do Estado de São Paulo. **Bragantia**, v. 69, n. 4, p. 1027-1033, 2010.

BROOKS, N. Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. **Quaternary International**, v. 151, n. 1, p. 29-49, 2006.

BURN, J. W. A river in drought: Consequences of a low Nile at the end of the Old Kingdom. **Environment and Ecology Research**, v. 6, n. 5, p. 446-460, 2018.

CAMPOS, J. D. O.; CHAVES, H. M. L. Tendências e Variabilidades nas Séries Históricas de Precipitação Mensal e Anual no Bioma Cerrado no Período 1977-2010. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. 1, p. 157-169, 2020.

CARBONNEAU, P.; PIÉGAY, H. **Fluvial remote sensing for science and management**. John Wiley & Sons, 2012.

DAVIDSON, N. C.; FLUET-CHOUINARD, E.; FINLAYSON, C. M. Global extent and distribution of wetlands: trends and issues. **Marine and Freshwater Research**, v. 69, n. 4, p. 620-627, 2018.

DENG, F.; WANG, X.; CAI, X.; LI, E.; JIANG, L.; LI, H.; YAN, R. Analysis of the relationship between inundation frequency and wetland vegetation in Dongting Lake using remote sensing data. **Ecohydrology**, v. 7, n. 2, p. 717-726, 2014.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; MARENGO, J. A.; SEGURA, H. Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). **Climate Dynamics**, v. 52, n.9, p. 5413-5430, 2019.

EVANS, T. L.; COSTA, M. Landcover classification of the Lower Nhecolândia subregion of the Brazilian Pantanal Wetlands using ALOS/PALSAR, RADARSAT-2 and ENVISAT/ASAR imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 128, p. 118-137, 2013.

FEYISA, G. L.; MEILBY, H.; FENSHOLT, R.; PROUD, S. R. Automated Water Extraction Index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 23-35, 2014.

FINLAYSON, C. M.; DAVIDSON, N. C.; SPIERS, A. G.; STEVENSON, N. J. Global wetland inventory—current status and future priorities. **Marine and Freshwater Research**, v. 50, n. 8, p. 717-727, 1999.

FISHER, A.; FLOOD, N.; DANAHER, T. Comparing Landsat water index methods for automated water classification in eastern Australia. **Remote Sensing of Environment**, v. 175, p. 167-182, 2016.

FLEISCHMANN, A.; MATTIUZI, C.; KICH, E.; GONDIM, G.; RUHOFF, A.; PAIVA, R. et al. Avaliação da seca de 2016 do Rio Javaés (bacia do Rio Araguaia) com uso de dados de múltiplos satélites. **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 5033-5040, 2017.

G1 TOCANTINS. **Após seca, rio Formoso terá aparelho para monitorar retirada de água**. 18/02/2017. Disponível em: <http://g1.globo.com/to/tocantins/noticia/2017/02/apos-seca-rio-formoso-tera-aparelho-para-monitorar-retirada-de-agua.html>. Acesso em: 05/05/2019.

GUO, M.; LI, J.; SHENG, C.; XU, J.; WU, L. A review of wetland remote sensing. **Sensors**, v. 17, n. 4, p. 777, 2017.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 5-1-LBA 5-14, 2002.

HELSEL, D. R.; FRANS, L. M. Regional Kendall test for trend. **Environmental science & technology**, v. 40, n. 13, p. 4066-4073, 2006.

HIRSCH, R. M.; SLACK, J. R. A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. **Water Resources Research**, v. 20, n. 6, p. 727-732, 1984.

HU, S.; NIU, Z.; CHEN, Y.; LI, L.; ZHANG, H. Global wetlands: Potential distribution, wetland loss, and status. **Science of the Total Environment**, 586, 319-327, 2017.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa Geológico do Tocantins**. Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais, 1. ed. Rio de Janeiro, IBGE, 2007. Escala: 1.000.000.

IRION, G.; NUNES, G. M.; NUNES-DA-CUNHA, C.; DE ARRUDA, E. C.; SANTOS-TAMBELINI, M.; DIAS, A. P., MORAIS, J. O.; JUNK, W. J. Araguaia river floodplain: size, age, and mineral composition of a large tropical savanna wetland. **Wetlands**, v. 36, n. 5, p. 945-956, 2016.

JENSEN, J. R.; EPIPHANIO, J. C. N. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. São José dos Campos: 2da ed. Parêntese Editora, São José dos Campos, 2009. 598p.

JORNAL NACIONAL. **No Tocantins, a seca severa transforma rios em lagos.** Por Jornal Nacional, 22h12, 30/09/2019. Disponível em: <https://g1.globo.com/jornal-nacional/noticia/2019/09/30/no-tocantins-a-seca-severa-transforma-rios-em-lagos.ghtml>. acesso em: 05/12/2019.

JUNK, W. J. Wetlands of tropical south America. In: **Wetlands of the world: Inventory, ecology and management Volume I.** Springer, Dordrecht, 1993. p. 679-739. JUNK, W. J. Current state of knowledge regarding South America wetlands and their future under global climate change. **Aquatic Sciences**, v. 75, n. 1, p. 113-131, 2013.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The flood pulse concept in river-floodplain systems. in: DOGE, D. P.(ed.). Proc. Int. Large River Symp (LARS) – Can. Spec. Publ. Fish. **Aquat. Sci.**, 106, pp.110-127, 1989.

JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; LOURIVAL, R.; WITTMANN, F.; KANDUS, P.; LACERDA, L. D.; AGOSTINHO, A. A. Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquatic Conservation: marine and freshwater ecosystems**, v. 24, n. 1, p. 5-22, 2014.

KAHYA, E.; KALAYCI, S. Trend analysis of streamflow in Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 289, n. 1-4, p. 128-144, 2004.

KANDUS, P.; MINOTTI, P. G.; MORANDEIRA, N. S.; GRIMSON, R.; GONZÁLEZ TRILLA, G.; GONZÁLEZ, E. B.; GAYOL, M. P. Remote sensing of wetlands in South America: status and challenges. **International Journal of Remote Sensing**, v. 39, n. 4, p. 993-1016, 2018.

LATRUBESSE, E; M.; STEVAUX, J. C. Características físico-bióticas e problemas ambientais associados à planície aluvial do rio Araguaia, Brasil central. **Revista Geociências-UNG-Ser**, v. 5, n. 1, p. 65-73, 2007.

MACKLIN, M. G.; LEWIN, J. River stresses in anthropogenic times: Large-scale global patterns and extended environmental timelines. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 43, n. 1, p. 3-23, 2019.

MALTBY, E. The Changing Wetland Paradigm. MALTBY, Edward; BARKER, Tom (Ed.). **The Wetlands Handbook, 2 Volume Set.** John Wiley & Sons, 2009. pag. 1-42.

MAMEDE, L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. Geomorfologia. **Projeto RADAMBRASIL**, Levantamento de Recursos Naturais, Folha SC.22 Tocantins, Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral, 1981. v.22, p.197-248.

MARCUZZO, F. F. N.; CARDOSO, M. R. D.; FARIA, T. G. Chuvas no Cerrado da região Centro-Oeste do Brasil: análise histórica e tendência futura - **Ateliê Geográfico**, v. 6, n 2, p. 112–130, 2012.

MCFEETERS, S. K. Using the normalized difference water index (NDWI) within a geographic information system to detect swimming pools for mosquito abatement: a practical approach. **Remote Sensing**, v. 5, n. 7, p. 3544-3561, 2013.

MCFEETERS, Stuart K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. **International journal of remote sensing**, v. 17, n. 7, p. 1425-1432, 1996.

MENDES, L. A. S. **Dinâmica da paisagem na porção norte da Ilha do Bananal-TO e adjacências ao longo do Quaternário tardio.** 2019. 130 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, UFPA, Belém, 2019.

MENESES, P., R.; SANO, E., E. Sensor Radar de abertura sintética. IN: MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília, 2011.

MITSCH, W. J.; GOSSELINK, J. G. The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. **Ecological economics**, v. 35, n. 1, p. 25-33, 2000.

MORAIS, R. P.; AQUINO, S.; LATRUBESSE, E. M. Controles hidrogeomorfológicos nas unidades vegetacionais da planície aluvial do rio Araguaia, Brasil. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, v. 30, n. 4, p. 411-421, 2008.

MORAIS, R. P.; DE OLIVEIRA, L. G.; LATRUBESSE, E. M.; PINHEIRO, R. C. D. Morfometria de sistemas lacustres da planície aluvial do médio rio Araguaia; **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, v. 27, n. 3, p. 203-213, 26 mar. 2008.

MPF - Ministério Público Federal. **Índios da Ilha do Bananal (TO) buscam solução para deslocamentos devido à seca no rio Javaés**. 11/07/2013 disponível em: <http://www.mpf.mp.br/to/sala-de-imprensa/noticias-to/ministerio-publico-federal-promove-audiencia-publica-sobre-a-falta-de-agua-potavel-em-aldeias-da-ilha-do-bananal>. Acesso em: 08/12/2019.

MPF - Ministério Público Federal. **Índios da Ilha do Bananal (TO) buscam solução para deslocamentos devido à seca no rio Javaés**. 11/07/2013 disponível em: <http://www.mpf.mp.br/to/sala-de-imprensa/noticias-to/ministerio-publico-federal-promove-audiencia-publica-sobre-a-falta-de-agua-potavel-em-aldeias-da-ilha-do-bananal>. Acesso em: 08/12/2019.

NETO, V. L. S.; BARBOSA, L.; VIOLA, M. R.; MORAIS, M. A. V. Variabilidade espacial e temporal da precipitação no Estado do Tocantins, Brasil. **Research, Society and Development**, v. 10, n. 3, p. e44310313545-e44310313545, 2021.

ONoz, B.; BAYAZIT, M. Block bootstrap for Mann–Kendall trend test of serially dependent data. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 23, p. 3552-3560, 2012.

PEKEL, J. F.; COTTAM, A.; GORELICK, N.; BELWARD, A. S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. **Nature**, v. 540, n. 7633, p. 418-422, 2016.

R CORE TEAM: **A language and environment for statistical computing**. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2020. URL <https://www.R-project.org/>.

REBELO, L.-M.; FINLAYSON, C. M.; NAGABHATLA, N. Remote sensing and GIS for wetland inventory, mapping and change analysis. **Journal of environmental management**, v. 90, n. 7, p. 2144-2153, 2009.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. de (Ed.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, 1998. p. 89-166.

SANTOS, D.; MORAIS, F. A assimetria de bacias hidrográficas e influências litoestruturais na geomorfologia do rio Formoso, TO. **Caminhos de Geografia**, v. 18, n. 61, p. 180-199, 2017.

SANTOS, R. D.; CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; VIDOTTI, R. M.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; LIMA, T. P. C. Influência do Lineamento Transbrasileiro na formação do arcabouço estrutural da Bacia Parnaíba. In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. **Anais...** Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.

- SCHMIDT, G. L.; JENKERSON, C.; MASEK, J. G.; VERMOTE, E.; GAO, F. **Landsat ecosystem disturbance adaptive processing system (LEDAPS) algorithm description**. 2013.
- SHAO, K.; ZHANG, J.; HE, K.; WANG, C.; LU, H. Impacts of the Wetland Environment on Demographic Development during the Neolithic in the Lower Yangtze Region—Based on Peat and Archaeological Dates. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, p. 59, 2021.
- SILVA A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (texto, mapas e SIG)**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, 2003. p. 55-85.
- SILVA, F.; P.; DA SILVA, T. M. Perfil de Relevo em Varredura: Procedimentos Automáticos Utilizando Sistemas de Informação Geográfica. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 70, n. 3, p. 846-866, 2018.
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo, Oficina de Textos, 2017.
- STROPPER; J. L.; MARTINS, E. G.; FRASCA, A. A. S. **Carta geológica folha SC.22-Z-A - Santa Teresinha**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, 2014. Escala: 1:250.000.
- TINER, R. W. Wetland Delineation: Overview. In: Finlayson C. et al. (eds). **The Wetland Book**. Springer, Dordrecht. 2016, p. 3- 18.
- TURNER, R. K.; VAN DEN BERGH, J. C.; SÖDERQVIST, T.; BARENDREGT, A.; VAN DER STRAATEN, J.; MALTBY, E.; VAN IERLAND, E. C. Ecological-economic analysis of wetlands: scientific integration for management and policy. **Ecological economics**, v. 35, n. 1, p. 7-23, 2000.
- UDDIN, K.; MATIN, M. A.; MEYER, F. J. Operational flood mapping using multi-temporal sentinel-1 SAR images: a case study from Bangladesh. **Remote Sensing**, v. 11, n. 13, p. 1581, 2019.
- UMETSU, R. K.; GIRARD, P.; MATOS, D. M. D. S.; SILVA, C. J. D. Efeito da inundação lateral sobre a distribuição da vegetação ripária em um trecho do rio Cuiabá, MT. **Revista Árvore**, v. 35, p. 1077-1087, 2011.
- VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: the Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 356, p. 62-74, 2012.
- VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M.; FERREIRA, L. G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 46, p. 150-160, 2013.
- XU, H. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. **International journal of remote sensing**, v. 27, n. 14, p. 3025-3033, 2006.
- XU, Y. **hyfo**: Hydrology and Climate Forecasting R Package for Data Analysis and Visualization. 2020. Disponível em: <http://yuanchao-xu.github.io/hyfo/>

YAN, X.; BAO, Z.; ZHANG, J.; WANG, G.; HE, R.; LIU, C. Quantifying contributions of climate change and local human activities to runoff decline in the upper reaches of the Luanhe River basin. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 28, p. 67-74, 2020.

ZANI, H.; ROSSETTI, D. F. Multitemporal Landsat data applied for deciphering a megafan in northern Amazonia. **International Journal of Remote Sensing** (Print), v. 33, p. 6060-6075, 2012.

ZAPROWSKI, B. J.; EVENSON, E. B.; EPSTEIN, J. B. Stream piracy in the Black Hills: a geomorphology lab exercise. **Journal of Geoscience Education**, v. 50, n. 4, p. 380-388, 2002.

ZHUANG, Y.; KIDDER, T. R. Archaeology of the Anthropocene in the Yellow River region, China, 8000–2000 cal. BP. **The Holocene**, v. 24, n. 11, p. 1602-1623, 2014.

4.ARTIGO 2 - TENDÊNCIAS TEMPORAIS NAS BARRAS ARENOSAS E MASSAS DE ÁGUA NA BORDA DIREITA DA MAIOR ILHA FLUVIAL DO MUNDO - RIO JAVAÉS

Daniel Araújo Ramos dos Santos ¹, Édipo Henrique Cremon ² e Luis Felipe Soares Cherem ³

¹ Universidade Federal de Goiás (UFG), Instituto de Estudos Socioambientais (IESA), Goiânia, Brasil. daniel.a.sants@hotmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5934-5239>

² Instituto Federal de Goiás (IFG), Goiânia, Brazil. edipo.cremon@ifg.edu.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3174-7273>

³ Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, Brasil.

lfcherem@ufmg.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4119-6690>

Resumo

A Ilha do Bananal é a maior ilha fluvial do mundo, localizada na bacia do rio Araguaia, Centro-Oeste do Brasil. Estudos no rio Araguaia mostram que mudanças no canal principal estão ligadas ao aumento do aporte sedimentar devido à expansão agrícola no Cerrado. Porém, pouco se sabe sobre o rio Javaés, na margem oposta da Ilha do Bananal. Este estudo analisou as tendências temporais das barras arenosas e massas de água no rio Javaés de 1985 a 2021. Foram gerados mosaicos anuais de imagens Landsat para identificar as classes de massas de água e barras arenosas. Os testes de Mann Kendall e *Sen's Slope* foram utilizados para identificar tendências e significância estatística das mudanças ao longo do tempo. Os resultados indicam aumento de 57% (6,5 km²) nas áreas de barras arenosas e redução de 39% (15,2 km²) nas massas de água. Os testes revelaram tendências significativas com aumento das barras e diminuição das massas de água. Foi observado que mudanças na distribuição e nas taxas de precipitação regional, juntamente com a expansão da ocupação antrópica, estão contribuindo para um aumento no aporte sedimentar, em um efeito cascata, afetando o equilíbrio entre erosão e deposição no rio Javaés.

Palavras-chave: Dinâmica fluvial; Conectividade do sistema fluvial; Equilíbrio morfossedimentar; Aporte sedimentar; Cerrado.

Abstract: Bananal Island is the largest river island in the world, located in the Araguaia River basin in central-western Brazil. Studies on the Araguaia River have shown that changes in the main channel are linked to the increase in sediment input due to agricultural expansion in the Cerrado. However, very little is known about the Javaés River, on the opposite margin of Bananal Island. This study analyzed the temporal trends of sand bars and water masses in the Javaés River from 1985 to 2021. Annual mosaics of Landsat images were generated to identify the classes of water masses and sand bars. The Mann Kendall and Sen's Slope tests were used to identify trends and statistical significance of changes over time. The results indicated an increase of 57% (6.5 km²) in the areas of sand bars and a reduction of 39% (15.2 km²) in water bodies. The tests revealed significant trends with an increase in bars and a decrease in water bodies. It was observed that changes in the distribution and rates of regional precipitation, along with the expansion of anthropogenic occupation, are contributing to an increase in

sediment input, in a cascade effect, affecting the balance between erosion and deposition in the Javaés River.

Keywords: River dynamics; River system connectivity; Morphosedimentary balance; Sediment input; Cerrado.

4.1. Introdução

Os rios são influenciados por diversos fatores externos, que individualmente ou em conjunto, podem causar desequilíbrios gradativos ou pulsativos em seus sistemas, afetando principalmente sua morfologia (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017; BARROS; MAGALHÃES JÚNIOR; COTA, 2020). Nas regiões tropicais, a redução da quantidade de chuvas tem afetado a descarga fluvial, aumentando os níveis de deposição em zonas aluviais (GOMES *et al.*, 2022), enquanto eventos pluviométricos extremos podem intensificar a erosão do solo nas zonas de cabeceiras (CHEN; TFWALA; TSAI, 2020; DE HIPT *et al.*, 2018; DIODATO *et al.*, 2020).

As ações antropogênicas também influenciam os processos morfodinâmicos dos rios, especialmente as obras de engenharia, que alteram o fluxo e reduzem a conectividade hidrogeomorfológica longitudinal (GRILL *et al.*, 2019; MACHADO; DOS SANTOS, 2020; ROY, 2022; VERCRUYSSSE; GRABOWSKI, 2021). A supressão da vegetação ripária também afeta a estabilidade das formas dos rios, sinuosidade e largura (BEST, 2019; IELPI *et al.*, 2022), e a substituição da vegetação nativa por áreas agrícolas aumenta as taxas de escoamento superficial e erosão, reduzindo a evapotranspiração (ANACHE *et al.*, 2019; COE *et al.*, 2011, 2017; MARENGO *et al.*, 2022).

Diversas técnicas têm sido utilizadas para mapear e quantificar as mudanças na morfologia fluvial, em diferentes escalas espaciais e temporais, tais como procedimentos baseados em evidências biológicas, históricas e planimétricas (GURNELL; DOWNWARD; JONES, 1994; LAWLER, 1993). Entre essas técnicas, podemos destacar a interpretação de fotografias aéreas e mapas históricos (GILVEAR; WINTERBOTTOM, 1992; HOOKE, 1979, 1980; LATRUBESSE *et al.*, 2009), e levantamentos planimétricos em campo com descrições morfoestratigráficas e monitoramentos com pinos de referência (CASTRO; CAMPOS; ZANCOPE, 2019; SILVA; SOUZA FILHO; NEVES, 2011).

Ao longo do tempo, as técnicas de mapeamentos bidimensionais dos rios evoluíram com o aperfeiçoamento do Sensoriamento Remoto e o desenvolvimento de protocolos de mapeamento, como aplicativos e caixas de ferramentas para SIGs (Sistemas de Informação

Geográfica) (ISIKDOGAN; BOVIK; PASSALACQUA, 2017; MONEGAGLIA *et al.*, 2018), disseminando rotinas de trabalho que buscam padronizar métricas para comparação (NYBERG *et al.*, 2015; SUIZU; LATRUBESSE; BAYER, 2023). A maior acessibilidade a grandes acervos históricos de registros orbitais, por meio de plataformas como o Google Earth e Google Earth Engine, tem possibilitado uma ampliação significativa do alcance desses mapeamentos, e juntamente com aproximações em campo, tem possibilitado um panorama multiescalar sobre os processos de canais (BOOTHROYD *et al.*, 2021; LANGHORST; PAVELSKY, 2023; VERCRUYSSSE; GRABOWSKI, 2021). A compreensão da variação espacial e temporal na morfologia bidimensional em rios tem atraído mais pesquisas geomorfológicas, pois fornece informações sobre o comportamento fluvial e indica respostas do rio às mudanças endógenas e exógenas (AGNIHOTRI; OHRI; MISHRA, 2020; SCHUMM, 1985; WANG *et al.*, 2016).

As mudanças na morfologia bidimensional em rios de sistemas multicanais, que caracterizam tipicamente os maiores rios do mundo, são convencionalmente consideradas imprevisíveis, utilizando abordagens desenvolvidas para rios de pequeno porte (LANGHORST; PAVELSKY, 2023; LATRUBESSE, 2008; SUIZU *et al.*, 2022). Estas mudanças morfológicas detectadas a partir de investigações bidimensionais fornecem indicadores que, se interpretado corretamente, podem revelar-se uma ferramenta valiosa de gestão de rios (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; CARLING *et al.*, 2018).

A Ilha do Bananal, localizada na região central do Brasil, na bacia do rio Araguaia, é a maior ilha fluvial do mundo (BORMA *et al.*, 2009; DIAS *et al.*, 2011; MENDES *et al.*, 2015), com uma complexa rede de canais gerados durante o Pleistoceno Médio e Tardio por um sistema multicanal (VALENTE; LATRUBESSE, 2012). Delineada pelos rios Araguaia, na borda esquerda, e Javaés, na borda direita, a ilha é um sistema único no bioma do Cerrado em transição com o bioma amazônico, ainda livre de grandes alterações diretas no canal, tais como a construção de barragens (MARTINS *et al.*, 2021; PELICICE *et al.*, 2021). A posição atual de grande parte do rio Javaés corresponde a um cinturão aluvial de canal abandonado pelo Rio Araguaia por avulsão regional (IRION *et al.*, 2016; VALENTE; LATRUBESSE, 2012).

Em conjunto com a planície aluvial dos rios Araguaia e Javaés, a Ilha do Bananal é considerada o maior refúgio natural da fauna do Cerrado e um dos últimos redutos naturais para a biodiversidade, sendo considerada uma fronteira ambiental do bioma (LATRUBESSE *et al.*, 2019; MARTINS *et al.*, 2021; VALENTE; LATRUBESSE; FERREIRA, 2013). No entanto, dados recentes indicam que mais da metade da cobertura vegetal do bioma já foi convertida em

uso antrópico, principalmente para a agricultura e pecuária (SOUZA *et al.*, 2020). Neste aspecto, modelos ambientais indicam que impactos como o desmatamento exercem grande influência sobre processos em sistemas fluviais como o Araguaia, impactando o escoamento superficial e a recarga hídrica (COE *et al.*, 2011, 2017; GOMES *et al.*, 2021).

Embora algumas pesquisas tenham avaliado as mudanças morfológicas ao longo do rio Araguaia (BAYER *et al.*, 2020; LATRUBESSE *et al.*, 2009; SUIZU *et al.* 2022, 2023), pouco se sabe sobre as dinâmicas geomorfológicas do rio Javaés, na outra borda da Ilha do Bananal. Portanto, compreender as mudanças morfológicas ao longo do tempo no rio Javaés é importante para entender a dinâmica do sistema fluvial da região e identificar possíveis impactos ambientais na biodiversidade local. Além disso, a comparação das mudanças nos rios Araguaia e Javaés permitirá avaliar diferenças significativas na dinâmica fluvial entre os rios que circundam a Ilha do Bananal. Assim, o presente estudo teve como objetivo avaliar as mudanças na morfologia bidimensional do rio Javaés, utilizando imagens multitemporais de sensoriamento remoto e análise de tendência de séries temporais.

4.2. Materiais e Métodos

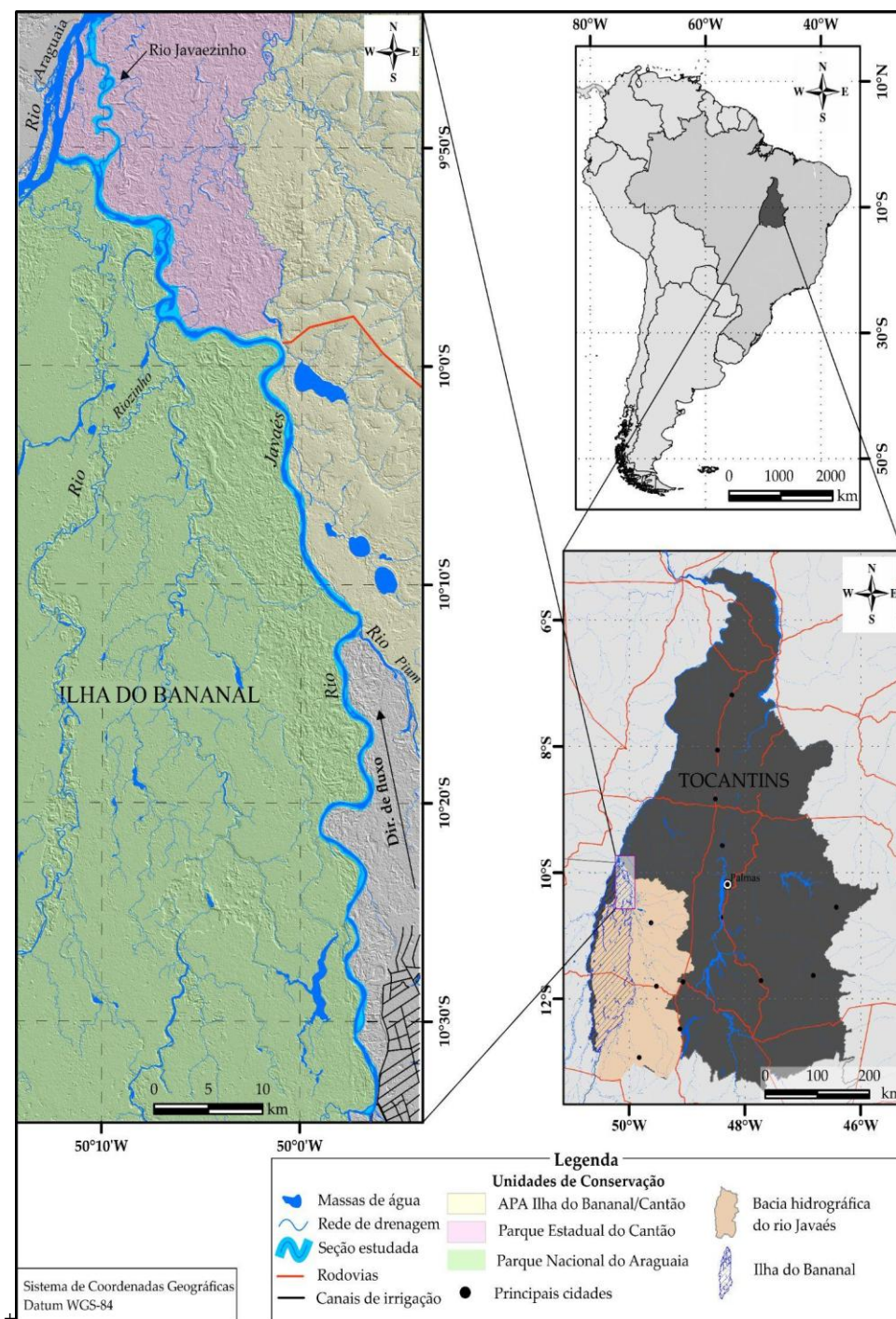
4.2.1. Área de estudo

A área em análise localiza-se em uma região de transição entre o bioma Cerrado e a Floresta Amazônica, no sudeste da Amazônia Legal, no estado do Tocantins. O foco da pesquisa é o baixo curso do rio Javaés (Figura 4.1), que é um sistema palimpsesto reativado, resultante de sucessivos desvios (avulsões) do rio Araguaia durante o Pleistoceno (SUIZU; LATRUBESSE; BAYER, 2023; VALENTE; LATRUBESSE, 2012). Conhecido também como o braço menor do Araguaia, o rio Javaés delinea toda a borda direita da Ilha do Bananal, a maior ilha fluvial do mundo, drenando uma área de 53.000 km² de bacia no médio rio Araguaia (MENDES *et al.*, 2015).

As seções de canal analisadas no rio Javaés têm início na confluência com seu maior tributário, o rio Formoso, em uma altitude de 180 m. Apresentam as melhores condições para identificar as feições deposicionais nas imagens da série LANDSAT de satélites, devido a largura do canal, que varia entre 100 e 250 m. A partir desse ponto, o rio percorre 118 km em direção ao noroeste, preferencialmente, até se bifurcar em dois canais; o trecho mais largo deságua no rio -Araguaia após 5 km da bifurcação, em uma altitude de 170 m. O braço adjacente

possui um trecho de 20 km, denominado rio Javaezinho, e forma uma ilha em paralelo com o rio Araguaia no Parque Estadual do Cantão (PEC) (IBGE, 2007a).

Figura 4.1 – Localização da área estudada. América do Sul com cores cinza claro, Brasil em cor cinza e o estado do Tocantins em cinza escuro.



Elaboração: Próprio autor

Essa região é de grande importância para a conservação ambiental, cercada por áreas de proteção como o Parque Nacional do Araguaia (PARNA), Reserva Particular do Patrimônio

Natural (RPPN) Canguçu, uma base para pesquisas científicas gerenciada pela Universidade Federal do Tocantins, o PEC e a Área de Proteção Ambiental (APA) de uso sustentável da Ilha do Bananal/Cantão (Figura 4.1).

O clima na região do rio Javaés é considerado úmido, com moderada deficiência hídrica, marcado por estação de seca, que varia entre os meses de maio e setembro, e estação chuvosa, entre setembro até abril do ano posterior (SANTOS; CHEREM, 2021). A geração de chuvas é influenciada pela dinâmica das Zonas de Convergência Intertropical e do Atlântico Sul que atuam sobre a porção sudeste da Amazônia Legal (NASCIMENTO; NOVAIS, 2020). Os trechos do rio Javaés entre o PARNA e o PEC (Figura 4.1) apresentam as maiores taxas de precipitação média anual em todo o Cerrado (entre 1953 e 2.448 mm.ano⁻¹). No sentido de jusante para montante do rio Javaés, a distribuição espacial da precipitação reduz gradativamente, entre 1003 e 1.161 mm.ano⁻¹ nas cabeceiras de drenagem (CAMPOS; CHAVES, 2020; GOMES *et al.*, 2022; GOMES; FERREIRA; LIMA, 2019).

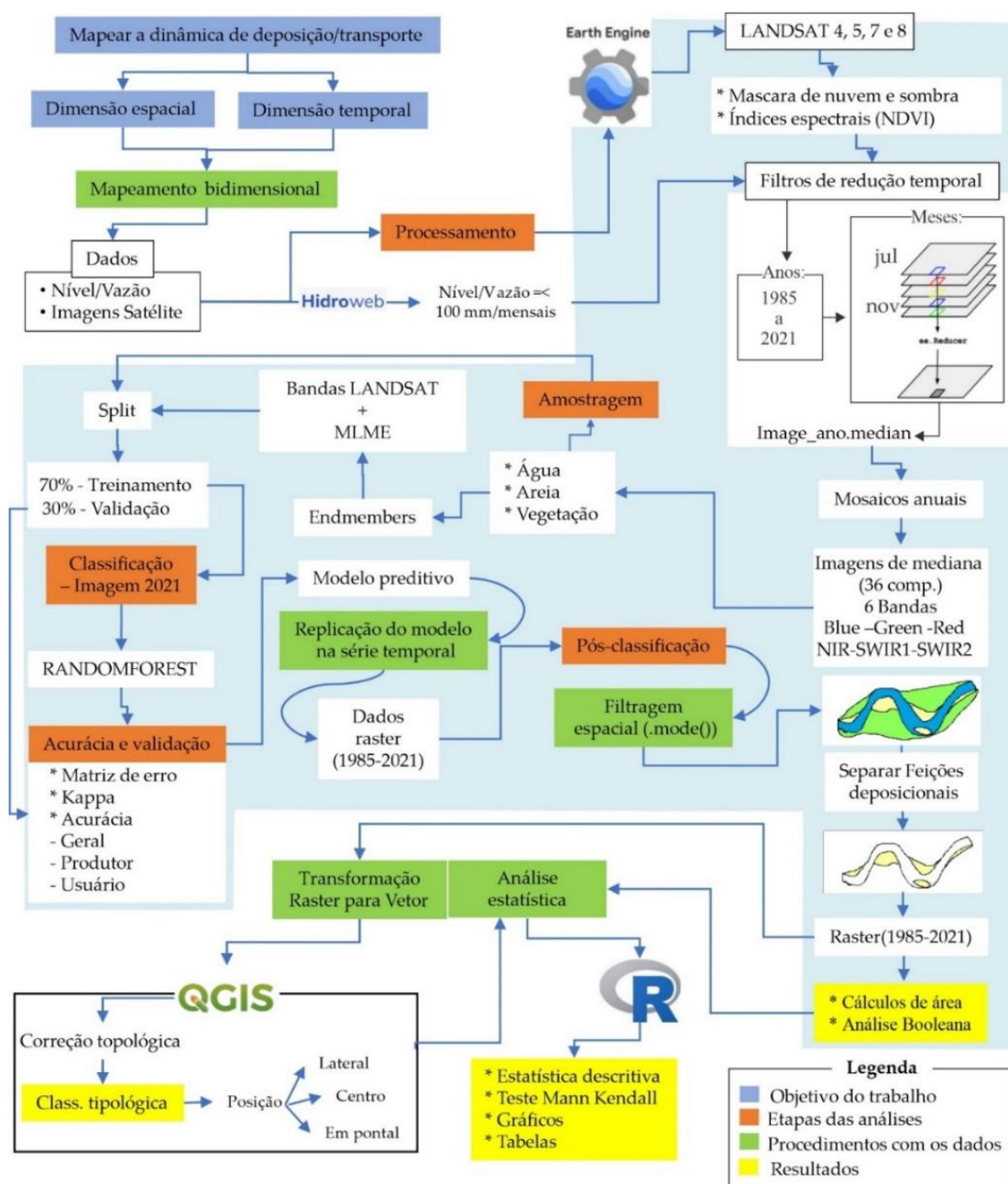
4.2.2. Mapeamento das feições fluviais

Para identificar as feições deposicionais fluviais, foram utilizadas 4 cartas topográficas na escala de 1:100.000 referentes ao ano de 1968, vetorizadas e disponibilizadas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro, e dados orbitais da coleção LANDSAT, entre 1985 e 2021 (Figura 4.2), que incluíram a coleção dos satélites Landsat-4 e 5 com o sensor TM, Landsat-7 com o sensor ETM+, e o Landsat-8 com o sensor OLI.

Os vetores das cartas topográficas correspondentes às classes de massas de água, barras arenosas e ilhas foram extraídos manualmente no software de sistema de informação geográfica (SIG) QGIS (QGIS DEVELOPMENT TEAM, 2022). Desta forma, foi criada uma camada a partir da mesclagem dos dados, gerando um arquivo correspondente ao ano de 1968. Para os dados orbitais, um código em linguagem de programação *Javascript* foi gradativamente desenvolvido na plataforma de processamento de dados espaciais em nuvem *Google Earth Engine* (GEE) (Figura 4.2), que oferece uma interface *web* interativa em nuvem (GORELICK *et al.*, 2017). Na plataforma GEE foi possível acessar e utilizar imagens da coleção 2 da série de satélites LANDSAT, disponibilizadas pela *United States Geological Survey* (USGS). Em 2020, a USGS finalizou o reprocessamento dos dados brutos das séries de imagens, aplicando novos ajustes nos pontos de controle e georreferenciamento (PINTO; JING; LEIGH, 2020; WULDER *et al.*, 2022). As imagens do sensor *Thematic Mapper* (TM) e do *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) foram processadas por meio do algoritmo *Landsat Ecosystem*

Disturbance Adaptive Processing System (LEDAPS) enquanto as imagens do sensor *Operational Terra Imager (OLI)* foram processadas pelo algoritmo *Land Surface Reflectance Code (LaSRC)*, gerando produtos calibrados de reflectância de superfície, possibilitando harmonizações coesas entre produtos.

Figura 4.2 – Fluxo de trabalho para identificação de série temporal.



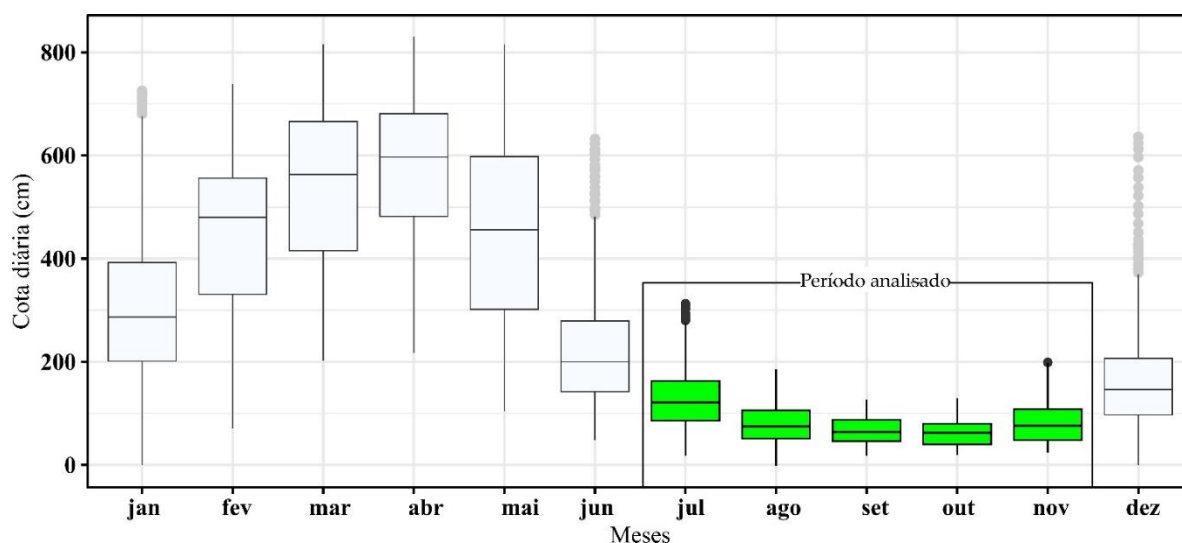
Fonte: Próprio autor (2024)

Em estudos comparativos temporais de processos fluviais em grandes rios, idealmente, são utilizadas imagens de sensoriamento com a menor variação de cota hidrométrica possível

(e.g., PEIXOTO; NELSON; WITTMANN, 2009; FRAGAL; CREMON, 2012; ROZO; NOGUEIRA; CASTRO, 2014). No entanto, para a área de estudo em questão, não havia disponibilidade de um banco de dados com imagens da série Landsat regularmente espaçadas no tempo, cuja cena coincidissem com a mesma cota hidrométrica, ou amplitude de valores de cota próximos. Isso ocorreu devido à resolução temporal da série LANDSAT e cenas com cobertura de nuvens ou sombra de nuvens.

Nesse contexto, buscou-se trabalhar com imagens no período em que o rio Javaés tivesse a menor variabilidade de nível hidrométrico possível. Em uma análise prévia dos dados hidrológicos de cota da estação Barreira da Cruz, no rio Javaés, revelou-se que o período de menor variabilidade de cota é entre os meses de julho e novembro (Figura 4.3). Santos e Cherem (2021) observaram séries hidrológicas e identificaram que, anualmente, nesse mesmo período de meses, o rio Javaés apresenta uma fase de estiagem com vazão inferior a $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e menor cobertura de nuvens.

Figura 4.3 – Boxplots com a série histórica de cota média diária (em cm) da estação Barreira da Cruz.



Fonte dos dados: ANA (2023). Elaborado pelos autores (2023).

Sendo assim, a partir da filtragem espacial e temporal, foram selecionadas 2.547 imagens LANDSAT geradas entre 1985 e 2021, restringindo a busca entre os meses de julho e novembro. Foi aplicado uma máscara de pixels para isolar nuvens e sombras, utilizando a banda de qualidade de pixel elaborada pela USGS e agregada em cada conjunto de cenas (LI *et al.*, 2019). A aplicação de um filtro redutor temporal de mediana buscou reduzir as imagens, gerando mosaicos anuais para cada banda espectral e ano (TOBÓN-MARÍN; CAÑÓN BARRIGA, 2020). Com essa estratégia, foi possível obter imagens medianas anuais da área de

estudo, com reduzida cobertura de nuvens e em períodos regulares, além de permitir obter uma linha de base para comparação.

Para mapear as feições deposicionais, optou-se pela classificação supervisionada das imagens orbitais, diferenciando esses alvos das classes barra arenosa, água e vegetação. Para isso foi utilizado o algoritmo *Random Forest*, que usa uma abordagem que combina várias árvores de decisão aleatórias para se obter a melhor acurácia na divisão entre classes, gerando um modelo preditivo com os melhores resultados por abordagem *ensemble* de aprendizado de máquina (BORRA; THANKI; DEY, 2019; BREIMAN, 2001).

Foram utilizadas as bandas multiespectrais da série LANDSAT da faixa do visível (BLUE, GREEN e RED) e infravermelho (NIR, SWIR1 e SWIR2) e o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para cada mosaico anual de imagens gerado. Adicionalmente, com base no Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) foi possível obter imagens frações para cada ano dos *endmembers*: areia, água e vegetação (SHIMABUKURO; DUTRA; ARAI, 2020; SHIMABUKURO; SMITH, 1991). Os *endmembers* foram selecionados por interpretação visual na definição de pixels puros para a aplicação do MLME pela função *unmix* no GEE.

No processo de amostragem para classificação, foram selecionados 1.047 pontos nas imagens conforme as três classes especificadas (barra arenosa, água, vegetação). As amostras foram divididas em dois grupos, sendo 70% utilizadas no treinamento e 30% para teste (validação com amostras independentes ao treinamento) (BORRA; THANKI; DEY, 2019; NGUYEN *et al.*, 2021).

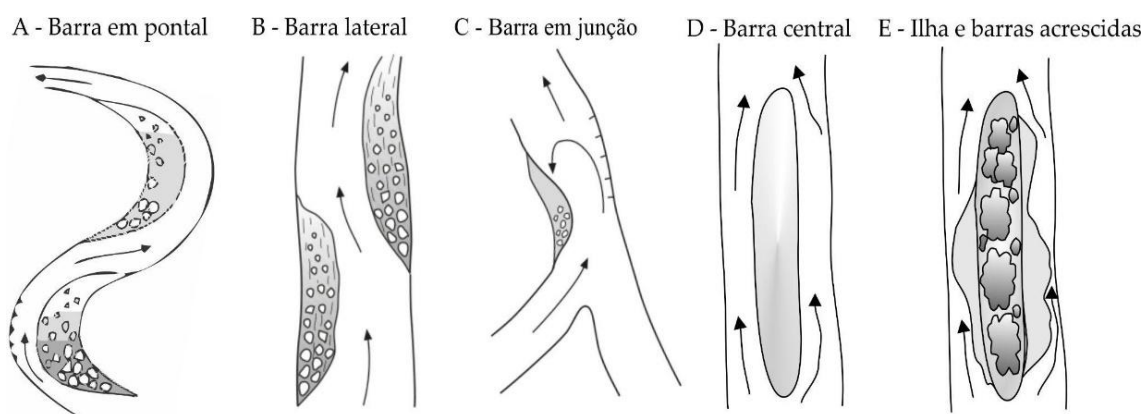
Os resultados das imagens classificadas em formato matricial foram pós-processados com filtro de mediana 3x3 e em seguida convertidos em vetores do tipo polígonos na plataforma do GEE. Posteriormente os dados foram inseridos no QGIS para a limpeza dos polígonos e correções de topologia em modo manual, reduzindo inconsistências como sobreposições e vazios entre fronteiras. Foram selecionados anos específicos para o detalhamento vetorial, sendo 1968 relacionados aos vetores das cartas topográficas, 1985, 1990, 1995, 2000, 2005, 2010, 2015 e 2021 derivados da classificação dos mosaicos LANDSAT.

4.2.3. Tipologias das feições deposicionais

Foi utilizado definições geomorfológicas de macroformas do relevo de leito dos rios que consideram principalmente a posição no leito e processos de formação (CHARLTON, 2008;

CHRISTOFOLETTI, 1981; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017), observando as propostas adaptadas para o mapeamento de rios tropicais como o Araguaia (MORAIS, 2006; SUIZU *et al.*, 2022). Partindo desses referenciais, foram identificadas cinco tipologias de barras na área de estudo: barra em pontal (Figura 4.4A), barra lateral (Figura 4.4B), barra em junção ou em bifurcação de canais (Figura 4C), barra central (Figura 4.4D), ilhas e barras acrescidas (Figura 4.4E).

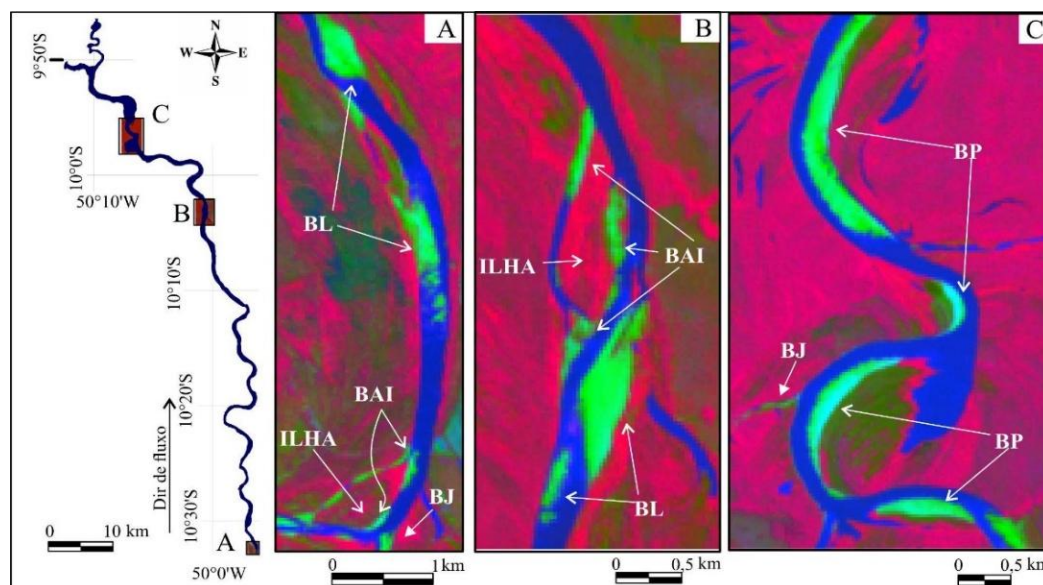
Figura 4.4 – Representações de padrões de barras e ilhas fluviais mapeadas.



Fonte: Adaptado de Brierley e Fryirs (2005) e Suizu *et al.* (2022). Diagramas disponíveis em: <https://riverstyles.com/geomorphic-unit-quick-reference-guide/page/2/E>

As ilhas também foram mapeadas, porém sua identificação ocorreu de forma manual, com a individualização de polígonos associados a presença da vegetação entre canais fluviais (Figura 4.4), com ajustes pontuais entre fronteiras entre massas de água e barras arenosas. A Figura 4.5 exemplifica essa identificação e as tipologias observadas no rio Javaés, com base em imagens do MLME.

Figura 4.5 – Localização de área de controle no mapeamento de barras arenosas e ilhas no rio Javaés. Os símbolos correspondem: BL - Barra Lateral; BAI - Barras acrescidas às ilhas; BP - Barra em Pontal; BJ - Barra em Junção de canais. Imagem do MLME em composição colorida: R(imagem fração vegetação), G(imagem fração barras arenosas), e B(imagem fração água). As massas de água estão na cor azul, barras arenosas (em verde claro) e vegetação em tons variados, magenta para padrão arbóreo e verde oliva para padrão arbustivo.



Elaboração: Próprio autor

4.2.4. Análises da série temporal e tendência

A análise das séries temporais foi feita para toda a área estudada com os dados contínuos entre 1985 e 2021, por meio de testes estatísticos, análise gráfica e álgebra de mapas. No software QGIS foram definidos ainda 14 segmentos de 5 km de extensão ao longo do canal, nomeados de A (montante) a N (Jusante), com o cálculo de área, orientação azimutal e a sinuosidade por trechos. A análise de estatística descritiva foi realizada no software de estatística R (R CORE TEAM, 2020), com a geração de tabelas e gráficos.

Por meio do pacote *Trend*, foi utilizado a função *mk.test* que aplica o teste não paramétrico de Mann Kendall (MCLEOD; MCLEOD, 2015), comumente utilizado para identificar presença ou ausência de tendência em séries temporais (FIENER; NEUHAUS; BOTSCHEK, 2013; SANG; WANG; LIU, 2014; SANTOS; CHEREM, 2021), e o estimador *Sen` Slope* que quantifica a magnitude dessas mudanças (HAGHTALAB *et al.*, 2020; MU; JONES, 2022; SEN, 1968). Também foi calculado a média móvel das séries temporais por 3 anos consecutivos, para a identificação de sub tendências. Ainda no software R, calculou-se a relação entre o desenvolvimento de área das barras arenosas e de massas de água com base em um teste de regressão linear simples.

No GEE foram analisados ainda a evolução espacial das massas de água e sedimentação ao longo do tempo e entre trechos, por meio de álgebra simples dos rasters gerados na classificação, considerando a diferença de posição dos pixels entre dois períodos, com a quantificação das áreas removidas, estáveis ou acrescidas (GUIMARÃES; NARVAES; GALO, 2017). Para os 14 trechos definidos, foram analisados o balanço sedimentar, além da tendência estatística (MK) para a área de massas d'água e barras arenosas.

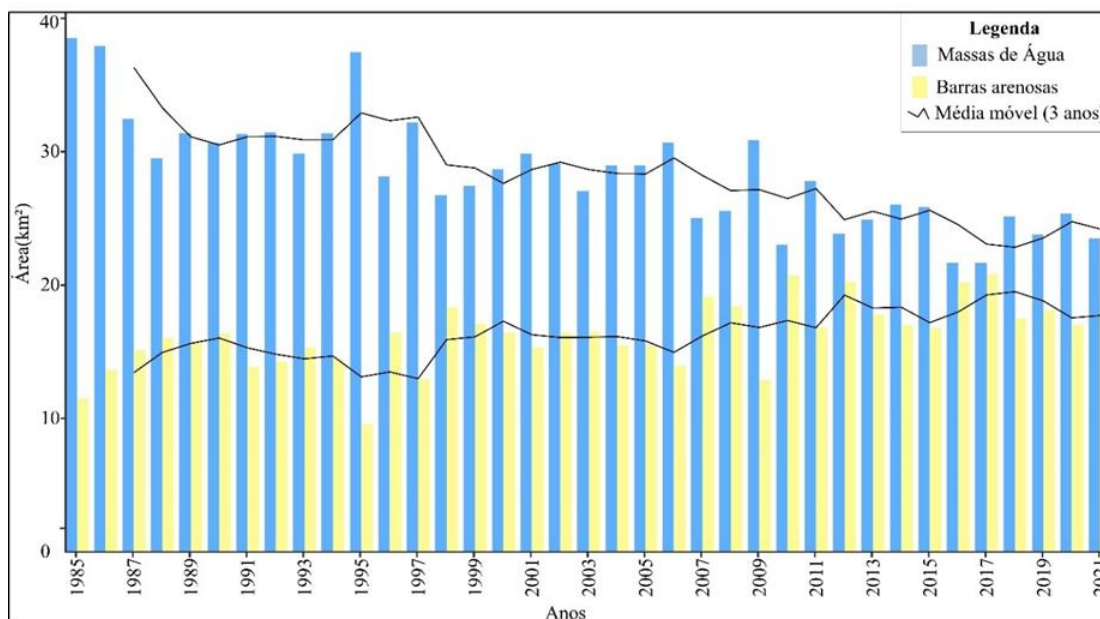
4.3. Resultados

4.3.1.1. Análise multitemporal da distribuição e tendência das áreas das barras arenosas e massas de água

Na identificação dos alvos, o modelo treinado com o classificador Random Forest apresentou acurácia global e índice Kappa de 0,99. Os valores de área das classificações de massas de águas do canal e barras arenosas foram organizados em séries temporais conforme a Figura 4.6. Entre 1985 e 2021, as barras variaram com área mínima de 9,5 km² em 1995 e máxima de 20,8 km² em 2017. As massas de água apresentaram amplitude de 16,8 km², com área mínima de 21,7 km² em 2016 e máxima de 38,6 km² em 1985. As barras arenosas apresentaram acréscimo de área entre 1985 e 2021 de 57% (6,5 km²), enquanto a área de massas de água reduziu em 39% (15,2 km²).

O teste não paramétrico de Mann Kendall (MK) aplicado sobre os dados de barras arenosas indicou evidência estatística significativa para presença de tendência na série temporal ($t=0,48$, $p\text{-valor} < 0,05$), com aumento da área de barras arenosas ($sen's\ slope = 0,12\ km^2.ano^{-1}$, $p\text{-valor} < 0,05$). A mesma análise aplicada a série de massas de água também indica a presença de tendência ($tau = -0,63$, $p\text{-valor} < 0,05$), porém com a redução de área ($sen's\ slope = -0,28\ km^2.ano^{-1}$, $p\text{-valor} < 0,05$). O teste de regressão linear indicou uma relação significativa com correlação positiva entre os valores de área das barras arenosas e áreas de massas de água, indicando que o aumento nas taxas de deposição pode ser condicionado pela redução na área de massas de água ($R^2 = 0,84$, $p\text{-value} = 0,01$).

Figura 4.6 – Somatório anual de áreas mapeadas de barras arenosas e massas de água entre 1985 e 2021 no baixo curso do rio Javaés.



Elaboração: Próprio autor

Os valores de média móvel de área ajustados para períodos de 3 anos permitiram identificar fases oscilatórias nos dados, com aumentos graduais e reduções que indicam subtendências em ambos os grupos (Figura 4.6). As barras arenosas apresentaram elevação de 40% entre 1985 e 1990, atingindo o pico em 1990 e, posteriormente, uma fase de redução que culminou na mínima da série histórica em 1995. As feições deposicionais retomaram o crescimento entre 1997 e 2000, mantendo-se em um patamar com valores próximos a 15 km² até uma queda em 2006 (14 km²). Entre 2006 e 2011, a área de barras elevou-se próximo a 18 km², seguida por uma redução de área até o ano de 2015. Nos anos 2016 e 2017, ocorreu um aumento de área acima de 20 km² novamente, com redução e estabilização próximo a 18,5 km².

As massas de água apresentaram oscilações mais suaves na área anual, com alternância entre sequências de redução de área, picos e períodos de estabilidade. Em 1985 e 1986, os valores foram os mais elevados da série, seguidos por uma redução em 1988 de 24%. Um patamar manteve-se até 1995, com valores entre 30 e 32 km² nos anos seguintes, atingindo um pico em 1995 (37,5 km²), com uma elevação isolada com nível similar a 1985. A partir de 1996 e até 2005, ocorreu uma fase de estabilidade. A partir de 2006, as áreas das massas de água apresentaram uma redução de 7,1 km² (-23%) até 2021. Os anos 2015 e 2016 representam um período de menor área nas massas de água do canal, seguido por uma retomada na expansão

em área das barras arenosas. Ao analisar os dados entre 2015 e 2021, é possível observar que a área de barras arenosas aumentou 7,6%, enquanto a área de água diminuiu 11,5%.

A álgebra de mapas entre períodos regulares (Tabela 4.1) indicou que as massas de água possuem o maior acréscimo de área do canal entre 1990 e 1995 (10 km²) em uma taxa de 2,5 km².ano⁻¹. Proporcionalmente ocorreu maior mobilidade das barras arenosas nesse mesmo período (8,1 km²), em uma taxa de 1,7 km².ano⁻¹. Posteriormente, entre 1995 e 2000 ocorreu a redução na área de massas de água em proporção similar ao período anterior, com aumento na deposição de barras em uma taxa de 1,5 km².ano⁻¹. Entre 1985 e 2000, as áreas estáveis apresentaram valores regulares, com redução gradativa nos períodos posteriores. As barras arenosas apresentam valores oscilatórios entre os períodos nas taxas de mobilidade e acréscimo de áreas e aumento gradativo das áreas de estabilidade.

Tabela 4.1 – Resultados da análise booleana do balanço de área entre períodos no rio Javaés.

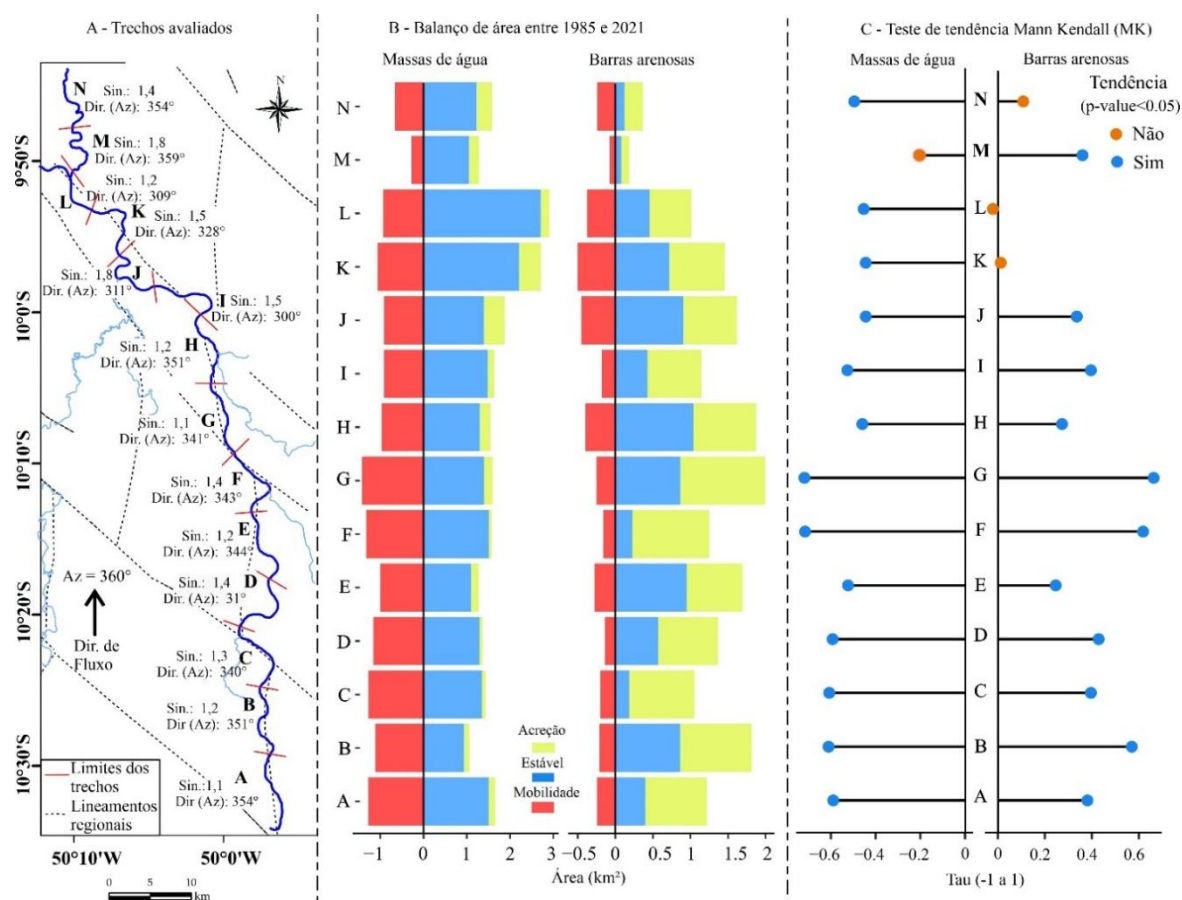
Períodos	A - Área de massas de água			B - Área de barras arenosas		
	Acréção	Estável	Mobilidade	Acréção	Estável	Mobilidade
1985-1990	2,4	27,6	-7,2	6,1	10,2	-1,3
1990-1995	10	27,4	-2,5	1,3	8,3	-8,1
1995-2000	1,3	27,4	-10,0	8,0	8,5	-1,1
2000-2005	2,3	26,7	-2,0	1,7	13,8	-2,7
2005-2010	0,5	22,5	-6,5	5,8	14,9	-0,6
2010-2015	3,9	22,0	-1,1	0,9	15,9	-4,8
2015-2021	1,2	22,3	-3,6	3,1	14,9	-1,8

Elaboração: Próprio autor

4.3.1.2. Análise por trechos do balanço sedimentar e tendência das áreas das barras arenosas e massas de água

Os 14 trechos definidos estão representados na Figura 4.7A. O trecho A é um canal gerado a partir da confluência do rio Javaés com o Rio Formoso (Figura 4.7A), seu principal tributário que detém a maior parte dos canais a montante. Esse setor juntamente com o trecho B, apresenta: canal unitário com barras laterais alternadas, recorrência de segmentos multicanal com ilhas de grande porte (Figura 4.7A), largura média de 144 m, baixa sinuosidade e controle de direção no sentido NNW e N. A sinuosidade aumenta nos trechos C e D, com largura média entre 124 m e 137 m, apresentando alternâncias na orientação das curvas de meandros entre NE e NW. O trecho F muda sua direção após receber fluxo do rio Pium na margem direita, com reorientação do rio Javaés para NNW até o trecho H.

Figura 4.7 – Segmentos analisados na área de estudo e tendências ao longo do tempo. (A) Localização dos segmentos definidos para a área de estudo com orientação (Az) e sinuosidade (Sin) e lineamentos regionais (IBGE, 2008). (B) Balanço de área: Acreção, Estabilidade e Mobilidade de massas de água e barras arenosas. (C) resultados por trecho dos testes de Tendência Mann Kendall (MK).



Elaboração: Próprio autor

Os trechos entre I e L apresentam mudanças na orientação do rio Javaés para W, alternando a direção com segmentos em NW até a confluência principal com o rio Araguaia. A largura média dos trechos nessa seção variou de 139 m no trecho I, com características sinuosas e deposição em barras em pontal, até 208 m no trecho K, que concentra ilhas e lagos integrados ao leito de vazante. A sinuosidade é superior a 1,5 até a bifurcação do braço principal. Os trechos M e N representam esse tronco secundário, o rio Javaezinho, um canal com característica de avulsão regional em atividade, com orientação perpendicular ao rio Araguaia (variando a direção entre NE e NW); possuem as taxas de sinuosidade mais elevadas entre os trechos (1,8) e menores taxas de largura (76 e 101 m).

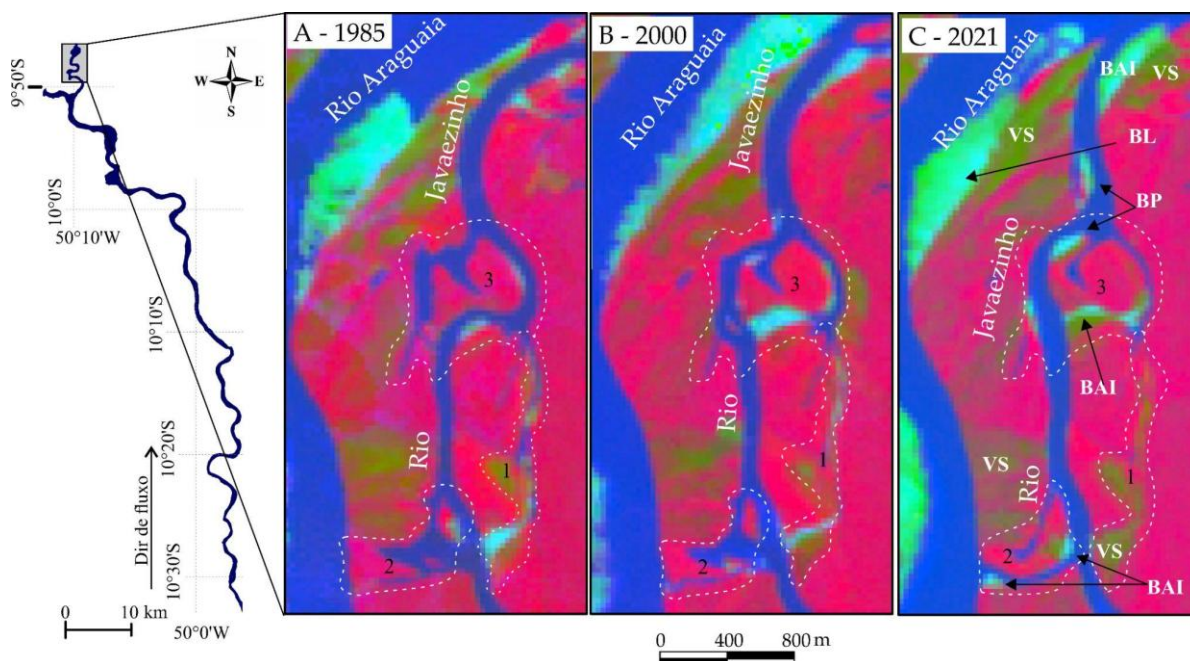
A análise booleana da diferença de área entre anos de 1985 e 2021 reforçou a identificação de mudanças no balanço de área no rio Javaés. As fases nas áreas das massas de água foram de 14,2 km² de redução (Figura 4.7B), 3 km² em acréscimo e 20 km² de área estável.

Em média, cada trecho perdeu aproximadamente 1,4 km² de massas de água, com maiores valores nos trechos G (1,4 km²), F (1,3 km²) e A (1,3 km²). A acreção de novas áreas de canal foi progressiva entre os trechos de montante para jusante, variando de 0,06 km² (trecho F) até 0,5 km² (trecho K). As áreas estáveis foram mais elevadas nos trechos a jusante, em seções diretamente associadas à presença de ilhas de grande porte e trechos multicanais, como o caso dos trechos L (2,7 km²), K (2,2 km²) e A (1,5 km²). As barras arenosas apresentaram acréscimo de 10 km², redução de 3,7 km², e área estável de 7,7 km². Em 37 anos, os setores G e F foram os que mais acrescentaram áreas de barras arenosas. Os setores A, B, C, I, J, K, M e N têm uma taxa de acreção mais elevada do que as áreas estáveis. Também destacamos o setor H com a maior área estável de barras (1,03 km²).

Os resultados do teste de MK sobre a distribuição temporal das massas de água indicou presença de tendência (p -valor < 0,05), com inclinação negativa em 13 trechos mapeados (Figura 4.7C). O teste MK da distribuição temporal das áreas de barras arenosas identificou que em 11 dos 14 segmentos ocorreu presença de tendência com significância estatística (p -valor < 0,05), com variação positiva nos indicadores estatísticos do índice *tau* entre 0,25 (trecho E) e 0,67 (trecho G). Os resultados do índice *sen's slope* confirmam o domínio da inclinação positiva com valores que variaram entre 0,001 e 0,02 (p -valor < 0,05). Os trechos F e G, na seção central, apresentam diferença superior em todos os anos nas taxas de acumulação quando comparado com os demais trechos e também os maiores valores dos índices *tau* e *sen's slope*, indicando que essas zonas no canal têm apresentado maior capacidade de acúmulo de sedimentos. Entre os setores H e J, os valores do índice *tau* são estabelecidos em níveis similares aos trechos a montante, entre A e D.

Os resultados de teste MK dos trechos L, K e N indicam estabilidade no balanço de deposição nesse trecho. A análise de diferença entre período indicou que a área perdida de sedimentação é proporcional à área gerada nesse setor. Apesar do resultado do trecho N não apresentar tendência para mudanças no aporte sedimentar anual, observou-se nas sequências do mapeamento mudanças morfológicas entre 1985 e 1990, com a ocorrência de corte de meandro, com formação de ilhas e conexões secundárias junto ao rio Araguaia e redução da área de foz. Nota-se também que a partir da análise visual do MLME é possível observar a vegetação secundária (VS) em tons de verde oliva (Figura 4.8), colonizando os canais abandonados e as feições deposicionais.

Figura 4.8 – Imagem em composição colorida R (imagem fração vegetação), G (imagem fração barras arenosas), B (imagem fração água) do MLME, com indicações de mudanças na morfologia de canal do trecho N e na foz do rio Javaezinho junto ao rio Araguaia. Em destaque (linhas pontilhadas), a vegetação secundária (VS), incorporando o canal abandonado a planície de inundação (1), encurtamento de curva sinuosa com formação de paleocanal (2); instalação de furo, conectando os dois rios (2); Soldamento de ilha (3).



Elaboração: Próprio autor

4.3.1.3. Classificação e análise morfométrica das feições deposicionais e ilhas

A análise dos dados da tabela 4.2 no baixo curso do rio Javaés revela uma tendência de aumento de frequência e área por feições ao longo dos anos selecionados para vetorização. É interessante destacar que a quantidade de feições indica crescimento de 107% entre 1968 e 2021, em uma taxa anual de 2%, sendo um aumento não linear. O aumento de frequência mais expressivo ocorreu entre 1968 e 1985 de 110%, em uma taxa anual média de 6,4%. Por outro lado, entre 1995 e 1990 houve menor crescimento (4,07%) na frequência das feições, enquanto entre 2000 e 2005 ocorreu uma redução de -4,8%.

Em relação à distribuição temporal da frequência barras arenosas por tipos feições, em 1968 o grupo predominante era Barra em Pontal, representando 41% do total, seguido dos conjuntos de barra lateral (14) e Ilhas (13), respectivamente 21% e 19% das feições. Esses três grupos citados mantêm hegemonia entre as tipologias mapeadas no rio Javaés, representando em 2021 84% do total de feições mapeadas. Nota-se que esse percentual de predomínio é modificado com a redução gradativa das Ilhas e um aumento expressivo de barras laterais.

Entre 1968 e 1985, o número de barras em pontal aumentou em 75%. No entanto, nos períodos seguintes, apresentou taxas variáveis, com uma queda sequencial entre 1985 e 1990 (-14%) e outra entre 1990 e 1985 (-7%), seguidas por um aumento entre 1995 e 2000 (23%). Entre 1968 e 2021, as barras laterais apresentaram o maior aumento absoluto entre os grupos, com acréscimo de 39 barras. Já entre 1985 e 2021, esse grupo sustentou uma tendência de aumento, com uma diferença relativa de 179%. Entre 1968 e 1985, as ilhas indicam aumento expressivo (107%), entretanto apresentaram uma tendência de redução até 2021.

A partir de 1985, a frequência das barras em pontal apresentou comportamento semelhante à frequência total das feições mapeadas, assim como o grupo de barra lateral que apresentou contínuo aumento de feições até 2021 (Tabela 4.2). Em contrapartida, as ilhas e barras acrescidas às ilhas apresentaram reduções a cada período, com maior frequência em 1995 (27) chegando a 17 feições em 2021. As barras acrescidas às ilhas correspondiam a um percentual de 14% das feições em 1968, chegando a 31 feições em 2005. Barra central apresentou baixa frequência em toda série, sem registro em 2005. Barra em junção apresentou tendência similar com o grupo de barras acrescidas, com aumento gradativo da frequência até um pico em 2010 e redução de 46% em 2015.

Tabela 4.2 – Frequência de tipos de barras arenosas e ilhas no baixo curso do rio Javaés. NA = sem registro.

Anos	Barras acrescidas às ilhas		Barra central		Barra em junção de canais		Barra em pontal		Barra lateral		Ilhas		Total	
	Freq.	Área (km ²)	Freq.	Área (km ²)	Freq.	Área (km ²)	Freq.	Área (km ²)	Freq.	Área (km ²)	Freq.	Área (km ²)	Freq.	Área (km ²)
1968	10	1,3	1	0,04	2	0,06	28	7,9	14	2,1	13	3,7	68	15
1985	18	1,3	6	0,05	6	0,17	49	8,2	38	2	26	2,7	143	14,4
1990	27	1,8	9	0,28	8	0,17	42	10,4	40	3,8	23	2,4	149	19,0
1995	22	1,1	6	0,10	9	0,16	39	6,5	41	1,5	27	3,0	144	12,4
2000	26	1,9	5	0,12	8	0,16	48	11,1	41	3,2	23	3,3	151	19,8
2005	31	1,9	NA	NA	9	0,24	40	10,3	41	2,9	23	2,5	144	17,9
2010	23	2,5	5	0,03	13	0,34	52	14	45	3,9	22	3,2	160	24
2015	16	1,3	1	0,01	7	0,19	44	11,3	37	3,0	20	2,2	125	18
2021	13	1,2	4	0,02	6	0,28	48	13,1	53	3,9	17	2,6	141	21,1

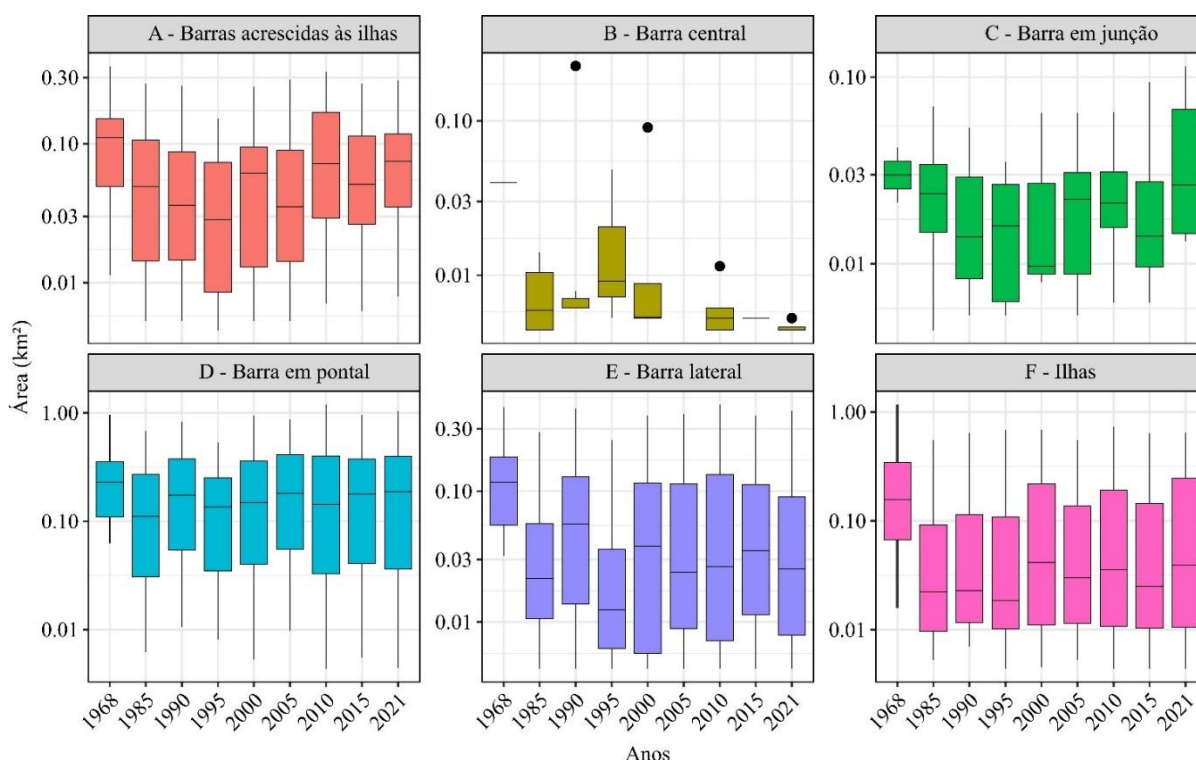
Elaboração: Próprio autor

A tabela 4,2 também apresenta valores de área total por ano, incorporando as medidas das ilhas mapeadas. As feições vetorizadas mostram uma distribuição assimétrica de área, com média de 0,13 km², mediana de 0,05 km², e uma amplitude que varia de 4.352 m² a 1,2 km².

Em termos absolutos, as barras em pontal somam maior percentual de área ao longo da série temporal, seguindo a tendência oscilatória de queda mais expressiva em 1995. Esse grupo possui as médias e medianas mais elevadas, respectivamente $0,2 \text{ km}^2$ e $0,1 \text{ km}^2$, seguido do grupo de Ilha ($0,1 \text{ km}^2$ e $0,03 \text{ km}^2$). As barras centrais apresentaram maior expansão mediana de área entre 1968 e 1995, com queda entre 1990 e 2021 ($0,26 \text{ km}^2$). Entre 1990 e 1995 as barras em pontal, barras laterais e barras centrais reduziram suas áreas respectivamente em -38%, -60% e -61%, e apenas o grupo de Ilhas não apresentou redução (22%). O Período entre 1995 e 2000 foi o mais positivo em crescimento de área, alavancado pelas barras em pontal (Tabela 4.1). Entre 2010 e 2015 predominou redução em área, com destaque para as barras centrais (-81%).

As barras em junção de canais indicam um aumento de área entre 2015 e 2021 (Figura 4.9), o que sugere maior dinâmica entre conexões de sistemas conectados como a foz dos rios Formoso (Figura 4.5), Pium, Riozinho e bifurcações nos setores como do canal do rio Javaezinho.

Figura 4.9 – Área de feições mapeadas no rio Javaés conforme grupos de: (A) barras acrescidas às ilhas (B) barra central; (C) barra em junção de canais, (D) barra em pontal, (E) barra lateral, (F) ilhas.



Elaboração: Próprio autor.

Ao considerar os indicadores de tendência central, o grupo de barra central possui a menor amplitude de área, com concentração unimodal em torno da mediana de 616 m^2 (Figura

4.9). A redução na quantidade barras centrais afetou diretamente a área desse grupo entre 2015 e 2021. Com exceção das barras central e barras em junção, os demais valores de área por grupo indicam tendência de queda entre 1985 e 1995, seguido de aumento em 2000 e tendência de elevação até 2021. A área mediana das barras acrescidas foi reduzida entre 1968 e 1995, com valores oscilantes entre 0,01 km² e 0,11 km². Apesar da redução de quantidade e área total, nota-se aumento mediano no tamanho destas feições (Figura 4.9). Entre 1985 e 2021, o tamanho médio das ilhas oscilou entre 0,10 km² a 0,15 km² e o máximo entre 0,5 e 0,6 km². A área das ilhas no quartil ficou próxima ou inferior a 0,01 km², enquanto a área mediana oscilou sem tendência linear, com maior dispersão e tendência de aumento em 2021.

4.4. Discussão

4.4.1. Variáveis que controlam e influenciam a dinâmica de canal

O mapeamento do rio Javaés ao longo de 53 anos revelou mudanças significativas no balanço morfossedimentar, com redução de área das massas de água e aumento do aporte sedimentar. É essencial entender os fatores internos e externos que condicionam a formação das macroformas para compreender os ajustamentos observados (FRYIRS; BRIERLEY, 2012). Quando esses fatores estão em equilíbrio, os rios tendem a apresentar taxas de sedimentação e descarga em um estado de equilíbrio (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020; SEAR; NEWSON, 2010). No entanto, alterações na descarga líquida, coesão das margens, aumento transversal do canal e bloqueios nos leitos podem desequilibrar os processos de escoamento e deposição (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Estudos sobre a dinâmica climática do Bioma Cerrado e na região de transição sudeste da Amazônia com o Cerrado mostram mudanças na distribuição e frequência das chuvas (AGUDELO *et al.*, 2019; ARVOR *et al.*, 2017; FUNATSU *et al.*, 2021; NETO *et al.*, 2021; SANTOS; LUCIO; SILVA, 2015; HOFMANN *et al.*, 2023). Análise de dados de estações meteorológicas (ANA) e grid de interpolação (CHIRPS; PERSIANN-CDR) entre 1977 e 2010, indicam que as anomalias do oceano Atlântico e do Pacífico (*El Niño* e *La Nina*) têm influência significativa sobre o regime de chuvas, com tendência geral de queda nas médias mensais no Cerrado (-8,4%), destacando uma redução na série até 1998, seguido de estabilidade até 2010 (CAMPOS; CHAVES, 2020). Observações entre 1977 a 2006 (MARCUSO; ROMERO, 2013) e entre 1982 e 2019 (GOMES *et al.* 2022) mostram que esses fenômenos anômalos têm influência moderada sobre a variabilidade espaço-temporal da precipitação da região.

Gomes *et al.* (2019; 2022) indicaram que a bacia do rio Araguaia apresenta alta variabilidade anual na precipitação e vazão média ao longo do curso, com picos de cheia e prolongamentos de secas associadas à intensidade de episódios *El Niño* e *La Nina*. Arvor *et al.* (2017) identificaram, por meio de dados do projeto PERSIANN-CDR, uma tendência de encurtamento da estação chuvosa na porção sul da Amazônia legal nos domínios da bacia do Araguaia entre 1983 e 2014. Highlab *et al.* (2020) confirmam essa tendência ao analisar dados diários do programa CHIRPS entre 1982 a 2018, indicando também que para a mesma região tem o maior quantitativo de dias secos, e maiores tendências a extremos de estiagem.

Marengo *et al.* (2022) identificaram tendências negativas na dinâmica de precipitação na zona de transição entre biomas na Amazônia Oriental e Cerrado, associadas a períodos de seca mais prolongados e aumento do estresse hídrico. Os dados de Bettiol (2021) também mostram uma tendência negativa na precipitação em grande parte da bacia do rio Javaés e na ilha do Bananal entre 2000 e 2019, principalmente com episódios de estiagem em dezembro.

Essas pesquisas estão relacionadas com estudos no rio Javaés por Santos e Cherem (2021), que avaliaram a precipitação e vazão desse rio em relação ao comportamento médio mensal do rio Araguaia entre 1984 e 2020. Essa pesquisa identificou tendências de redução da precipitação acumulada mensal nos dois rios entre janeiro e junho, corroborando com um comportamento regional de intensificação dos períodos de estiagem, com redução na vazão nos meses de junho, julho, agosto, outubro e novembro, período analisado no mapeamento de barras.

4.4.2. Influências das atividades antrópicas nos sistemas fluviais

A América do Sul passou por uma intensa conversão de áreas naturais em ambientes antrópicos, totalizando cerca de 60% entre 1985 e 2020 (ZALLES *et al.*, 2021). Esta região possui algumas das maiores bacias hidrográficas do mundo, que drenam diferentes ambientes geomorfológicos e abrigam uma grande diversidade ambiental e endemismo (LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005; PELICICE *et al.*, 2021). No centro-oeste brasileiro, em contato com o sudoeste da Amazônia legal, a dinâmica do uso e ocupação da terra tem gerado impactos significativos nos sistemas fluviais. Fatores como desmatamento (BAYER *et al.*, 2020; CASTRO, 2005; HUNKE *et al.*, 2015; SANTANA *et al.*, 2007), expansão de pastagens, agricultura extensiva e a construção de barragens têm sido apontados como estressores ambientais nessa região (LATRUBESSE *et al.*, 2019; GOMES *et al.*, 2021; PELICICE *et al.*, 2021; MARTINS *et al.*, 2021).

Na bacia do rio Araguaia, mapeamentos têm quantificado a dinâmica geomorfológica e identificado associações entre atividades antrópicas e mudanças no canal fluvial (BAYER, 2002; FERREIRA *et al.*, 2016; LATRUBESSE *et al.*, 2009; LATRUBESSE; STEVAUX, 2002; MORAIS, 2006). Entre 1960 e 2000, houve aumento no aporte de sedimentos relacionado ao desmatamento na bacia, levando a um regime de entrelaçamento de canais e aumento de ilhas (MORAIS, 2006; FERREIRA *et al.*, 2008; LATRUBESSE *et al.*, 2009; COE *et al.*, 2011; BAYER *et al.*, 2020). Suizu *et al.* (2022; 2023) destacam uma mudança nessa tendência de entrelaçamento do canal, indicando que, entre 2001 e 2018, ocorreu redução de barras arenosas e um aumento de ilhas vegetadas.

As mudanças na margem oeste do rio Javaés resultam da dinâmica econômica do país, tornando a região estrategicamente importante para a modernização agrícola (RADAMBRASIL, 1981; SILVA, 2000). Grandes polos de irrigação foram implementados por programas governamentais, como o Programa de Cooperação Nipo-Brasileira para o Desenvolvimento dos Cerrados (PRODECER), o Programa de Desenvolvimento do Sudoeste do Estado do Tocantins (Prodoeste), e a inclusão da área na região de interesse agroindustrial MATOPIBA (ALVES, 2020; BLANCO *et al.*, 2022; MORAIS; JÚNIOR; MENEZES MARTINS, 2017). Esses fatores econômicos permitiram expandir ao longo do tempo a produção de *commodities* agrícolas, controlando as dinâmicas de inundação natural e da vazão dos rios da região. A construção de barragens, canais artificiais e captação intensiva de água para irrigação durante estação seca possibilitaram o cultivo intenso, mas também resultaram em déficit hídrico, redução da conectividade longitudinal e lateral entre as planícies e os rios da região (SANTOS; CHEREM, 2021a).

A escassez hídrica na região tem sido relatada pela mídia, com atividades agrícolas intensificadas durante as secas anuais, levantando a possibilidade de que o uso agrícola intenso durante os períodos críticos possa reduzir a disponibilidade de água e causar mudanças irreversíveis nos sistemas fluviais da região da ilha do Bananal (FLEISCHMANN *et al.*, 2017). Análises sobre o uso da água nos tributários do rio Javaés indicam que 72% dos empreendimentos de irrigação utilizam a água do sistema durante o período de maior criticidade hidrológica e climática (FAGUNDES, 2021).

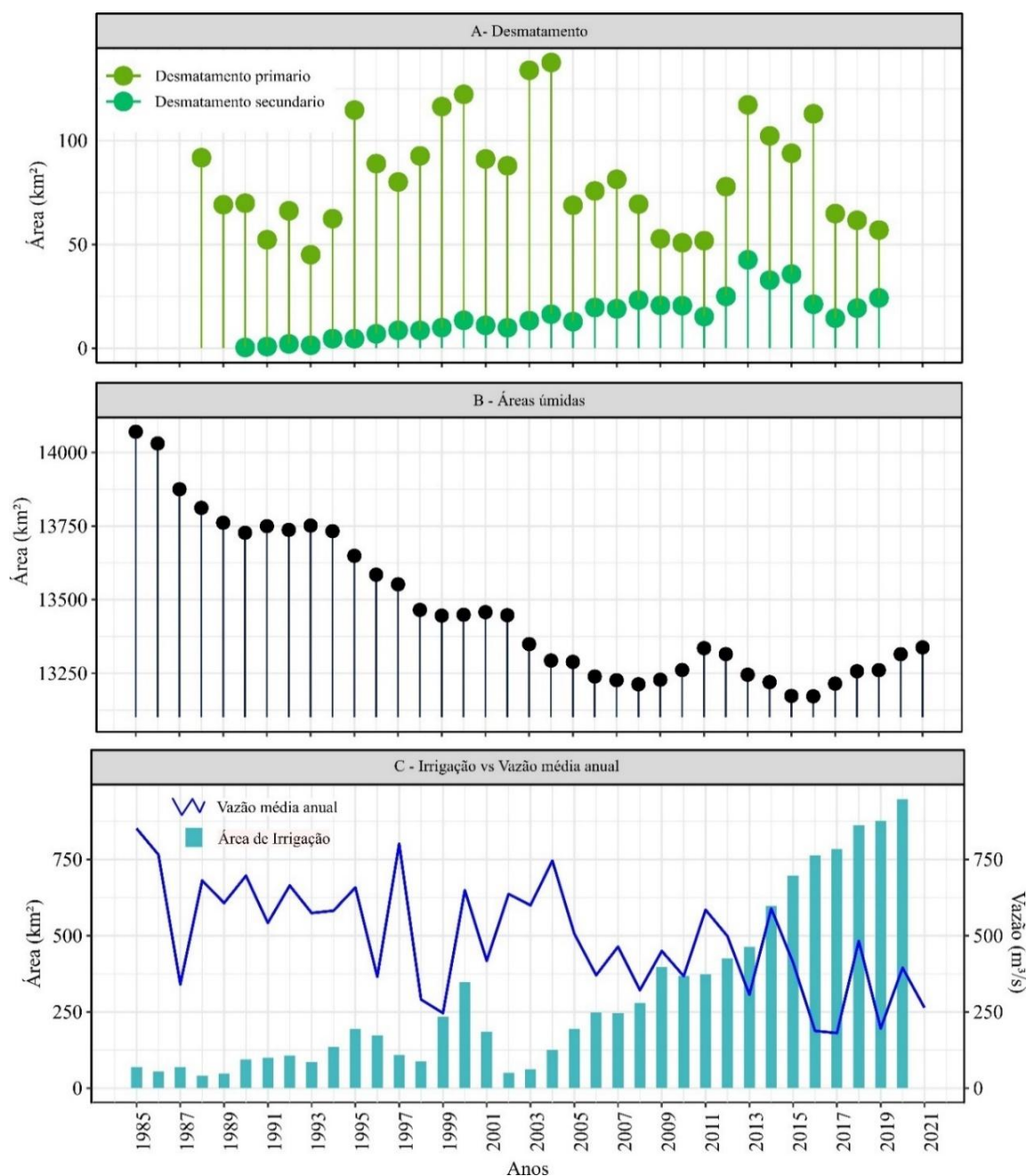
Os dados históricos de mapeamento do uso e cobertura da terra do projeto MAPBIOMAS (coleção 7) (SOUZA *et al.*, 2020) revelam as mudanças ambientais na região do rio Javaés. Uma consulta aos dados dessa base é apresentada nos gráficos da (Figura 4.10),

com recorte de área para a zona de influência do rio Javaés (29.775 km²) definida por Santos e Cherem (2021). A área desmatada teve uma redução no final da década de 1980 e um aumento significativo na década de 1990, atingindo o pico em 2004 (Figura 4.10A). O desmatamento secundário continuou a crescer até 2013, enquanto o desmatamento total atingiu seu pico em 2013, seguido por uma tendência de queda nos últimos anos. A APA Ilha do Bananal foi identificada como a unidade de conservação da região com o maior aumento de desmatamento na última década no Brasil (BLANCO *et al.*, 2022).

A série histórica de áreas úmidas entre 1985 e 2021 (Figura 4.10B) mostra variações, com uma tendência de redução, fases de estabilidade e um aumento em 2011. Essas áreas correspondem aos planos de inundação com fluxo impedido, ou com drenagem deficitária (BRAZIL, 1981; IBGE, 2007a; IRON *et al.*, 2016). Durante a estação chuvosa, elas são sazonalmente inundadas ou saturadas (SANTOS; CHEREM, 2021) e apresentam fitofisionomias herbáceas associadas a áreas úmidas e vegetação arbórea associada ao Parque Cerrado e Palmeiral (DURIGAN *et al.*, 2022). As ipucas são feições típicas entre essas áreas úmidas do médio Araguaia, e possuem uma topografia distinta dos planos de inundação com posição deprimida e forma semicircular (MANCHOLA; MORAIS, 2023). São ocupadas por fragmentos florestais de vegetação hidrófila e de porte herbáceo higrófila (MARTINS *et al.*, 2006). Concentram os excedentes da inundação natural, podendo conectar os fluxos das planícies com sistemas fluviais intermitentes ou a superfície com a subsuperfícies através de sumidouros (IRON *et al.*, 2016).

Conforme as Figuras 4.10A e 4.10C, a expansão das áreas de irrigação ocorre pela redução progressiva das áreas úmidas. De 1985 a 2020, as áreas de irrigação aumentaram 13 vezes, com uma taxa média anual de crescimento de 6,64%. Essa expansão apresenta duas tendências distintas: um aumento até 2000, com pico em 347 km², seguido por uma queda em 2002 e um novo aumento a partir de 2003, alcançando um novo pico em 2019, com 877 km². Além disso, a vazão média anual da estação Barreira da Cruz apresentou uma tendência de redução ao longo dos anos, apesar de flutuações anuais. Essa redução pode ser atribuída ao aumento da área de irrigação, que afeta a disponibilidade de água nos rios, mas também pode ser resultado de mudanças na dinâmica das chuvas e do aumento do aporte sedimentar que reduz a profundidade do canal.

Figura 4.10 – Séries históricas com classes de uso e cobertura da Terra na zona deposicional do rio Javaés, além da vazão média anual. A) Área de desmatamento B) Área úmida; C) Área de irrigação e vazão média anual da estação Barreira da Cruz. Fonte: Dados de vazão da estação Barreira da Cruz no rio Javaés (ANA, 2023) e dados de desmatamento, áreas úmidas e irrigação do MapBiomas (SOUZA *et al.*, 2020).



Elaboração: Próprio autor

Os anos de 2016 e 2017 apresentam os menores indicadores médios de vazão ao longo da série histórica do rio Javaés, com uma redução de áreas de massas de água e aumento na área de sedimentação. A seca hidrológica foi agravada pela demanda aumentada durante os períodos secos, levando à suspensão temporária da captação de água dos afluentes e do rio Javaés, e à instalação do primeiro sistema de monitoramento em tempo real da captação de água em um

rio para irrigação no Brasil (FLEISCHMANN *et al.*, 2017). Análises hidrológicas indicam que os sistemas de irrigação na região têm um impacto significativo no balanço hídrico dos tributários do rio Javaés e mostram que os sistemas de captação e distribuição nas planícies são ineficientes, resultando em desperdício de água e maior pressão sobre os rios (VOLKEN *et al.*, 2022). Esses modelos sugerem que uma redução de 35% no volume de água utilizado nas lavouras seria necessária para evitar uma ampliação da intermitência devido às atividades humanas.

4.4.3. Controle estrutural sobre a migração lateral

O rio Javaés, principal afluente do médio Araguaia, possui trechos de canal meandrante simples e trechos multicanais com ilhas vegetadas (AQUINO; LATRUBESSE; SOUZA FILHO, 2008; VALENTE; LATRUBESSE; FERREIRA, 2013). Desenvolvido na zona deposicional a partir da reativação de paleocanais, o rio Javaés foi influenciado pelas fases deposicionais da Bacia Sedimentar do Bananal (VALENTE; LATRUBESSE; FERREIRA, 2013). A rede de drenagem também é afetada por falhas normais e de rejeito, que resultam em curvas abruptas entre rios que atravessam a bacia sedimentar de S para N (SANTOS; MORAIS, 2017; VALENTE; LATRUBESSE; FERREIRA, 2013). Esse paralelismo é observado na mudança de direção dos trechos os B, C, F, I (Figura 4.7), com correspondência espacial em outros rios desenvolvidos na ilha do Bananal (SUIZU; LATRUBESSE; BAYER, 2023).

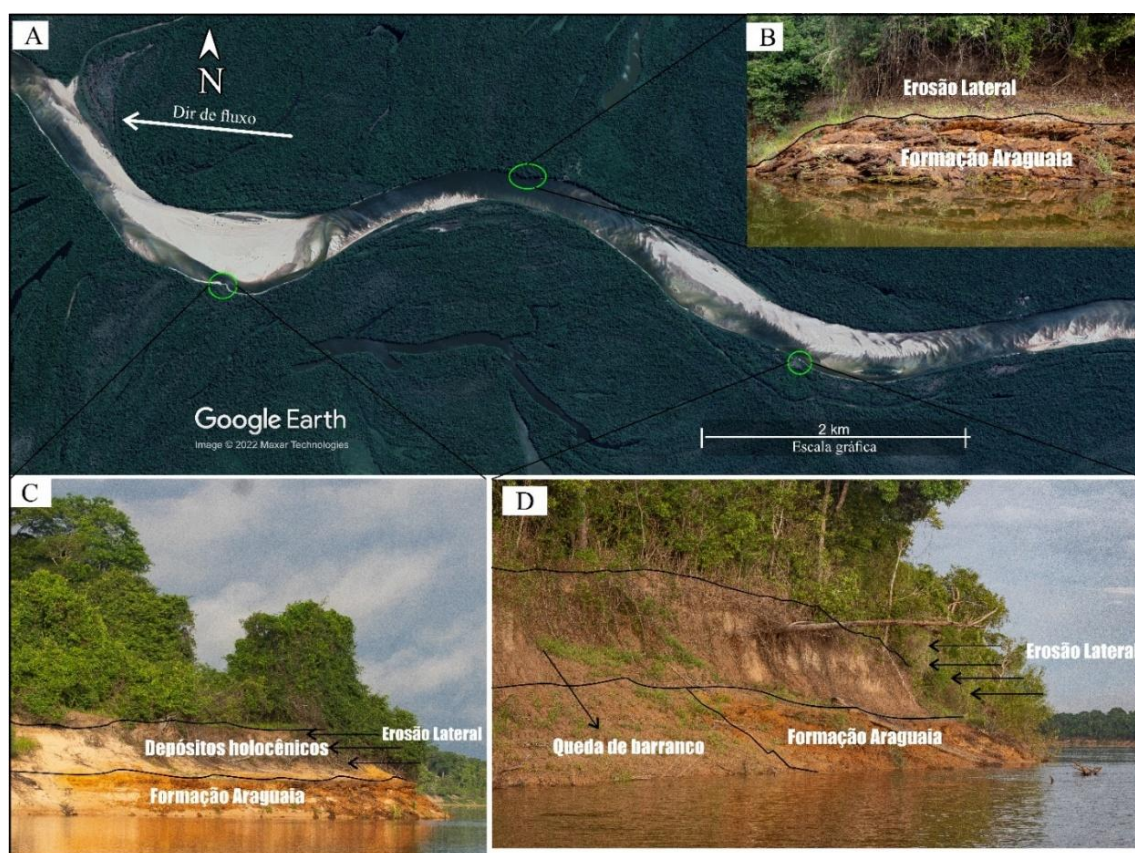
Os dados do balanço de área do canal indicaram baixas taxas na migração lateral em 37 anos, apesar do aumento do aporte sedimentar. A planície de inundação do rio Javaés é bem desenvolvida e apresenta registros morfosedimentares, como paleocanais e paleodiques, que aglutinados e conectados formam um eixo longitudinal com alta conectividade lateral com o rio Javaés (IRON *et al.*, 2016; SANTOS; CHEREM, 2021). Entre os trechos I e M, foram identificados sistemas de canais secundários que conectam o rio à planície, atenuando as cheias e promovendo intercâmbio entre lagos da região do Cantão e da ponta norte da ilha do Bananal (Figuras 4.1, 4.11A e 4.12C).

A partir da análise Mendes *et al.* (2015), que coletaram testemunhos de sedimentos e pólenes em um lago do rio Javaés no trecho I, observa-se que em 950 anos as taxas de deposição oscilaram entre condições lacustres e de regime de canal. Autores como Suizu, Latrubesse e Bayer (2023) destacam o papel da formação Araguaia/Bananal na redução das taxas de migração lateral dos rios na região do médio Araguaia. A análise dos depósitos no rio Formoso,

principal tributário do Javaés, revela um confinamento e modelamento dos padrões canais, impondo menor sinuosidade (SANTOS, 2016).

A Figura 4.11 mostra o semi-confinamento de trechos dos canais do rio Javaés observado em campo. Os barrancos apresentam fácies de deposição plesitocênica, com depósitos arenosos lateríticos (Qag1), constituídos por material siltico-argiloso com estratificação cruzada e níveis de laterização, e os depósitos arenosos (Qag2), com variação de tons entre amarelo, branco e cinza, associada a dinâmica fluvio-lacuste. A fácies Qag1 ocorre na margem direita do Javaés (IBGE, 2007b), confinando partes do canal entre os trechos A e I, enquanto a fácies Qag2 compõem os planos de inundação da ilha do Bananal e margeia a porção esquerda do rio Javaés entre os trechos A e D. Os trechos I, K e L apresentam ruptura do controle de paleodiques, gerando um sistema de maior sinuosidade devido às linhas de falhas de rejeito (IBGE, 2007b; STROPPER; MARTINS; FRASCA, 2014).

Figura 4.11 – Localização de pontos que indicam controle das fácies deposicionais da Formação Araguaia sobre o recuo lateral das margens e orientação do rio Javaés. Fonte: imagem de satélite de 07 jun de 2017 (GOOGLE EARTH PRO, 2022) e imagens de campo (SANTOS, 2023).



Elaboração: pelo próprio autor.

Conforme a Figura 4.11 e 4.12B, nota-se que “pontais” são morfologias residuais associadas à formação Araguaia, que segmentam a linha da margem de erosão e podem reduzir

a eficiência do fluxo do canal. Durante a temporada de chuva, os barrancos são erodidos pelos fluxos iniciais que se deslocam em direção ao canal (SANTOS; CHEREM, 2021), formando sulcos e ravinas (Figura 4.12A). Com a elevação do nível das águas, os “pontais” da formação Araguaia/Bananal são exumados nas margens de erosão, são expostos nas margens de erosão, com a remoção anual dos estratos superiores (Figura 4.11C e 4.12B e 4.12D). A erosão lateral dos depósitos holocênicos desestabiliza as raízes das árvores, resultando em queda de bloco (Figura 4.11D e 4.12D). A base lateralizada mantém as dimensões do leito menor, conferindo aos barrancos um aspecto prismático (MENDES, 2019).

Figura 4.12 – Registros de campo de processos fluviais no rio Javaés. A) Barranco do rio Javaés no trecho K, com estruturas prismáticas e erosão vertical da margem. B) Afloramento da Formação Araguaia devido à erosão lateral. C) Conexão de um paleocanal com o rio Javaés. D) Erosão lateral com retirada de depósitos holocênicos e desestabilização de árvores nas margens.



Fonte: Santos (2023).

A análise dos resultados de feições do rio Javaés revela comportamentos diversificados ao longo do tempo. As barras em pontal e barras laterais representam os maiores percentuais

anuais de área deposicional no canal (Tabela 4.2 Figura 4.9). Nota-se que esse percentual é inversamente relacionado à tendência de área e frequência das ilhas.

As barras laterais estão posicionadas paralelamente às margens do canal, concentradas nos trechos A, B, D, F, G e H (Figura 4.7). Esses trechos também apresentam diferenças espaciais significativas de área depositada entre 1985 e 2021 (Figuras 4.5, 4.7 e 4.8), bem como os menores valores de sinuosidade (entre 1,1 e 1,3). A sinuosidade é considerada uma característica condicionante dos padrões de canais e das feições deposicionais correlatas (CHRISTOFOLETTI, 1981; SCHUMM, 1963). Uma maior sinuosidade pode reduzir a velocidade das correntes de água, aumentar a área transversal e favorecer a deposição e erosão das margens (SCHUMM, 1985). Entretanto, também é observado que a permanência da alternância de barras laterais pode aumentar a sinuosidade do talvegue do canal e modificar o padrão de barras (STEVAUX, LATRUBESSE, 2017).

Por outro lado, as barras em pontal estão correlacionadas com trechos mais sinuosos (Figuras 4.7 e 4.8). Também é possível destacar que nestas sessões o controle estrutural pode ser inferido pelo arranjo regional de lineamentos (SANTOS; MORAIS, 2017), que impõe mudanças abruptas da direção dos trechos C, F, I e K (Figura 4.7). Nestas seções, as barras em pontal apresentam gradientes suaves e podem ser incorporadas mais facilmente à planície de inundação, devido a uma menor diferença entre as margens e maior presença de material silte-argiloso, geralmente associadas às espiras de meandros (MONEGAGLIA *et al.*, 2018).

As barras centrais são mais recorrentes nos segmentos a sul do canal, com dimensões médias e medianas de área inferiores aos outros grupos, apresentando alta variabilidade temporal na frequência anual. Essas feições são comumente observadas em sistemas de rios entrelaçados (SCHUMM, 1963), e podem ser originadas por processos que combinam fases de erosão e deposição, como o escoamento do leito com escavação de poços e posterior deposição perdendo competência, ou erosão de margem em barras laterais ou barras em pontal durante cheias, desconectando o material da margem (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). As tendências desse grupo no rio Javaés divergem do comportamento observado no rio Araguaia, em mapeamentos também baseados em imagens da série LANDSAT, onde identificou-se acréscimos lineares na frequência desses grupos entre 2009 e 2018 (SUIZU *et al.*, 2022; 2023).

4.4.4. Influências na conectividade fluvial e dinâmica ecogeomorfológica

O aumento da área de barras arenosas pode afetar a conectividade dos sistemas fluviais e a dinâmica ecogeomorfológica de espécies adaptadas a regimes hidroclimáticos e hidrogemomorfológicos (LENHART; NABER; NIEBER, 2013). Quando as barras aumentam em tamanho, podem obstruir o fluxo de água, reduzir a profundidade do canal e impedir a circulação de peixes e outros organismos aquáticos (FERREIRA JÚNIOR; CASTRO, 2003; SIMONCINI *et al.*, 2022). Além disso, o aumento das barras indica maior erosão a montante, alterações na dinâmica das cheias e secas e impactos na qualidade da água, prejudicando a saúde dos ecossistemas aquáticos e a conservação da biodiversidade (RESTREPO; KETTNER; SYVITSKI, 2015).

Neste sentido, a mobilidade das barras arenosas, medidas neste estudo, pode ser um importante indicador ambiental, considerando também a dinâmica ecológica. Estudos ecogeomorfológicos na região amazônica e no entorno da Ilha do Bananal destacam a importância dessas feições na reprodução de tartarugas. Por exemplo, Tracajás (*Podocnemis unifilis*) ocupam partes inferiores das praias, em regiões de dunas de pequeno e médio porte, onde a textura sedimentar é grosseira devido às vazões elevadas durante os períodos de chuva (ALHO; PÁDUA, 1982; CASTRO; FERREIRA JUNIOR, 2022). Já a Tartaruga da Amazônia (*Podocnemis expansa*) prefere as seções mais elevadas das barras, protegidas de cheias e com granulometria fina.

Ferreira Junior e Castro (2003, 2010) mapearam as barras arenosas entre os trechos I e M e analisaram a nidificação de tartarugas entre 2000 e 2001. Os resultados mostraram que o sucesso de eclosão dos ovos está relacionado à granulometria da areia, com maiores taxas de sucesso em praias com granulometria fina. No entanto, as taxas de nidificação e eclosão foram afetadas de forma diferente pelo nível do rio nos dois anos analisados. Em 2000, houve uma seca prolongada que se aproximou da média histórica (1977-2000), mas ocorreu uma elevação intensa e rápida do nível de água durante cerca de 30 dias. Em 2001, a cota 0 foi atingida mais cedo do que o previsto na média histórica, e o nível do rio subiu precocemente. Estes estudos também observaram que variações na vazão podem afetar a umidade e a temperatura das barras arenosas, o que pode impactar as populações desses animais ectotérmicos. Esse cenário é ainda mais preocupante em um contexto de mudanças climáticas, pois eventos climáticos extremos podem se tornar mais frequentes e afetar a sobrevivência dessas espécies, além da acentuação do déficit hídrico pelas atividades humanas.

4.5. Conclusões

O trabalho avaliou as configurações morfológicas bidimensionais de um rio multicanal no contexto marginal da maior ilha fluvial do mundo, a Ilha do Bananal. A estratégia de compor mosaicos anuais pela mediana das imagens no período de menor variação da cota hidrométrica foi útil para o mapeamento anual e cálculo das áreas de barras arenosas e massas d'água entre 1985 e 2021. Foi observado um aumento significativo no aporte sedimentar por barras arenosas, o que resultou em uma maior deposição de sedimentos ao longo da calha fluvial.

A análise das áreas de barras anuais por segmentos ao longo da área de estudo revelou comportamentos distintos. Houve maior deposição e variação da área de barras arenosas à montante, em setores com maior uso antrópico da terra, e estabilidade a jusante, que correspondem às áreas mais bem preservadas. Por outro lado, embora a taxa anual de acréscimo das barras arenosas tenha aumentado ao longo dos anos, a taxa anual de mobilidade dessas barras está diminuindo. Isso indica que o equilíbrio de área está consolidando barras arenosas com maior área, sobretudo barras laterais, o que pode resultar em maior sinuosidade nos trechos do rio Javaés analisado.

É constatada a redução das massas de água no período analisado, e conseqüentemente da vazão, do rio Javaés. Essa redução é atribuída a um conjunto de fatores, incluindo mudanças na distribuição espacial e volume da precipitação regional no sudoeste da Amazônia e no Cerrado, que resultam em reduções anuais significativas na vazão do rio. Além do aumento intenso de atividades antrópicas na região durante o mesmo período analisado. Isso é acentuado pelo uso intenso de irrigação. A transferência de água para as áreas agrícolas modificadas pela irrigação intensiva contribui para o déficit hídrico na região, desencadeando um efeito cascata negativo que resulta em aumento da sedimentação no rio e degradação dos ecossistemas aquáticos. Portanto, as mudanças nos padrões de precipitação, juntamente com a expansão da ocupação das áreas úmidas convertidas em pastagens e áreas de irrigação, são os principais fatores ambientais que afetam a região do médio Araguaia e têm impacto direto sobre a dinâmica do rio Javaés, afetando seu equilíbrio morfossedimentar e conectividade fluvial.

4.6. Referências

- AGNIHOTRI, A. K.; OHRI, A.; MISHRA, S. Channel planform dynamics of lower Ramganga River, Ganga basin, GIS and remote sensing analyses. **Geocarto International**, v. 35, n. 9, p. 934–953, 2020. DOI: [10.1080/10106049.2018.1552323](https://doi.org/10.1080/10106049.2018.1552323)
- AGUDELO, J.; ARIAS, P.A.; VIEIRA, S.C.; MARTÍNEZ, A. Influence of longer dry seasons in the Southern Amazon on patterns of water vapor transport over northern South America and the Caribbean. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 5, p. 2647–2665, 2019. DOI: [10.1007/s00382-018-4285-1](https://doi.org/10.1007/s00382-018-4285-1)
- ALHO, C. J. R.; PÁDUA, L. F. M. Sincronia entre o regime de vazante do rio e o comportamento de nidificação da tartaruga da Amazônia Podocnemis expansa (Testudinata: Pelomedusidae). **Acta Amazonica**, v. 12, n. 2, p. 323–326, 1982. DOI: [10.1590/1809-43921982122323](https://doi.org/10.1590/1809-43921982122323)
- ALVES, V. E. L. Expansão do Agronegócio e os Impactos Socioambientais na Região de Cerrados do Centro-Norte do Brasil (MATOPIBA). **Confins**, n. 45, 2020. DOI: [10.4000/confins.28049](https://doi.org/10.4000/confins.28049)
- ANACHE, J. A. A.; WENDLAND, E.; ROSALEM, L. M. P.; YOULTON, C.; OLIVEIRA, P. T. S. Hydrological trade-offs due to different land covers and land uses in the Brazilian Cerrado. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 23, n. 3, p. 1263–1279, 2019. DOI: [10.5194/hess-23-1263-2019](https://doi.org/10.5194/hess-23-1263-2019)
- AQUINO, S.; LATRUBESSE, E. M.; SOUZA FILHO, E. E. Relações entre o regime hidrológico e os ecossistemas aquáticos da planície aluvial do rio Araguaia. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, v. 30, n. 4, p. 361–369, 2008. DOI: [10.4025/actascibiolsci.v30i4.5866](https://doi.org/10.4025/actascibiolsci.v30i4.5866)
- ARVOR, D.; FUNATSU, B.M.; MICHOT, V.; DUBREUIL, V. Monitoring Rainfall Patterns in the Southern Amazon with PERSIANN-CDR Data: Long-Term Characteristics and Trends. **Remote Sensing**, v. 9, n. 9, p. 889, 2017. DOI: [10.3390/rs9090889](https://doi.org/10.3390/rs9090889)
- BARROS, L. F. DE P.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; COTA, G. E. M. Morfogênese fluvial. Em: **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Rio de Janeiro: Antônio Pereira Magalhães Júnior; Luiz Fernando de Paula Barros, v. 1p. 121–161, 2020.
- BAYER, M. **Diagnóstico dos processos de erosão/assoreamento na planície aluvial do rio Araguaia: entre Barra do Garças e Cocalinho**. 2002. p.138. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, Goiânia.2002.
- BAYER, M.; ASSIS, P.C.; SUIZU, T. M.; GOMES, M. C. Mudança no uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica do rio Araguaia e seus reflexos nos recursos hídricos, o trecho médio do rio Araguaia em Goiás. **Confins**, n. 48, 2020. DOI: [10.4000/confins.33972](https://doi.org/10.4000/confins.33972)
- BETTIOL, G. M. **Conformidade entre dados biofísicos orbitais e terrestres para o zoneamento agroclimático, identificação espaço-temporal de tendências de precipitação e suas relações com uso e cobertura da terra no bioma cerrado**. 2021. 199 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2021.
- BLANCO, L. S.; PORTELLA, D. A. P. DA C.; SANTOS, J. L. A.; BARBOSA, S. C. O.; DIAS, J. L. R. O projeto de modernização brasileira e suas consequências socioambientais no Matopiba. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 1, n. 107, p. 121–136, 2022.

- BOOTHROYD, R. J.; WILLIAMS, R. D.; HOEY, T. B.; BARRETT, B.; PRASOJO, O. A. Applications of Google Earth Engine in fluvial geomorphology for detecting river channel change. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 8, n. 1, p. e21496, 2021. DOI: [10.1002/wat2.1496](https://doi.org/10.1002/wat2.1496)
- BORMA, L. S. et al. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. G1, p. 1003, 2009. DOI: [10.1029/2007JG000641](https://doi.org/10.1029/2007JG000641)
- BORRA, S.; THANKI, R.; DEY, N. **Satellite Image Analysis: Clustering and Classification**. Singapore: Springer Singapore, 2019.
- BREIMAN, L. Random forests. **Machine Learning**, v. 45, n. 1, p. 5–32, 2001. DOI: [10.1023/A:1010933404324](https://doi.org/10.1023/A:1010933404324)
- BRIERLEY, G.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework**. 1. ed. Oxford: Blackwell Science, 2005.
- CAMPOS, J. O.; CHAVES, H. M. L. Tendências e Variabilidades nas Séries Históricas de Precipitação Mensal e Anual no Bioma Cerrado no Período 1977-2010. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. 1, p. 157–169, 2020. DOI: [10.1590/0102-7786351019](https://doi.org/10.1590/0102-7786351019)
- CARLING, P. A. et al. Are equilibrium multichannel networks predictable? The case of the regulated Indus River, Pakistan. **Geomorphology**, v. 302, p. 20–34, 2018. DOI: [10.1016/j.geomorph.2017.09.021](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.021)
- CASTRO, P. de T. A.; FERREIRA JÚNIOR, P. D. Caracterização ecogeomorfológica das áreas de desova de quelônios de água doce (gênero podocnemis) no entorno da Ilha do Bananal, Rio Araguaia. **Revista Geografias**, v. 4, n. 2, p. 15–22, 2022. DOI: [10.35699/2237-549X.13247](https://doi.org/10.35699/2237-549X.13247).
- CASTRO, S. S. Erosão hídrica na alta bacia do rio Araguaia: distribuição, condicionantes, origem e dinâmica atual. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 38–60, 2005. DOI: [10.7154/RDG.2005.0017.0004](https://doi.org/10.7154/RDG.2005.0017.0004)
- CASTRO, W. S.; CAMPOS, A. B.; ZANCOPÉ, M. H. C. A influência dos materiais das margens e da vegetação ciliar na erosão de meandros: o caso do rio Claro, afluente do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 3, p. 623–640, 2019. DOI: [10.20502/rbg.v20i3.1584](https://doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1584)
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. 1. ed. London: Routledge, 2008.
- CHEN, C.-N.; TFWALA, S. S.; TSAI, C.-H. Climate Change Impacts on Soil Erosion and Sediment Yield in a Watershed. **Water**, v. 12, n. 8, p. 2247, 2020. DOI: [10.3390/w12082247](https://doi.org/10.3390/w12082247)
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: E. Blücher, 1981. v. 1
- COE, M. T.; BRANDO, P.M.; DEEGAN, L.A.; MACEDO, M.N.; NEILL, C.; SILVÉRIO, D.V. The Forests of the Amazon and Cerrado Moderate Regional Climate and Are the Key to the Future. **Tropical Conservation Science**, v. 10, 2017. DOI: [10.1177/1940082917720671](https://doi.org/10.1177/1940082917720671)
- COE, M. T.; LATRUBESSE, E.M.; FERREIRA, M.E.; AMSLER, M. L. The effects of deforestation and climate variability on the streamflow of the Araguaia River, Brazil. **Biogeochemistry**, v. 105, n. 1, p. 119–131, 2011. DOI: [10.1007/s10533-011-9582-2](https://doi.org/10.1007/s10533-011-9582-2)
- DE HIPT, F. O. et al. Modeling the impact of climate change on water resources and soil erosion in a tropical catchment in Burkina Faso, West Africa. **Catena**, v. 163, p. 63–77, 2018. DOI: [10.1016/j.catena.2017.11.023](https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.11.023)

- DIAS, C. M. et al. Modelling and numerical simulation of the velocity field in the Parque Estadual do Cantão (TO), Brazil. **Mathematical and Computer Modelling**, v. 53, n. 7–8, p. 1575–1581, 2011. DOI: [10.1016/j.mcm.2010.06.021](https://doi.org/10.1016/j.mcm.2010.06.021)
- DIODATO, N. et al. The Rise of Climate-Driven Sediment Discharge in the Amazonian River Basin. **Atmosphere**, v. 11, n. 2, p. 208, 2020. DOI: [10.3390/atmos11020208](https://doi.org/10.3390/atmos11020208)
- DURIGAN, G. et al. Cerrado wetlands: multiple ecosystems deserving legal protection as a unique and irreplaceable treasure. **Perspectives in Ecology and Conservation**, v. 20, n. 3, p. 185–196, 2022. DOI: [10.1016/j.pecon.2022.06.002](https://doi.org/10.1016/j.pecon.2022.06.002)
- FAGUNDES, F. **Análise do uso da água para irrigação na bacia hidrográfica do Rio Formoso**. 2021. 83f. Dissertação (Mestrado Profissional em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal do Tocantins, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Palmas, 2021.
- FERREIRA JÚNIOR, P. D.; CASTRO, P. DE T. A. Geological control of *Podocnemis expansa* and *Podocnemis unifilis* nesting areas in Rio Javaés, Bananal Island, Brazil. **Acta Amazonica**, v. 33, n. 3, p. 445–468, 2003. DOI: [10.1590/S0044-59672003000300010](https://doi.org/10.1590/S0044-59672003000300010)
- FERREIRA JÚNIOR, P. D.; CASTRO, P. DE T. A. Nesting ecology of *Podocnemis expansa* (Schweigger, 1812) and *Podocnemis unifilis* (Troschel, 1848) (Testudines, Podocnemididae) in the Javaés River, Brazil. **Brazilian Journal of Biology**, v. 70, p. 85–94, 2010. DOI: [10.1590/S1519-69842010000100012](https://doi.org/10.1590/S1519-69842010000100012)
- FERREIRA, M. E.; FERREIRA, L. G.; LATRUBESSE, E. M.; MIZIARA, F. High resolution remote sensing based quantification of the remnant vegetation cover in the Araguaia river basin, central Brazil. **International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)**, v. 4, n. 1, 2008. DOI: [10.1109/IGARSS.2008.4779828](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2008.4779828)
- FERREIRA, M. E.; FERREIRA, L. G.; LATRUBESSE, E. M.; MIZIARA, F. Considerations about the land use and conversion trends in the savanna environments of Central Brazil under a geomorphological perspective. **Journal of Land Use Science**, v. 11, n. 1, p. 33–47, 2016. DOI: [10.1080/1747423X.2013.845613](https://doi.org/10.1080/1747423X.2013.845613)
- FIENER, P.; NEUHAUS, P.; BOTSCHKEK, J. Long-term trends in rainfall erosivity—analysis of high resolution precipitation time series (1937–2007) from Western Germany. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171–172, p. 115–123, 2013. DOI: [10.1016/j.agrformet.2012.11.011](https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.11.011)
- FLEISCHMANN, A. S. et al. Avaliação da seca de 2016 do Rio Javaés (bacia do Rio Araguaia) com uso de dados de múltiplos satélites. **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 5033–5040, 2017.
- FRAGAL, E.H.; CREMON, É. H. Catalogação de imagens orbitais a partir da cobertura de nuvem e nível fluviométrico do Alto rio Paraná. **Boletim de Geografia**, v. 30, n. 3, p. 173–179, 2012. DOI: <https://doi.org/10.4025/bolgeogr.v30i3.17415>
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. **Geomorphologic Analysis of River Systems**. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012.
- FUNATSU, B. M. et al. Assessing precipitation extremes (1981–2018) and deep convective activity (2002–2018) in the Amazon region with CHIRPS and AMSU data. **Climate Dynamics**, v. 57, n. 3, p. 827–849, 2021. DOI: [10.1007/s00382-021-05742-8](https://doi.org/10.1007/s00382-021-05742-8)

- GILVEAR, D. J.; WINTERBOTTOM, S. J. Channel change and flood events since 1783 on the regulated river tay, Scotland: Implications for flood hazard management. **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 7, n. 3, p. 247–260, 1992. DOI: [10.1002/rrr.3450070304](https://doi.org/10.1002/rrr.3450070304)
- GOMES, D. J. C. et al. Flow variability in the Araguaia River Hydrographic Basin influenced by precipitation in extreme years and deforestation. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**, v. 57, n. 3, p. 451–466, 2022. DOI: [10.5327/Z2176-94781358](https://doi.org/10.5327/Z2176-94781358)
- GOMES, D. J. C. et al. Vulnerabilidade à erosão hídrica do solo, bacia hidrográfica do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 2, p. 816–833, 2021. DOI: [10.26848/rbgf.v14.2.p816-833](https://doi.org/10.26848/rbgf.v14.2.p816-833).
- GOMES, D. J. C.; FERREIRA, N. S.; LIMA, A. M. M. Tendências de variabilidade espaço-temporal pluviométrica na bacia hidrográfica do rio Araguaia. **Enciclopédia Biosfera**, v. 16, n. 29, p. 1421–1433, 30 jun. 2019. DOI: [10.18677/EnciBio_2019A126](https://doi.org/10.18677/EnciBio_2019A126)
- GOOGLE EARTH PRO. Imagem de satélite do rio Javaés. Captura de tela do Google Earth Pro]. Earth, versão 7.3.6. Disponível em: <https://earth.google.com/web/@-9.9787813,-50.04801066,177.2026793a,2966.85861877d,35y,359.04479747h,0t,0r/data=OgMKATA>
Acesso em: 12/12/2022
- GORELICK, N. et al. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. **Remote Sensing of Environment**, v. 202, p. 18–27, 1 dez. 2017. DOI: [10.1016/j.rse.2017.06.031](https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031)
- GRILL, G.; LEHNER, B.; THIEME, M. et al. Mapping the world’s free-flowing rivers. **Nature**, v. 569, n. 7755, p. 215–221, 2019. DOI: [10.1038/s41586-019-1111-9](https://doi.org/10.1038/s41586-019-1111-9)
- GUIMARÃES, U. S.; NARVAES, I. D. S.; GALO, M. DE L. B. T. Aplicação de dados ERS, Envisat e Sentinel para detecção de mudanças nos ambientes costeiros amazônicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 2, p. 257–278, 2017. DOI: [10.20502/rbg.v18i2.998](https://doi.org/10.20502/rbg.v18i2.998)
- GURNELL, A. M.; DOWNWARD, S. R.; JONES, R. Channel planform change on the river dee meanders, 1876–1992. **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 9, n. 4, p. 187–204, 1994. DOI: [10.1002/rrr.3450090402](https://doi.org/10.1002/rrr.3450090402)
- HAGHTALAB, N.; MOORE, N., HEERSPINK, B.P. et al. Evaluating spatial patterns in precipitation trends across the Amazon basin driven by land cover and global scale forcings. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 140, n. 1–2, p. 411–427, 2020. DOI: [10.1007/s00704-019-03085-3](https://doi.org/10.1007/s00704-019-03085-3)
- HOFMANN, G. S. et al. Changes in atmospheric circulation and evapotranspiration are reducing rainfall in the Brazilian Cerrado. **Scientific Reports**, v. 13, n. 1, p. 11236, 2023. DOI: [10.1038/s41598-023-38174-x](https://doi.org/10.1038/s41598-023-38174-x)
- HOOKE, J. M. An analysis of the processes of river bank erosion. **Journal of Hydrology**, v. 42, n. 1–2, p. 39–62, 1 jun. 1979. DOI: [10.1016/0022-1694\(79\)90005-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90005-2)
- HOOKE, J. M. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. **Earth Surface Processes**, v. 5, n. 2, p. 143–157, 1980. DOI: [10.1002/esp.3760050205](https://doi.org/10.1002/esp.3760050205)
- HUNKE, P. et al. The Brazilian Cerrado: assessment of water and soil degradation in catchments under intensive agricultural use. **Ecohydrology**, v. 8, n. 6, p. 1154–1180, 2015. DOI: [10.1002/eco.1573](https://doi.org/10.1002/eco.1573)
- IBGE. **Estado do Tocantins: Geologia**. Rio de Janeiro, IBGE: Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2007b.

IBGE. **Estado do Tocantins: Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IBGE - Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2007a.

IELPI, A. et al. The impact of vegetation on meandering rivers. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 3, n. 3, p. 165–178, 2022. DOI: [10.1038/s43017-021-00249-6](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00249-6)

IRION, G.; NUNES, G.M.; NUNES-DA-CUNHA, C. et al. Araguaia river floodplain: size, age, and mineral composition of a large tropical savanna wetland. **Wetlands**, v. 36, p. 945–956, 2016. DOI: [10.1007/s13157-016-0807-y](https://doi.org/10.1007/s13157-016-0807-y)

ISIKDOGAN, F.; BOVIK, A.; PASSALACQUA, P. RivaMap: An automated river analysis and mapping engine. **Remote Sensing of Environment**, v. 202, p. 88–97, 2017. DOI: [10.1016/j.rse.2017.03.044](https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.03.044)

LANGHORST, T.; PAVELSKY, T. Global Observations of Riverbank Erosion and Accretion From Landsat Imagery. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 128, n. 2, e2022JF006774, 2023. DOI: [10.1029/2022JF006774](https://doi.org/10.1029/2022JF006774)

LATRUBESSE, E. M. et al. Fostering water resource governance and conservation in the Brazilian Cerrado biome. **Conservation Science and Practice**, v. 1, n. 9, p. e77, 2019. DOI: [10.1111/csp2.77](https://doi.org/10.1111/csp2.77)

LATRUBESSE, E. M. et al. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. **Geomorphology**, v. 113, n. 3–4, p. 239–252, 2009. DOI: [10.1016/j.geomorph.2009.03.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.014)

LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. **Geomorphology**, v. 101, n. 1–2, p. 130–145, 2008. DOI: [10.1016/j.geomorph.2008.05.035](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.035)

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia Fluvial Basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Supplement Issues, p. 109–127, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3–4, p. 187–206, 2005. DOI: [10.1016/j.geomorph.2005.02.005](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.005)

LAWLER, D. M. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: A review. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, n. 9, p. 777–821, 1993. DOI: [10.1002/esp.3290180905](https://doi.org/10.1002/esp.3290180905)

LENHART, C.; NABER, J.; NIEBER, J. Impacts of Hydrologic Change on Sandbar Nesting Availability for Riverine Turtles in Eastern Minnesota, USA. **Water**, v. 5, n. 3, p. 1243–1261, 2013. DOI: [10.3390/w5031243](https://doi.org/10.3390/w5031243)

LI, H. et al. A Google Earth Engine-enabled software for efficiently generating high-quality user-ready Landsat mosaic images. **Environmental Modelling & Software**, v. 112, p. 16–22, 2019. DOI: [10.1016/j.envsoft.2018.11.004](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.11.004)

MACHADO, C. A.; DOS SANTOS, D. A. R. Influências do controle estrutural na formação de ilhas e planícies de inundação na represa da Usina Hidrelétrica do Estreito no rio Tocantins, Filadélfia (TO). **Sociedade e Território**, v. 32, n. 2, p. 26–46, 2020. DOI: [10.21680/2177-8396.2020v32n2ID20484](https://doi.org/10.21680/2177-8396.2020v32n2ID20484)

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. DE P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares**

fluviais. Rio de Janeiro: Antônio Pereira Magalhães Júnior; Luiz Fernando de Paula Barros, 2020. v. 1p. 259–278.

MANCHOLA, O. E. P.; MORAIS, F. DE. Caracterização morfométrica de feições doliniformes na Planície do Araguaia. **Sociedade & Natureza**, v. 35, n. 1, 2023. DOI: [10.14393/SN-v35-2023-67351](https://doi.org/10.14393/SN-v35-2023-67351)

MARCUZZO, F. F. ORONHA; ROMERO, V. Influência do El Niño e La Niña na precipitação máxima diária do estado de Goiás. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 429–440, 2013. DOI: [10.1590/S0102-77862013000400009](https://doi.org/10.1590/S0102-77862013000400009)

MARENGO, J. A.; JIMENEZ, J. C.; ESPINOZA, J. C. et al. Increased climate pressure on the agricultural frontier in the Eastern Amazonia–Cerrado transition zone. **Scientific Reports**, v. 12, n. 1, p. 457, 2022. DOI: [10.1038/s41598-021-04241-4](https://doi.org/10.1038/s41598-021-04241-4)

MARTINS, A. K. E. et al. Relações solo-geoambiente em áreas de ocorrências de Ipucas na planície do Médio Araguaia - Estado de Tocantins. **Revista Árvore**, v. 30, n. 2, p. 297–310, abr. 2006. DOI: [10.1590/S0100-67622006000200017](https://doi.org/10.1590/S0100-67622006000200017)

MARTINS, P. R. et al. Terrain units, land use and land cover, and gross primary productivity of the largest fluvial basin in the Brazilian Amazonia/Cerrado ecotone: The Araguaia River basin. **Applied Geography**, v. 127, p. 102379, 2021. DOI: [10.1016/j.apgeog.2020.102379](https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2020.102379)

MCLEOD, A. I.; MAINTAINER, A. I. **Package ‘Kendall’**. R Software. London, UK, 2015.

MENDES, L. A. DA S. et al. Vegetational changes during the last millennium inferred from a palynological record from the Bananal Island, Tocantins, Brazil. **Acta Amazonica**, v. 45, n. 2, p. 215–230, 2015. DOI: [10.1590/1809-4392201402265](https://doi.org/10.1590/1809-4392201402265)

MENDES, L. A. S. **Dinâmica da paisagem na porção norte da Ilha do Bananal-TO e adjacências ao longo do Quaternário tardio**. 2019. 130 f. tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

MONEGAGLIA, F. et al. Automated extraction of meandering river morphodynamics from multitemporal remotely sensed data. **Environmental Modelling & Software**, v. 105, p. 171–186, 2018. DOI: [10.1016/j.envsoft.2018.03.028](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.03.028)

MORAIS, R. P. **A planície aluvial do médio rio Araguaia: processos geomorfológicos e suas implicações ambientais**. 2006. 178 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2006. MORAIS, P. B.; JÚNIOR, S. N.; MENEZES MARTINS, I. C. Análise de sustentabilidade do projeto hidroagrícola Javaés/Lagoa, no Estado do Tocantins. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, v. 34, n. 1, p. 83–111, 2017. DOI: [10.35977/0104-1096.cct2017.v34.26297](https://doi.org/10.35977/0104-1096.cct2017.v34.26297)

MU, Y.; JONES, C. An observational analysis of precipitation and deforestation age in the Brazilian Legal Amazon. **Atmospheric Research**, v. 271, p. 106122, 2022. DOI: [10.1016/j.atmosres.2022.106122](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106122)

NASCIMENTO, D. T. F.; NOVAIS, G. T. Clima do Cerrado: dinâmica atmosférica e características, variabilidades e tipologias climáticas. **Eliséé**, v. 9, n. 2, p. e922021, 2020.

NGUYEN, Q. H. et al. Influence of data splitting on performance of machine learning models in prediction of shear strength of soil. **Mathematical Problems in Engineering**, v. 2021, n. Special Issue, p. 1–15, 2021. DOI: [10.1155/2021/4832864](https://doi.org/10.1155/2021/4832864)

- NYBERG, B. et al. Geometric attribute and shape characterization of modern depositional elements: A quantitative GIS method for empirical analysis. **Computers & Geosciences**, v. 82, p. 191–204, 2015. DOI: [10.1016/j.cageo.2015.06.003](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.06.003)
- PEIXOTO, J. M. A.; NELSON, B. W.; WITTMANN, F. Spatial and temporal dynamics of river channel migration and vegetation in central Amazonian white-water floodplains by remote-sensing techniques. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 10, p. 2258–2266, 2009. DOI: [10.1016/j.rse.2009.06.015](https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.06.015)
- PELICICE, F. M. et al. Large-scale Degradation of the Tocantins-Araguaia River Basin. **Environmental Management**, v. 68, n. 4, p. 445–452, 2021. DOI: [10.1007/s00267-021-01513-7](https://doi.org/10.1007/s00267-021-01513-7)
- PINTO, C. T.; JING, X.; LEIGH, L. Evaluation Analysis of Landsat Level-1 and Level-2 Data Products Using In Situ Measurements. **Remote Sensing**, vol. 12, n. 16, 2597, 2020. DOI: [10.3390/rs12162597](https://doi.org/10.3390/rs12162597)
- QGIS Development Team. **QGIS Geographic Information System (versão 3.18)**. 2022. Disponível em: <https://qgis.org/pt_BR/site/>.
- R Core Team. **R: A Language and Environment for Statistical Computing**. Vienna, Áustria, 2020. Disponível em: <<https://www.r-project.org/>>.
- RADAMBRASIL, M. DAS M. E ENERGIA. S. G. **Folha SC. 22. Tocantins: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral, 1981.
- RESTREPO, J. D.; KETTNER, A. J.; SYVITSKI, J. P. M. Recent deforestation causes rapid increase in river sediment load in the Colombian Andes. **Anthropocene**, v. 10, p. 13–28, 2015. DOI: [10.1016/j.ancene.2015.09.001](https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.09.001)
- ROY, S. Role of transportation infrastructures on the alteration of hillslope and fluvial geomorphology. **The Anthropocene Review**, v. 9, n. 3, p. 344–378, 2022. DOI: [10.1177/2053019622112837](https://doi.org/10.1177/2053019622112837)
- ROZO, M. G.; NOGUEIRA, A. C.; CASTRO, C. S. Remote sensing-based analysis of the planform changes in the upper Amazon River over the period 1986–2006. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 51, p. 28–44, 2014. DOI: [10.1016/j.jsames.2013.12.004](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.004)
- SANG, Y. F.; WANG, Z.; LIU, C. Comparison of the MK test and EMD method for trend identification in hydrological time series. **Journal of Hydrology**, v. 510, p. 293–298, 2014. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2013.12.039](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.039)
- SANTANA, N. M. P. et al. Chuvas, erosividade, erodibilidade, uso do solo e suas relações com focos erosivos lineares na alta bacia do rio Araguaia. **Sociedade & Natureza**, v. 19, p. 103–121, 2007. DOI: [10.1590/S1982-45132007000200007](https://doi.org/10.1590/S1982-45132007000200007)
- SANTOS, D. A. R. **A rede de drenagem e seu significado geomorfológico: anomalias de drenagens e tectônica recente na bacia do rio Formoso, Tocantins**. Mestrado em Geografia—Porto Nacional: Universidade Federal do Tocantins, 2016.
- SANTOS, D. A. R. **Javaés Expedition: Field Photographs of a Brazilian River**, 2023. DOI: [10.5281/zenodo.7994827](https://doi.org/10.5281/zenodo.7994827)
- SANTOS, D. A. R. S.; CHEREM, L. F. S. Análise de dados de Sensoriamento Remoto nas estimativas de variabilidade espacial e temporal de superfícies de inundação na planície fluvial

- do rio Javaés, TO. **Caderno de Geografia**, v. 31, n. 67, p. 1169–1169, 2021. DOI: [10.5752/P.2318-2962.2021v31n67p1169](https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2021v31n67p1169)
- SANTOS, D. A. R.; MORAIS, F. A assimetria de bacias hidrográficas e influências litoestruturais na geomorfologia do rio Formoso, TO. **Caminhos de Geografia**, v. 18, n. 61, p. 180–199, 2017. DOI: [10.14393/RCG186112](https://doi.org/10.14393/RCG186112)
- SANTOS, E. B.; LUCIO, P. S.; SILVA, C. M. S. Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, n. 3, p. 185–192, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1002/asl2.535>
- SCHUMM, S. A. Patterns of alluvial rivers. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 13, n. 1, p. 5–27, 1985. DOI: [10.1146/annurev.ea.13.050185.000253](https://doi.org/10.1146/annurev.ea.13.050185.000253)
- SCHUMM, S. A. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, n. 9, p. 1089–1100, 1963. DOI: [10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2)
- SEAR, D.; NEWSON, M. Fluvial geomorphology: its basis and methods. In: SEAR, D. A.; NEWSON, M. D.; THORNE, C. R. (Eds.). **Guidebook of applied fluvial geomorphology**. London: Thomas Telford Ltd, 2010. p. 1–31.
- SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American statistical association**, v. 63, n. 324, p. 1379–1389, 1968. DOI: [10.2307/2285891](https://doi.org/10.2307/2285891)
- SHIMABUKURO, Y. E.; DUTRA, A. C.; ARAI, E. Modelo Linear de Mistura Espectral: Conceitos Teóricos, Algoritmos e Aplicações em Estudos na Amazônia Legal. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 72, p. 1140–1169, 30 dez. 2020. DOI: [10.14393/rbcv72nespecial50anos-56559](https://doi.org/10.14393/rbcv72nespecial50anos-56559)
- SHIMABUKURO, Y. E.; SMITH, J. A. The Least-Squares Mixing Models to Generate Fraction Images Derived From Remote Sensing Multispectral Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 29, n. 1, p. 16–20, 1991. DOI: [10.1109/36.103288](https://doi.org/10.1109/36.103288)
- SILVA, A.; SOUZA FILHO, E. E.; NEVES, S. M. A. S. Erosão marginal e sedimentação no rio Paraguai no município de Cáceres (MT). **Brazilian Journal of Geology**, v. 41, n. 1, p. 76–84, 2011. DOI: [10.25249/0375-7536.20114117684](https://doi.org/10.25249/0375-7536.20114117684)
- SILVA, L. L. O papel do estado no processo de ocupação das áreas de cerrado entre as décadas de 60 e 80. **Caminhos de Geografia**, v. 1, n. 2, p. 24–36, 2000. DOI: [10.14393/RCG2215251](https://doi.org/10.14393/RCG2215251)
- SIMONCINI, M. S. et al. Hydrological Effects on the Reproduction of the Giant South American River Turtle *Podocnemis expansa* (Testudines: Podocnemididae). **Ichthyology & Herpetology**, v. 110, n. 3, p. 547–560, 2022. DOI: [10.1643/h2020152](https://doi.org/10.1643/h2020152)
- SOUZA, C. M. et al. Reconstructing Three Decades of Land Use and Land Cover Changes in Brazilian Biomes with Landsat Archive and Earth Engine. **Remote Sensing**, v. 12, n. 17, p. 2735, 2020. DOI: [10.3390/rs12172735](https://doi.org/10.3390/rs12172735)
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.
- STROPPER, J. L.; MARTINS, E. G.; FRASCA, A. A. S. **Carta geológica: folha Santa Teresinha, SC. 22-ZA**. CPRM, , 2014.
- SUIZU, T. M. et al. Resposta da morfologia do médio-curso superior do Rio Araguaia às mudanças no regime hidrossedimentar no período 2001-2018. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 2, p. 1420–1434, 2022. DOI: [10.20502/rbg.v23i2.2088](https://doi.org/10.20502/rbg.v23i2.2088)

- SUIZU, T. M.; LATRUBESSE, E. M.; BAYER, M. Geomorphic diversity of the middle Araguaia River, Brazil: A segment-scale classification to support river management. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, p. 104166, 2023. DOI: [10.1016/j.jsames.2022.104166](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104166)
- TOBÓN-MARÍN, A.; CAÑÓN BARRIGA, J. Analysis of changes in rivers planforms using Google Earth Engine. **International Journal of Remote Sensing**, v. 41, n. 22, p. 8654–8681, 2020. DOI: [10.1080/01431161.2020.1792575](https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1792575)
- VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: the Bananal Basin, Central-Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 356, p. 62–74, 2012. DOI: [10.1016/j.palaeo.2011.10.002](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.002)
- VALENTE, C. R.; LATRUBESSE, E. M.; FERREIRA, L. G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 46, p. 150–160, 2013. DOI: [10.1016/j.jsames.2012.12.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.003)
- VERCRUYSSSE, K.; GRABOWSKI, R. C. Human impact on river planform within the context of multi-timescale river channel dynamics in a Himalayan river system. **Geomorphology**, v. 381, p. 107659, 2021. DOI: [10.1016/j.geomorph.2021.107659](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107659)
- VOLKEN, N. J. et al. Analyzing the impact of agricultural water-demand management on water availability in the Urubu River basin – Tocantins, Brazil. **Ambiente e Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 17, n. 4, p. 1–23, 2022. DOI: [10.4136/ambiente.2847](https://doi.org/10.4136/ambiente.2847)
- WANG, C. et al. Channel bar feature extraction for a mining-contaminated river using high-spatial multispectral remote-sensing imagery. **GIScience & Remote Sensing**, v. 53, n. 3, p. 283–302, 2016. DOI: [10.1080/15481603.2016.1148229](https://doi.org/10.1080/15481603.2016.1148229)
- WULDER, M. A. et al. Fifty years of Landsat science and impacts. **Remote Sensing of Environment**, v. 280, p. 113195, 2022. DOI: [10.1016/j.rse.2022.113195](https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113195)
- ZALLES, V. et al. Rapid expansion of human impact on natural land in South America since 1985. **Science Advances**, v. 7, n. 14, 2021. DOI: [10.1126/sciadv.abg1620](https://doi.org/10.1126/sciadv.abg1620)

5. ARTIGO 3 - ESTIMAVAS DE PROCESSOS EROSIVOS NO ENTORNO DA MAIOR ILHA FLUVIAL DO MUNDO, ILHA DO BANANAL

5.1. Introdução

O Cerrado, segundo maior bioma da América do Sul, apresentou intensas transformações a partir da metade do século XX, impulsionadas principalmente pela “revolução verde” (ALENCAR *et al.*, 2020; CUNHA *et al.*, 2021; ROCHA; MAJO; SILVA, 2022; SILVA *et al.*, 2024; SOUZA *et al.*, 2020). Políticas de estado criaram incentivos para o povoamento e ocupação de áreas devolutas, assim como a tomada indiscriminada de terras de povos tradicionais, em detrimento de políticas de proteção ambiental (RODRIGUES, 2020; SILVA, 2000).

Diversas investigações observaram que essa ocupação pouco coordenada resultou em severos níveis de antropização das áreas de recarga hídrica e das planícies de inundação (SANTOS; CHEREM, 2021a). Atividades de mineração, projetos hidroelétricos e do agronegócio promoveram mudanças extensivas na cobertura da terra e hidrogeomorfologia, imprimindo condições ambientais que moldam em larga escala as paisagens do Cerrado (FERREIRA *et al.*, 2016; FLEISCHMANN *et al.*, 2017; LATRUBESSE *et al.*, 2019; LATRUBESSE; STEVAUX, 2002; MONTEIRO *et al.*, 2023; PELICICE *et al.*, 2021; SANTOS; CHEREM, 2021a).

O desenvolvimento de uma agroindústria de *comodities* no centro oeste-brasileiro, elevou a região do Cerrado como modelo de sucesso, sendo a principal área provedora produtos agrícolas no mundo (HOSONO; HAMAGUCHI; BOJANIC, 2019; RADA, 2013). A soja, principal produto de exportação, aumentou exponencialmente sua produção nas terras dos Cerrado em 2.781% (área colhida entre 1974 e 2019) (ROCHA; MAJO; SILVA, 2022). Em contradição, o Cerrado apresenta expressivas perdas das características naturais (ANDRADE FILHO, 2023; BLANCO *et al.*, 2022; SANTOS *et al.*, 2021). Estimativas baseadas nos dados do projeto MapBiomias (cobertura e uso da terra) indicam uma conversão de áreas naturais para antropizadas variaram entre 50% e 54 % no período de 1985 a 2022 (SANTOS *et al.*, 2021a) , em uma taxa anual de 0,5% ao ano (ALENCAR *et al.*, 2020).

Nesse contexto de intensa alterações da cobertura e uso da terra no Cerrado, estudos indicam que as taxas de perdas de solos em áreas naturais no Cerrado são 160 vezes menores do que as taxas mensuradas em ambientes antropizados (SIAME *et al.*, 2023). Sendo assim, as

áreas conservadas, embora vulneráveis a pressões ambientais, apresentam maior resiliência em comparação com áreas submetidas a intensa pressão ecológica. Esses dados reforçam a importância das áreas protegidas na mitigação dos processos erosivos e na conservação dos solos no Cerrado (ROSA; CHEREM; SIAME, 2023a).

O manejo inadequado dos solos no Cerrado tem sido quantificado e suas consequências associada a significativos impactos no escoamento superficial de bacias da região (COE *et al.*, 2011; FONSECA; UAGODA; CHAVES, 2022; GOMES *et al.*, 2019; MORAIS *et al.*, 2017; SALMONA *et al.*, 2023; SANTOS *et al.*, 2021b). Pode-se destacar, a redução da cobertura natural em favorecimento do predomínio de coberturas antrópicas reduziu os estoques de carbono no solo (ARANTES; FERREIRA; COE, 2016), assim como o aumento da carga sedimentar nos cursos d'água (GOMES *et al.*, 2017), e a maior compactação do solo, menor porosidade e disponibilidade de água (SANTOS *et al.*, 2021b).

Além dos aspectos hidrogemorfológicos, a perda de solo acarreta também diversos problemas socioeconômicos. Estima-se que 75 bilhões de toneladas de solos são anualmente erodidas em ambientes agrícolas, com um custo de 400 bilhões de dólares anuais (BORRELLI *et al.*, 2017a). No Brasil, estima-se uma perda de solo de 616 milhões de ton·ano⁻¹, com um custo de 1,3 bilhões de dólares em reposição por insumos químicos e matéria orgânica (DECHEN *et al.*, 2015). No Cerrado, a perda média de solos foi estimada no ano de 2000 em 10,4 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, com aumento para 12 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 2012 (GOMES *et al.*, 2017a, 2019).

Essa intensa pressão econômica em torno do uso dos recursos naturais condiciona a formação “ilhas de biodiversidade”, com áreas amostrais das fitofisionomias do bioma, como áreas de proteção integral e territórios tradicionais, com áreas em seus entornos descaracterizadas (CORREIA FILHO *et al.*, 2022; SANTANA *et al.*, 2007). Os territórios de povos tradicionais se destacam com ambientes de maior resiliência ambiental, apresentando as maiores taxas de conservação nos biomas, comparado a outras áreas (BEGOTTI; PERES, 2020; NEPSTAD *et al.*, 2006). Esse quadro pode ser observado na região da Ilha do Bananal, um enclave que ainda preserva uma paisagem resiliente frente a dinâmica econômica no médio rio Araguaia (Figura 5.1) no contexto do bioma Cerrado.

Para a região da ilha do Bananal, observamos somente estimativas regionais em escalas de semidetalhe das perdas de solos, pontuadas em anos específicos (GOMES *et al.*, 2017; 2019). Desta forma, esta seção apresenta uma investigação sobre a dinâmica da erosão laminar em uma área importante área de fronteira agrícola do Cerrado brasileiro, especificamente o entorno

oriental da Ilha do Bananal, por meio da análise de dados anuais em série entre os anos de 1985 e 2022, utilizando o modelo *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE). Os resultados possibilitam compreender a influência dos fatores naturais e antrópicos na dinâmica dos processos erosivos. Também buscamos identificar as variações temporais e espaciais das taxas de erosão, relacionando-as com mudanças na cobertura e uso da terra, práticas de manejo do solo e variabilidade climática.

5.2. Área de estudo

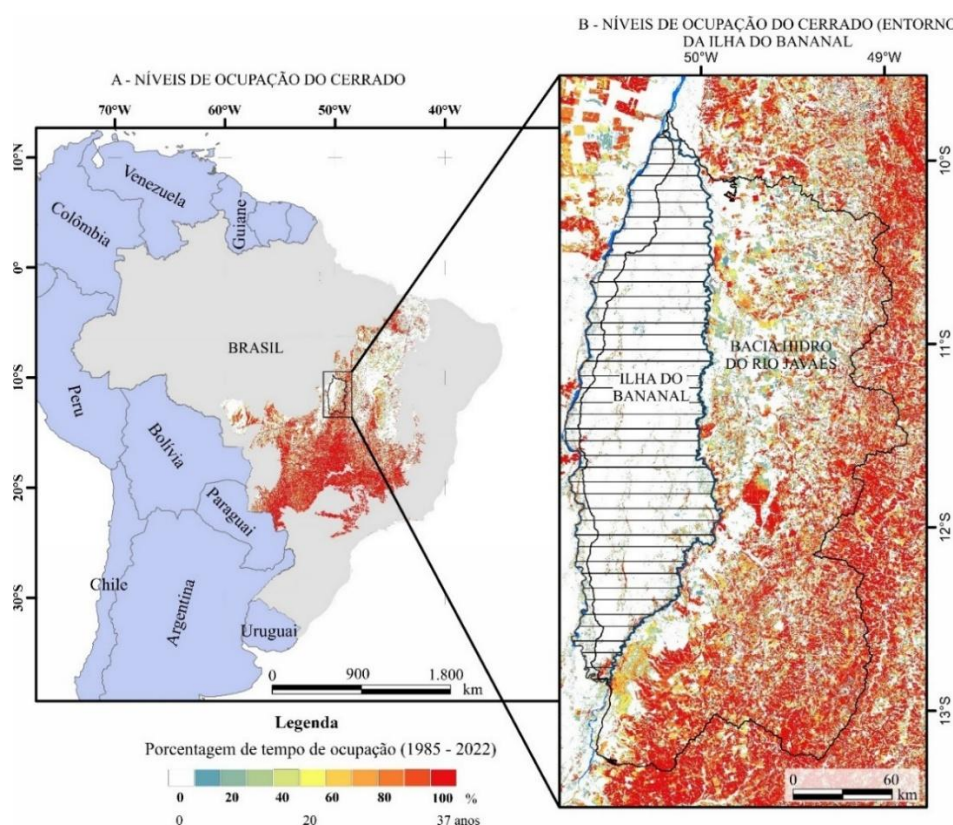
A área de estudo corresponde à bacia hidrográfica do rio Javaés, localizada predominantemente no estado de Tocantins, principalmente nas porções sudoeste e oeste do estado, na região Norte do Brasil (Figura 5.1). A bacia do rio Javaés possui uma área total de 53.037 km² e um perímetro de 1.435 km (SANTOS; CHEREM, 2021a). O rio Javaés, também denominado de “braço menor do Rio Araguaia”, traceja a borda oeste da maior ilha fluvial do mundo, delimitada entre os rios Araguaia e Javaés (SANTOS; CREMON; CHEREM, 2024). A Ilha do Bananal e seu entorno apresentam grande importância ecológica, com uma rica biodiversidade e um papel fundamental no equilíbrio ambiental da região (MENDES et al., 2015).

Esta bacia faz parte do sistema hidrográfico do rio Araguaia, um dos maiores do país, e desempenha um papel importante na economia local, especialmente devido às atividades agrícolas e pecuárias (LATRUBESSE; STEVAUX, 2002; MARTINS *et al.*, 2021; PELICICE et al., 2021). Avaliando os dados de cobertura e uso da terra do MapBiomias entre 1985 e 2022, normalizados para as categorias 0 = natural, 1 = antrópico, observa-se que a maior parte das áreas transformadas no bioma Cerrado se apresenta como consolidadas como áreas antrópicas com mais de 30 anos (Figura 5.1). O desmatamento no cerrado tem avançado em uma nova fronteira agrícola, denominada MATOPIBA, uma área que abrange territórios dos estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia. A bacia do rio Javaés também está inserida nesta região, caracterizada por uma intensa expansão agrícola, com destaque para o cultivo de soja e a pecuária, o que tem resultado em uma rápida conversão de áreas nativas em territórios voltados às atividades agrícolas (LIMA et al., 2019).

A região da ilha do Bananal apresenta as maiores taxas de preservação de vegetação nativa entre 1985 e 2017 (ALENCAR *et al.*, 2020). Esse reduto é composto por unidades de proteção ambiental, e apresenta 95% de preservação ao longo de 37 anos de dados do projeto MapBiomias, enquanto em seu entorno observa-se que a maior parte da área apresenta ocupação

antrópica consolidada por mais de 30 anos (entre 80 e 100 % do tempo mapeado; entre 1985 e 2022) e com avanço do desmatamento para conversão de áreas naturais para a agropecuária. O que corrobora como justificativa na escolha da bacia do rio Javaés como área de estudo para avaliar a dinâmica erosiva em uma série com dados contínuos no contexto do bioma Cerrado.

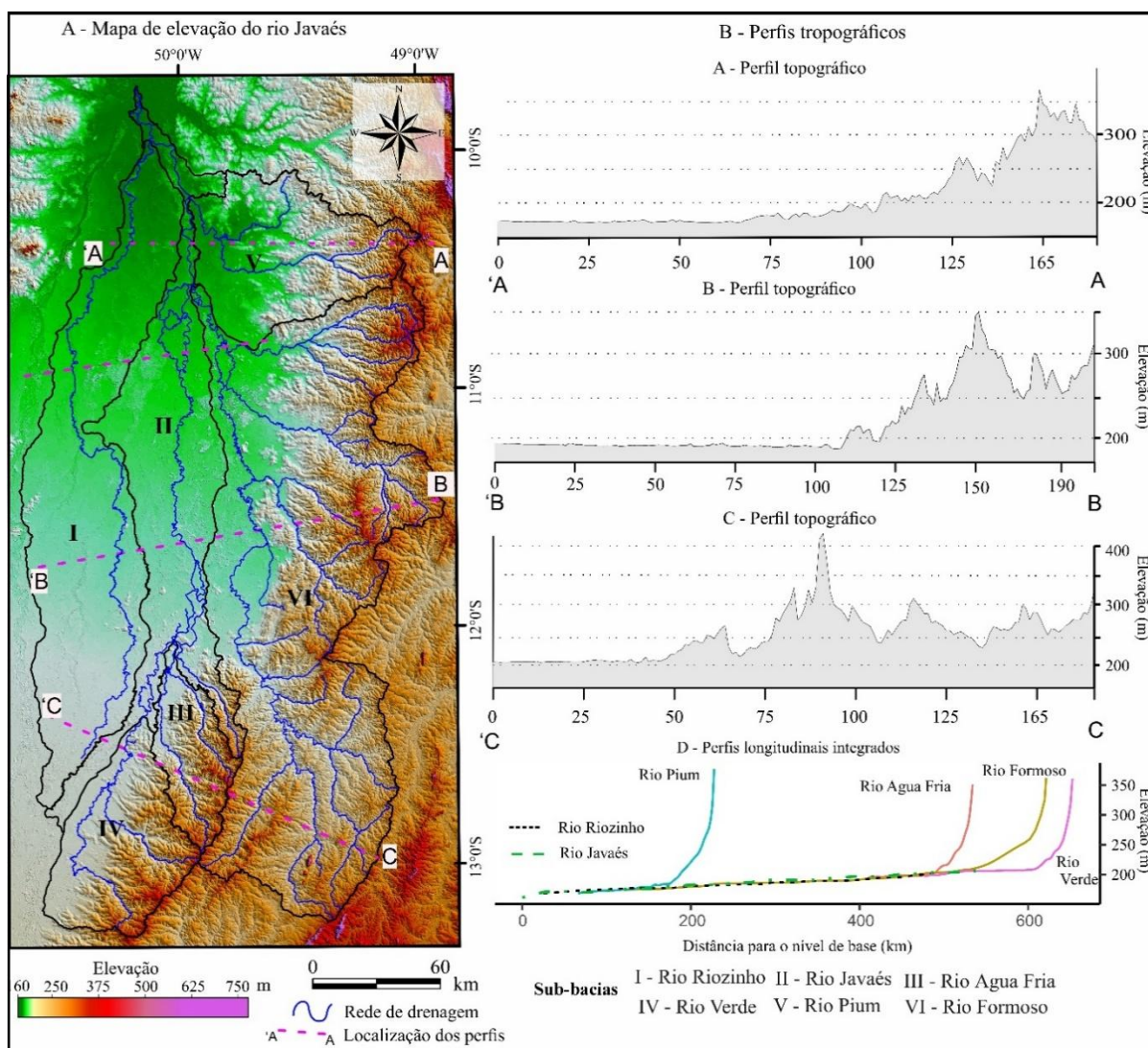
Figura 5.1 – Níveis de transformação de ambientes naturais para ocupação antrópica no bioma Cerrado.



Elaboração: Próprio autor (2024)

A topografia da bacia do rio Javaés amplitude altimétrica de 488 metros, com relevo predominante plano, onde 78% da área, seguido de relevo suave ondulado (17%) e 3,7% na classe ondulado. A áreas planas corresponde a extensa planície fluvial do médio Araguaia, nas sub-bacias dos rios Riozinho e Javaés. Os ambientes de baixa energia que favorecem processos de deposição de sedimentos nas planícies aluviais e planos abaciados. A rede de drenagem apresenta um controle regional com orientação dos canais nas direções de S para N, e para SW e NW (Figura 5.2) correspondendo aos sistemas de falhas do lineamento Tocantins (SANTOS; MORAIS, 2017).

Figura 5.2 – Representações da distribuição topográfica da área de estudo por meio de mapa hipsométrico (A) e perfis de varredura com valores médios da elevação do relevo (B).



Elaboração: Próprio autor (2024)

As superfícies mais elevadas concentram-se entre 250 e 400 m (Figura 5.2), alinhadas no *trend* SW-NW, com conformidade de orientação regional do lineamento Transbrasiliiano, marcando os divisores de águas das sub-bacias (FRASCA *et al.*, 2013; VALENTE *et al.*, 2013). Esse sistema de falhas influencia também a orientação dos principais sistemas fluviais que drenam o médio do curso da Bacia do Araguaia, como o rio Formoso, Rio Verde, Rio Pium, Rio Água Fria, com rede de drenagem na porção Leste, da bacia do rio Javaés.

O clima na bacia do rio Javaés é considerado úmido, com uma moderada deficiência hídrica, caracterizado por uma estação seca que ocorre entre maio e setembro e uma estação chuvosa que se estende de setembro até abril do ano seguinte (SANTOS; CHEREM, 2021a). A

formação das chuvas é influenciada pela dinâmica das Zonas de Convergência Intertropical e do Atlântico Sul, que afetam a porção sudeste da Amazônia Legal (NASCIMENTO; NOVAIS, 2020). No sentido de jusante para montante do rio Javaés, observa-se uma redução gradativa na distribuição espacial da precipitação, variando entre 1003 e 1.161 mm·ano⁻¹ nas cabeceiras de drenagem (CAMPOS; CHAVES, 2020; GOMES *et al.*, 2022; GOMES; FERREIRA; LIMA, 2019).

Na bacia do rio Javaés, as principais classes de solo são dominadas pelo Plintossolo Argilúvico, que cobre a maior parte da área com 41,14%, seguido pelo Plintossolo Pétrico, que ocupa 29,65% da região. Outras classes significativas incluem o Latossolo Vermelho, que representa 8,04% da área, e o Latossolo Vermelho-Amarelo, com 6,38% (IBGE, 2023). Além dessas classes, o Gleissolo Háptico cobre 5,71% da bacia, indicando a presença de solos com saturação por água, comuns em áreas de várzea. As demais classes de solo, como Argissolo Vermelho-Amarelo, Neossolos e Latossolo Amarelo, estão presentes em proporções menores, refletindo a diversidade pedológica da bacia.

5.3. Materiais e métodos

5.3.1. Os Fatores controladores dos processos erosivos

Desenvolvida como uma atualização da *Universal Soil Loss Equation* (USLE) (WISCHMEIER; SMITH, 1978), a *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) é um modelo matemático amplamente utilizado para estimar a perdas de solo produzidas pela erosão laminar em diferentes tipos de terreno e condições de uso da terra (GOMES *et al.*, 2019; ZHANG *et al.*, 2013, 2017). O modelo revisado apresenta a seguinte equação:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P$$

Fórmula (1)

O modelo da equação é intuitivamente implementado em *softwares* de sistemas de informação geográfica (SIG), e tem como pressuposto que a integração multiplicativa que permite avaliar os impactos combinados de eventos climáticos, características do solo, topografia e atividades humanas na perda de solo (GAMPER; SANTOS; CHEREM, 2022). Desta forma, o cálculo da RUSLE considera cinco fatores principais: erosividade da chuva (R),

erodibilidade do solo (K), comprimento e inclinação da encosta (LS), cobertura e uso da terra e práticas de manejo (C), e práticas conservacionistas (P) (GOMES *et al.*, 2017; 2019). Alguns trabalhos têm mesclado o peso fatores C e P em um único componente (CP), a julgar pela qualidade e características dos dados de cobertura e uso da terra (GAMPER; SANTOS; CHEREM, 2022; ROSA; CHEREM; SIAMÉ, 2022).

Para este trabalho, a relação dos fatores e aplicação da equação da RUSLE ocorreu na plataforma de processamento de dados espaciais em nuvem Google Earth Engine (GEE), por meio de um *script* em linguagem de programação JavaScript, elaborado a partir da adaptação de procedimentos e rotinas descritas conforme os trabalhos consultados (GAMPER; SANTOS; CHEREM, 2022; GOMES *et al.*, 2017b; ROSA; CHEREM; SIAME, 2023). Nesse ambiente em nuvem, o custo de processamento é simplificado, sendo possível manipular coleção de dados temporais com método de interação das fórmulas padronizado e de intuitiva replicação, possibilitando também ajuste e correções das variáveis junto análise dos resultados (GORELICK *et al.*, 2017; LI *et al.*, 2019). Na Tabela 5.1 - Dados Utilizados e Metodologia para Cálculo da RUSLE.é apresentado as fontes dos dados, natureza e o ambientes de pré-processamento das informações.

Tabela 5.1 - Dados Utilizados e Metodologia para Cálculo da RUSLE.

Dados utilizados	Fonte	Descrição	Utilização
Precipitação	TerraClimate (pr) https://tinyurl.com/stbnwnxp	Acessado pelo GEE; Dados climáticos mensais globais; filtragem especificamente precipitação.	Calcular o Fator R (Erosividade da Chuva)
Uso e Cobertura da Terra	Col. MapBiomas 8.0 https://brasil.mapbiomas.org/	Acessado pelo GEE: Mapeamento anual da cobertura e uso do solo no Brasil com resolução horizontal de 30 m.	Calcular os Fatores C (Cobertura do Solo) e P (Práticas de Manejo)
Modelo digital de elevação	FABDEM https://gee-community-catalog.org/projects/fabdem/	Acesso pelo GEE: Modelo Digital de Elevação com tamanho de pixel de 30 m. Processado no QGIS e LS-Tools.	Calcular o Fator LS (Comprimento e Inclinação do Terreno)
Solos	IBGE/ https://tinyurl.com/yc58utf9	Acessado na homepage do Banco de Dados e Informações Ambientais (BDIA) do IBGE; Mapa de solos do Brasil na escala de 1:250.000. Processado nos softwares QGIS e R	Calcular o Fator K (Erodibilidade do Solo)
Google Earth Engine (GEE)	https://earthengine.google.com/	Plataforma de processamento e análise de dados espaciais. Estruturação do cálculo e análises da RUSLE	Elaboração de script; Processamento e integração dos dados

			esaciais para calcular os fatores da RUSLE.
QGIS	https://qgis.org/	Software de sistema de informação geográfica (SIG).	Processamento de dados de relevo e solos.
LS-TOOLS	https://www2.ufrb.edu.br/gisus-m/lis-factors	Caixa de processamento de dados de Elevação para a Geração dos fatores do L, S e LS.	Calcular o Fator LS (Comprimento e Inclinação do Terreno)
Whitebox	https://www.whiteboxgeo.com/	Ferramenta de análise espacial e processamento de dados geográficos.	Cálculo da declividade

Elaboração: Próprio autor (2024)

Foram selecionados dados anuais entre 1985 e 2022 para calcular os fatores R e CP, compondo as variáveis dinâmicas do modelo proposto. Os dados de precipitação foram filtrados do banco de dados Global TerraClimate, que é um conjunto de variáveis climáticas para cada mês entre 1958 e 2023 (ABATZOGLOU *et al.*, 2018). Esses dados também foram utilizados para avaliar os processos de inundação e erosão e deposição no rio Javaés (SANTOS; CHEREM, 2022a; SANTOS; CREMON; CHEREM, 2024). Os dados cobertura e uso da terra são derivados do projeto MapBiomas, coleção 8.0; uma coleção de dados temporais com classes de atividade antrópicas e fitofisionomias naturais anuais dos biomas brasileiros (ALENCAR *et al.*, 2020; MAPBIOMAS, 2023; SOUZA *et al.*, 2020).

5.3.1.1. Fator R

A erosividade (R) é um indicador do potencial da chuva em gerar movimentação das partículas, com a desagregação e arraste de sedimentos (LIMA *et al.*, 2023; SANTANA *et al.*, 2007). É determinada pela intensidade da energia cinética e a frequência das precipitações com valores medidos em *megajoules* (MJ·mm/ha·h·ano) (LIMA *et al.*, 2023). O cálculo do fator R foi implementado no GEE, utilizando dados de precipitação acumulada mensal do TerraClimate (Tabela 5.1). O fator foi calculado com base nos procedimentos descritos por (GAMPER; SANTOS; CHEREM, 2022; ROSA; CHEREM; SIAME, 2023), com base na equação LOMBARDI NETO; MOLDENHAUER, 1992):

$$EI = 68,73 \left(\frac{p^2}{P} \right)^{0,841} \quad \text{Fórmula} \quad (2)$$

O EI é a média mensal do índice de erosão em MJ.mm/ha.h.ano, p é a precipitação média mensal em milímetros, e P é a precipitação média anual em milímetros. Para calcular p^2 ,

utilizou-se a função “*square*” no GEE, e P foi obtido pela soma dos valores mensais de cada ano. Os resultados de p^2 foram divididos por P , gerando a variável DV , que foi então elevada a 0,841 usando a função “*power*”. Posteriormente, DV foi multiplicada pela constante 68,73 utilizando a função “*multiply*”, resultando na média mensal do índice de erosão (EI). Por fim, os valores mensais de EI foram somados para obter a erosividade anual.

5.3.1.2. Fator LS

Para o cálculo do fator LS (comprimento e inclinação do terreno), foi utilizado o Modelo Digital de Terreno FABDEM (*Forest And Buildings removed Copernicus DEM*). Esse modelo utilizou algoritmos de aprendizagem de máquina, como o Random Forest, para treinar amostras e subtrair do MDE Copernicus, da Agência Espacial Europeia, o efeito da vegetação arbórea e edificações que geram artefatos no modelo digital de elevação (HAWKER *et al.*, 2022). Utilizaram os dados de altura do dossel da vegetação (em metros), uma métrica secundária gerada pelo projeto GEDI (*Global Ecosystem Dynamics Investigation*) (POTAPOV *et al.*, 2021).

O MDE Copernicus e o FABDEM estão disponíveis em coordenadas geográficas com o datum horizontal WGS-84 e um tamanho de pixel de 1 segundo de arco (~30m), representando os melhores dados altimétricos disponíveis gratuitamente para o contexto do bioma Cerrado e globalmente (BIELSKI *et al.*, 2024; CREMON *et al.*, 2022). Meadows, Jones e Reinke (2024) apresentaram uma avaliação detalhada da acurácia vertical do FABDEM em ambientes de planícies fluviais, com amostras na planície do rio Araguaia, comparando com outros modelos, como o COP-30DEM e o Alos AW3D30. Foi identificada superioridade do FABDEM, com a capacidade de redução de grande parte do efeito dossel e redução de erros positivos da elevação (Figura 5.3) (HAWKER *et al.*, 2022; MEADOWS; JONES; REINKE, 2024).

$$L = \frac{(A + d^2)^{m+1} - A^{m-1}}{d^{m+2} \cdot 22,13^m \cdot x^m} \quad \text{Fórmula} \quad (3)$$

Onde, A é a área de contribuição (ou fluxo acumulado) em m^2 ; d é o tamanho do pixel do dado raster, em metros; x ajusta o coeficiente para o fluxo, sendo $x=1$ para fluxo para o lado e $\sqrt{2}$ para fluxo na diagonal. O expoente m permite que o modelo adapte a contribuição de L conforme as classes de declividade estabelecidas no MDE.

$$m = \frac{\beta}{\beta + 1} \quad \text{Fórmula} \quad (4)$$

Onde,

$$\beta = \frac{\frac{\sin(\theta)}{0,0896}}{3 \cdot \sin(\theta)^{0,8} + 0,56} \quad \text{Fórmula} \quad (5)$$

À medida que a inclinação (θ) aumenta, o valor de m é positivamente ajustado, permitindo induzir um maior impacto do comprimento da rampa na erosão do solo em terrenos mais inclinados. Em contraste, para terrenos com pouca inclinação, o valor de m será menor (ROSA; CHEREM; SIAME, 2023).

O fator de declividade S é calculado com base na inclinação $\sin(\theta)$ do MDE. Existem duas condições diferentes dependendo da declividade:

$$\begin{aligned} S &= 10,8 \cdot \sin(\theta) + 0,03 & \theta < 9\% & \quad \text{Fórmula} \\ S &= 16,8 \cdot \sin(\theta) + 0,5 & \theta \geq 9\% & \quad (6) \end{aligned}$$

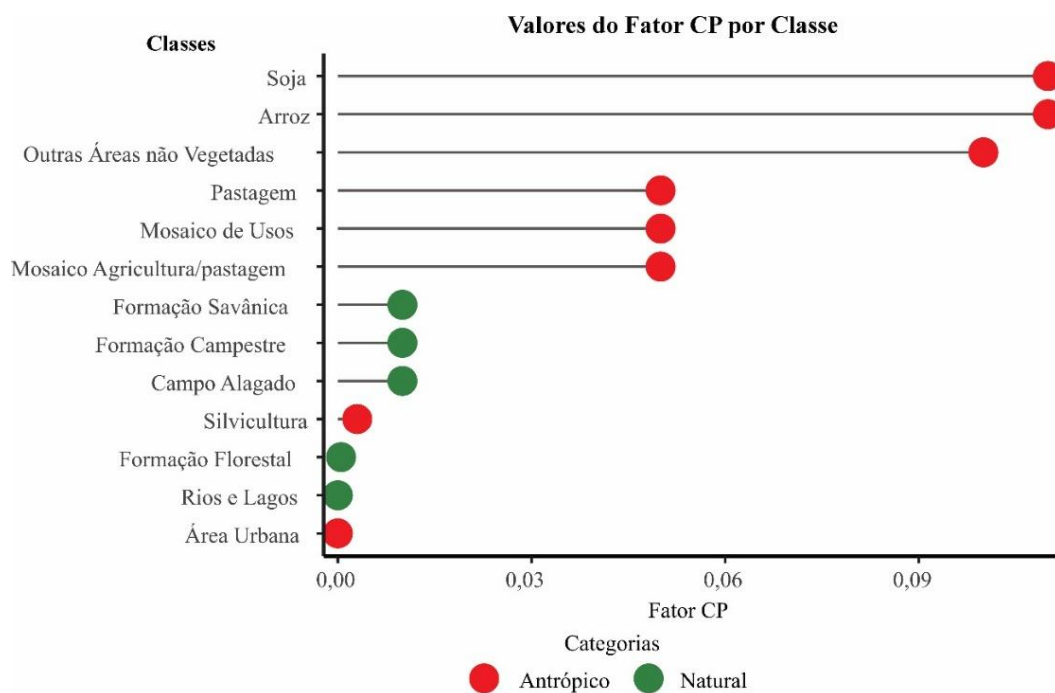
Ao final, o fator LS é dado pelo produto de L e S . O algoritmo encontra-se implementado no software SAGA (*System for Automated Geoscientific Analyses*) e integra um algoritmo de fluxo múltiplo para o cálculo da área de contribuição (fluxo acumulado) (BORRELLI *et al.*, 2017; PANAGOS; BORRELLI; MEUSBURGER, 2015). Para o seu cálculo no SAGA, a declividade precisa ser fornecida em radianos e neste trabalho a área de contribuição foi calculada com base no algoritmo de fluxo múltiplo.

5.3.1.3. Fator CP

Neste estudo, integramos os fatores C e P em um único fator CP, utilizando o modelo de cobertura e uso da terra do MAPBIOMAS, que apresenta classes naturais e antrópicas

hierarquizadas. Os valores de referência utilizados foram compilados das sistematizações propostas por Gomes *et al.* (2017;2019), Rosa, Cherem e Siame (2022) e Gamper, Santos e Cherem (2022). As classes de agricultura, de ciclo curto, foram associadas a valores mais acentuados do fator CP, enquanto as classes de cobertura natural da terra apresentam menores pesos na perda de solos (Figura 5.4).

Figura 5.4 – Valores do fator CP estabelecidos para a bacia hidrográfica do rio Javaés.



Elaboração: Próprio autor (2024)

5.3.1.4. Fator K

Para a geração do fator K, foram considerados os valores selecionados por diversos autores no estudo das propriedades dos solos em ambientes tropicais. Autores como Moraes e Sales (2017), Gomes *et al.* (2017;2019) e Mannigel *et al.* (2008) apresentam sistematizações das classes alvo (Tabela 5.2). A rotina de criação do fator K consistiu em recortar o arquivo vetorial para a área de estudo, com preenchimento da tabela de atributos com os valores de K, conforme a Tabela 5.2 - Classes de solos da área de estudo, com valores de área e valores de referência do fator K.; Transformação do arquivo vetorial em raster no software R, utilizando funções das bibliotecas *raster* e *terra*, seguido de exportação e importação do dado raster para o GEE.

Tabela 5.2 - Classes de solos da área de estudo, com valores de área e valores de referência do fator K.

Classes de solos	Área (km ²)	Área (%)	Fator K	Fontes dos índices
CXbd - Cambissolo Háplico Tb Distrófico	2,3	0.004	0.036	Gomes <i>et al.</i> (2019)
RYbd - Neossolo Flúvico Tb Distrófico	6,8	0.013	0.046	Gomes <i>et al.</i> (2019)
RLd - Neossolo Litólico Distrófico	31	0.058	0.0569	Gomes <i>et al.</i> (2019)
GMbe - Gleissolo Melânico Tb Eutrófico	66	0.124	0.001	Gomes <i>et al.</i> (2019)
RQo - Neossolo Quartzarênico Órtico	95	0.179	0.0227	Gomes <i>et al.</i> (2019)
LAd - Latossolo Amarelo Distrófico	149	0.281	0.028	Gomes <i>et al.</i> (2019)
FTe - Plintossolo Argilúvico Eutrófico	155	0.292	0.0438	Morais e Sales (2017); Gomes <i>et al.</i> (2019)
PVAd - Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico	1.480	2.791	0.0592	Gomes <i>et al.</i> (2019)
FXd - Plintossolo Háplico Distrófico	2.332	4.396	0.055	Morais e Sales (2017); Gomes <i>et al.</i> (2019)
GXbd - Gleissolo Háplico Tb Distrófico	2.834	5.343	0.001	Gomes <i>et al.</i> (2019)
LVAd - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico	3.485	6.570	0.011	Gomes <i>et al.</i> (2019) Mannigel <i>et al.</i> (2008)
LVd - Latossolo Vermelho Distrófico	4.391	8.278	0.018	Gomes <i>et al.</i> (2019)
FFc - Plintossolo Pétrico Concrecionário	16.152	30.454	0.012	Gomes <i>et al.</i> (2019)
FTd - Plintossolo Argilúvico Distrófico	21.502	40.542	0.0438	Gomes <i>et al.</i> (2019)

Elaboração: Próprio autor (2024)

5.3.2. Análise dos dados

Adotou-se a classificação dos valores da RUSLE conforme estabelecido por Gomes *et al.* (2019), que organiza os dados em sete categorias: 'Leve', dividida em dois níveis (0 a 2,5 e 2,5 a 5 ton·ha⁻¹·ano⁻¹); 'Moderado' (5 a 10 ton·ha⁻¹·ano⁻¹); 'Alto', também subdividida em dois níveis (10 a 15 e 15 a 20 ton·ha⁻¹·ano⁻¹); 'Muito Alto' (20 a 40 ton·ha⁻¹·ano⁻¹); e 'Severo' (acima de 40 ton·ha⁻¹·ano⁻¹).

Os valores de perda de solo estimados pela RUSLE em ton·ha⁻¹·ano⁻¹ também foram ajustados para o tamanho do pixel adotado na análise (30m). Essa normalização possibilita a soma das perdas de solo de todos os pixels, resultando em um valor acumulado que representa a quantidade total da perda de solo pela área das sub-bacias. Inicialmente, os valores da RUSLE foram convertidos para toneladas por m² (ton/10.000 m²). Posteriormente, os valores foram multiplicados por 0,09, correspondente a cada pixel (900 m² = 0,09 ha).

No software R, foi realizada a análise estatística dos relatórios gerados no GEE, com a criação de tabelas, mapas e gráficos para representar os resultados. Para avaliar as séries

temporais anuais, utilizamos o teste estatístico de Mann-Kendall (MK), empregado para identificar tendências crescentes ou decrescentes, e o estimador de inclinação *Sen's Slope*, que indica as taxas de mudança na série. Analisamos o desenvolvimento das séries temporais, identificando a presença ou ausência de quebras estruturais por meio da função *breakpoints*, do pacote *strucchange*, que retorna os anos com mudanças na série. A significância dessas quebras foi testada pelo teste de Chow, comparando os períodos antes e depois do ponto de quebra identificado (ZEILEIS *et al.*, 2002) (ZEILEIS *et al.*, 2002).

Descrições da paisagem e registros fotográficos foram gerados durante campanhas de campo entre 2019 e 2022 na área de estudo, e foram utilizadas para apoiar as interpretações dos resultados.

5.4. Resultados

5.4.1. Fatores LS e K: características do relevo e solos

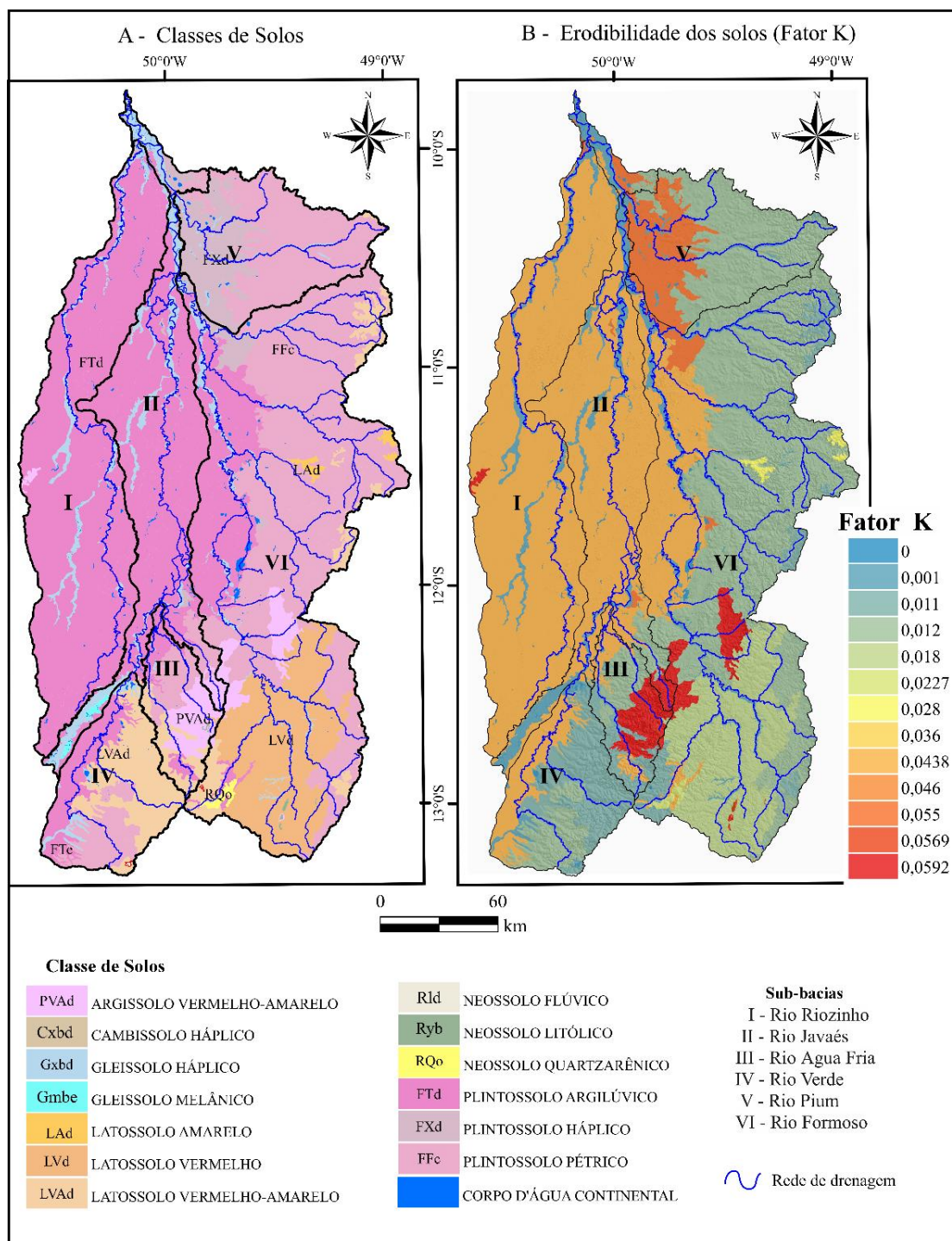
Os valores adimensionais do fator LS para a área de estudo variaram em valores flutuantes entre 0,03 e 306. A distribuição dos valores desse fator calculado é assimétrica e unimodal. Os valores de maior frequência se estabelecem entre 0,03 e 3,1, corresponde a uma área de 49.606 km², representando cerca de 93% da área total da bacia do rio Javaés. A análise sugere que a paisagem é dominada por áreas de baixa suscetibilidade topográfica à erosão, com valores baixos de LS, enquanto áreas mais suscetíveis (com valores de LS elevados) representam uma fração muito pequena da área total, como os divisores de águas das sub-bacias morros testemunhos e planaltos residuais (Figura 5.2).

A área de estudo apresenta uma diversidade de classes de solo (Figura 5.5A), destacando-se os Plintossolos Argilúvicos (FTd) e Pétrico Concrecionário (FFc), que juntos ocupam dois terços da área total. Os Latossolos Vermelho (LVd) e Vermelho-Amarelo (LVA) representam 15% da área de estudo, concentrando-se principalmente nas sub-bacias dos rios Verde, Água Fria e no alto curso do rio Formoso. Os valores do fator K desses solos apresentam uma alta variabilidade na erodibilidade, entre 0,001 e 0,059 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹ (Figura 5.5B). A erodibilidade de 0,03 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹ é predominante, ocorrendo nas áreas de planície, e nas superfícies de aplainamento na porção leste que correspondem as zonas de cabeceiras.

O Plintossolo Argilúvico (FTd) é a classe de solo mais extensa na bacia, cobrindo 41% da área total (21.502 km²), com um fator K de 0,043 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹. Essa classe de solo ocorre principalmente nos planos de inundação da planície do Araguaia, recobertos por vegetação de

campos úmidos e Savana Parque (MARTINS *et al.*, 2006); é caracterizado pela presença de plintitas e acúmulo de argila no horizonte B, além de apresentar baixa fertilidade natural.

Figura 5.5 – Distribuição de solos na bacia do rio Javaés. A) Classes de solos presente na bacia; B) Erodibilidade das classes de solos, dado em $\text{Mg h MJ}^{-1} \text{mm}^{-1}$.



Elaboração: Próprio autor (2024)

O Gleissolo Háplico Tb Distrófico (GXbd) cobre 5,3% da área da bacia, com Fator K baixo ($0,001 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{mm}^{-1}$). São observados na área de estudo nos ambientes adjacentes as

planícies de inundação dos rios e corpos lânticos. Essa classe de solo foi observada em área de mata ciliar do rio Formoso no alto curso (Figura 5.5B). Apresenta um gradiente textural argiloso como mosqueados que indicam oscilação do nível da água e horizonte A rico em matéria orgânica, ocupado por formações florestais.

Os Neossolos Litólicos Distrófico (RLd) é a segunda classe com maior erodibilidade, $0,056 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. O horizonte superficial geralmente é raso, composto por material rochoso ou pouco alterado, fator que pode reduzir a capacidade de infiltração e favorecer escoamento em superfícies de maior declividade. A classe de Neossolos Quartzarênico Órtico (RQo) apresentam fator K de $0,022 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$. É uma classe de solo que apresenta textura arenosa com baixa coesão, favorecendo processos de infiltração e pouco armazenamento hídrico. Esses são observados nas áreas interfluviais das sub-bacias, na porção sul da bacia do rio Javaés. O RQo pode ser associado ao hiato deposicional siriluo-devoniano identificado no Graben Água Bonita, uma formação sedimentar composta por arenitos médios e finos, que destoa das demais classes litoestruturais da região da faixa Paraguai-Araguaia (SANTOS; MORAIS, 2017).

Os Latossolos Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd) e Vermelho Distrófico (LVd) são associados a valores moderados de fator K ($0,011$ e $0,028 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$) no Cerrado (GOMES *et al.*, 2019). O LVAd ocupa uma área de 3.485 km^2 (6,6% da área total), enquanto o LVd cobre 4.391 km^2 (8,3% da área total). Ocorrem na porção sul, região de relevo suave e suave ondulado, correspondendo a depressão regional de Sandolândia. Esses solos, conhecidos por serem mais intemperizados e profundos, possuem boa estrutura física e capacidade de infiltração, o que contribui para uma erodibilidade relativamente menor em comparação com outros solos na bacia.

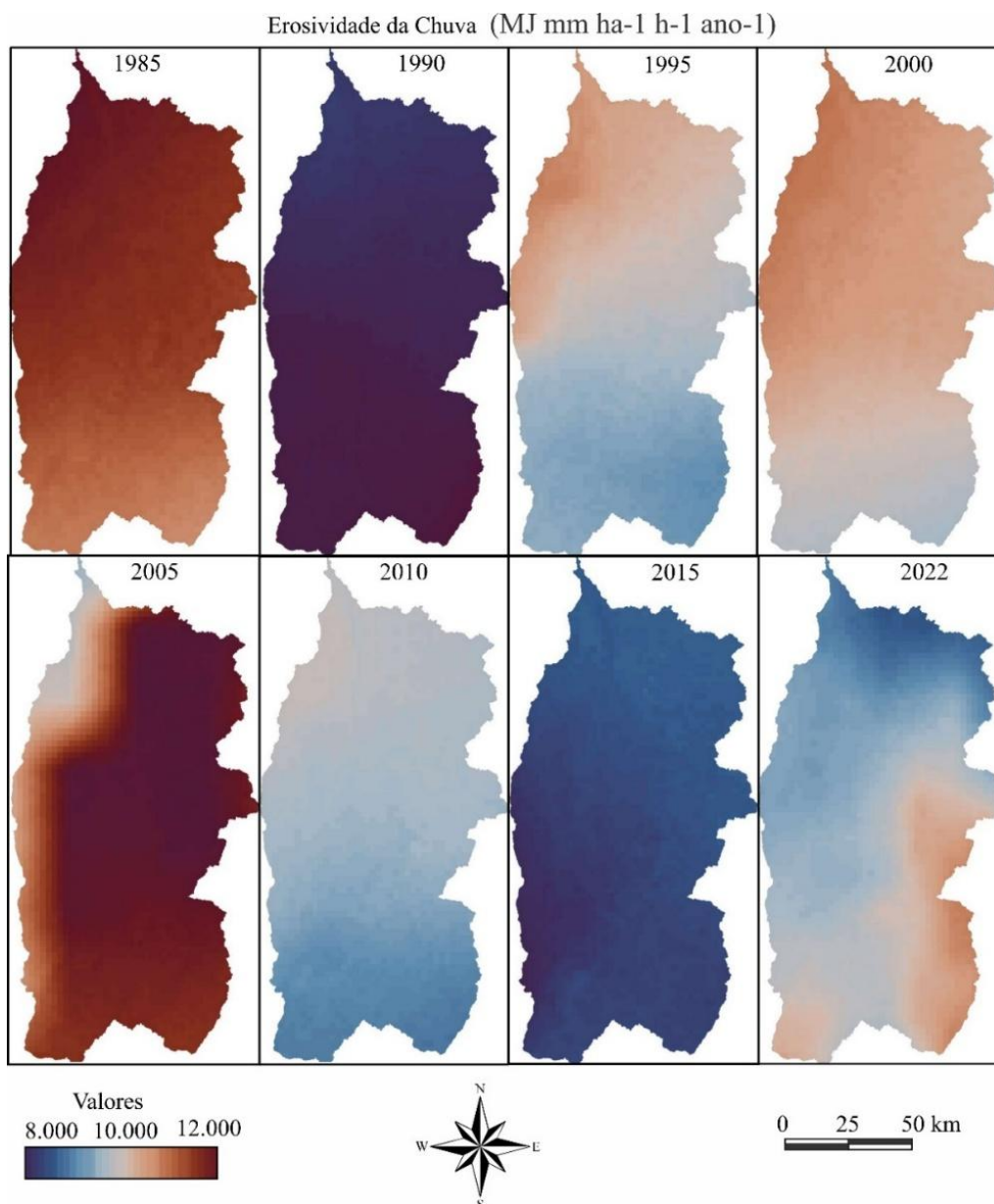
O Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico (PVAd), com valor do fator K em $0,059 \text{ Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, destaca-se como uma das classes de solos com maior suscetibilidade à erosão na área de estudo, ocupando 1.480 km^2 (2,8% da área total). Os Argissolos, caracterizados pelo acúmulo de argila no horizonte B e textura superficial arenosa em muitas áreas, são particularmente vulneráveis à erosão, especialmente em declives.

5.4.1.1. Variáveis dinâmicas da RUSLE

5.4.1.1.1. Dinâmica da erosividade da chuva

A Figura 5.6 apresenta um comparativo entre os valores da erosividade acumulada de anos selecionados, entre 1985 e 2022, e um gráfico uma série temporal com acumulados anuais na Figura 5.7.

Figura 5.6 – Espacialização da erosividade calculada anualmente para a bacia do rio Javaés.

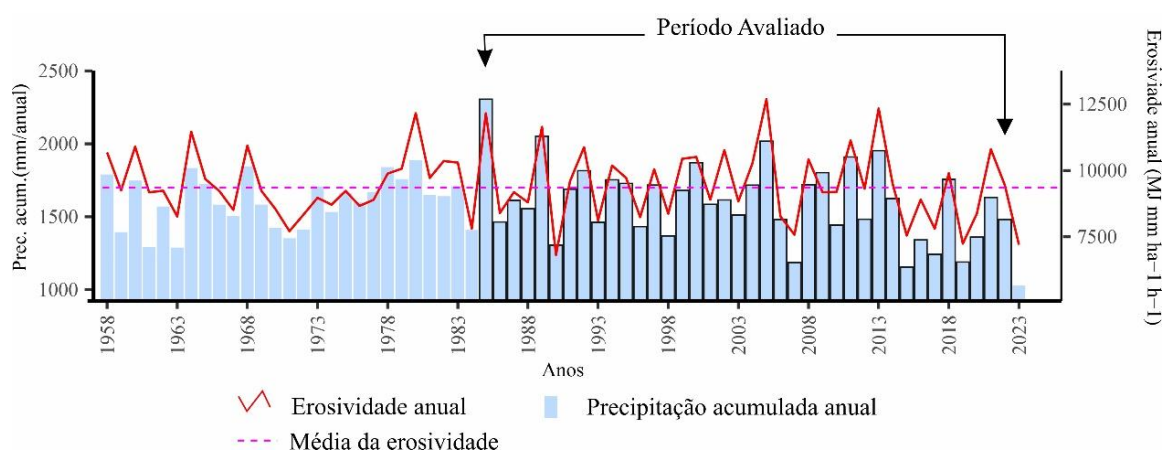


Elaboração: Próprio autor (2024)

Os dados de precipitação e erosividade apontam para uma tendência geral de declínio em ambas as variáveis ao longo do tempo. A região norte e nordeste da área de estudo apresenta

os maiores valores de precipitação acumulada anual no bioma Cerrado, com acumulados anuais superiores a 1900 mm. Os valores de pixels representados nos mapas da Figura 5.6 estão entre $10.943 \text{ MJ}\cdot\text{mm ha}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ e $13.241 \text{ MJ}\cdot\text{mm ha}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ no ano de 1985, e em 2022 foi observado máximo de $11.182 \text{ MJ}\cdot\text{mm ha}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ e mínimo $7.794 \text{ MJ}\cdot\text{mm ha}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$. A distribuição espacial comparada entre as duas datas indica uma redução da erosividade na porção norte e nordeste na série temporal. A erosividade mais acentuada se destaca nas porções sudeste, nas cabeceiras do rio Formoso (IV).

Figura 5.7 – Série temporal com precipitação e erosividade acumulados anuais.



Elaboração: Próprio autor (2024)

A precipitação acumulada apresentou uma média de $1.605 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$, com um máximo de 2.305 mm registrado em 1985 e um mínimo de 1.155 mm em 2015, indicando uma amplitude da série em 1.150 mm . A erosividade, por sua vez, teve uma média de $9.511 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, alcançando seu pico de $12.686 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em 2005 e um valor mínimo de $6.811 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ em 1990, resultando em uma amplitude de $5.874 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ ano}^{-1}$. As taxas de crescimento anuais demonstram uma elevada variação, com alguns anos apresentando aumentos significativos seguidos por quedas acentuadas. Por exemplo, a precipitação diminuiu $36,49\%$ em 1986, logo após o pico de 1985, enquanto a erosividade apresentou uma redução de $30,93\%$ no mesmo ano. Embora existam flutuações ao longo do período estudado, a tendência geral aponta para um declínio nas duas variáveis, com uma taxa de decréscimo cumulativa de $-35,72\%$ para a precipitação e $-22,35\%$ para a erosividade de 1985 a 2022.

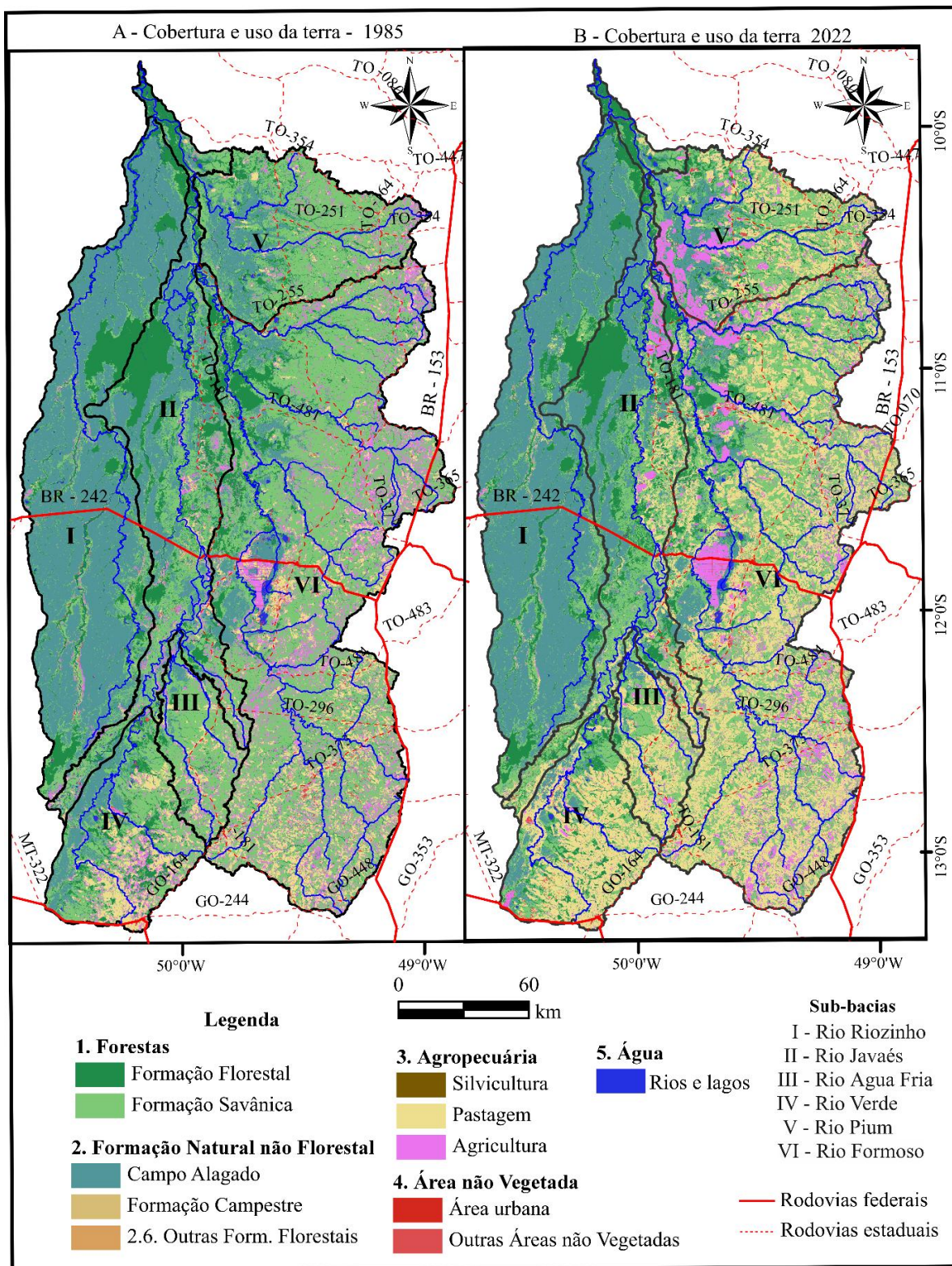
5.4.1.1.2. Dinâmica de uso e cobertura da terra

As classes de cobertura e uso da terra dominantes na bacia do rio Javaés são a Formação de Savânica, a Pastagem e a Formação Florestal (Figura 5.8). A Formação de Savânica é a classe mais extensa, com uma área inicial de 22.615 km² em 1985, apesar de uma redução gradual ao longo dos anos, permanecendo com 15.054 km² em 2022. A Formação Florestal, embora tenha diminuído de 7.006 km² em 1985 para 6.462 km² em 2022, continua sendo uma das classes mais predominantes, indicando a presença considerável de áreas florestais na bacia.

As classes que apresentaram as maiores mudanças ao longo do tempo são a Pastagem, a Formação de Savânica e a áreas com plantio de Soja. A Pastagem registrou o maior aumento absoluto, com 4.037 km² em 1985, com acréscimo de 10.091,4 km² em 2022, evidenciando a expansão das áreas destinadas à pecuária. Essa ocupação concentrava-se nas zonas de cabeceiras dos rios Formoso e Rio Verde em 1985, avançando ao longo do tempo de montante para jusante (Sul para Norte), acompanhando o eixo da rodovia BR 153, e no sentido da a Ilha do Bananal (de leste a oeste e noroeste).

A Formação de Savânica, embora ainda dominante, sofreu uma redução significativa de 7.561 km² no mesmo período. A área destinada ao cultivo de Soja emergiu como uma nova classe em crescimento, inexistente em 1985, passando para 790 km² em 2022.

Figura 5.8 – Mapas de com a distribuição espacial das áreas de Cobertura e Uso da Terra.

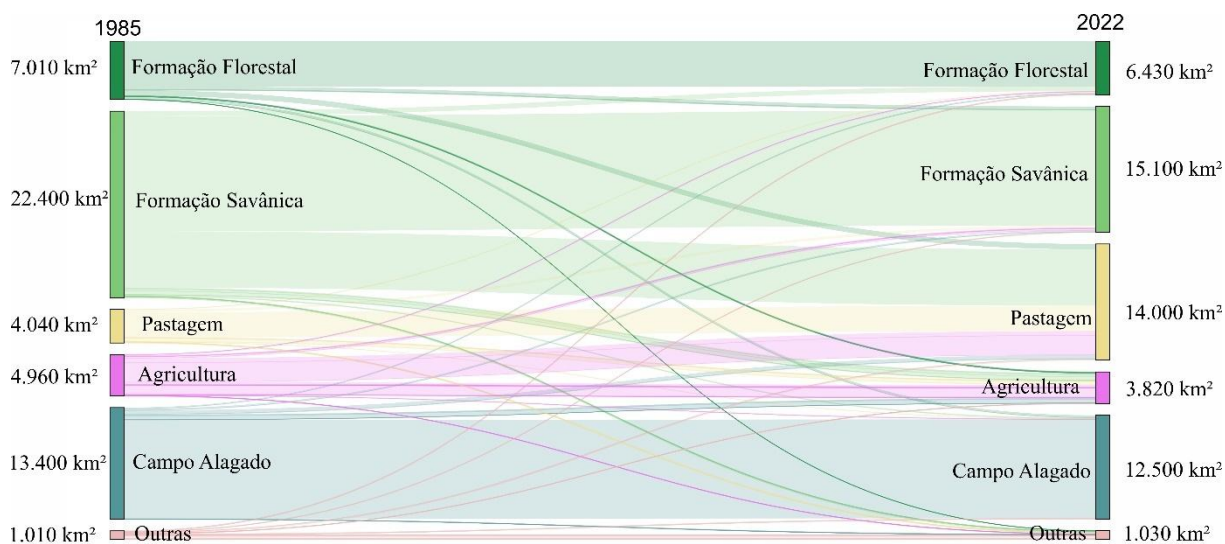


Fonte: Projeto MAPBIOMAS, col. 8. Elaboração: Próprio autor (2024)

O gráfico de Sankey ilustra as transições de área entre as diferentes classes de uso da terra de 1985 a 2022 na bacia do rio Javaés (Figura 5.9). Em toda a área do Javaés em 1985, a

pastagem representava 4.037 km², predominante na zona de cabeceiras. Nesta zona, as áreas de pastagem receberam 5.599 km² da Formação Savânica (50%), e uma parcela de 2.343 km² da agricultura (21%). As áreas de agricultura receberam 485 km² da formação Savânica (22%) e uma parcela de 422.97 km² de pastagem (19%).

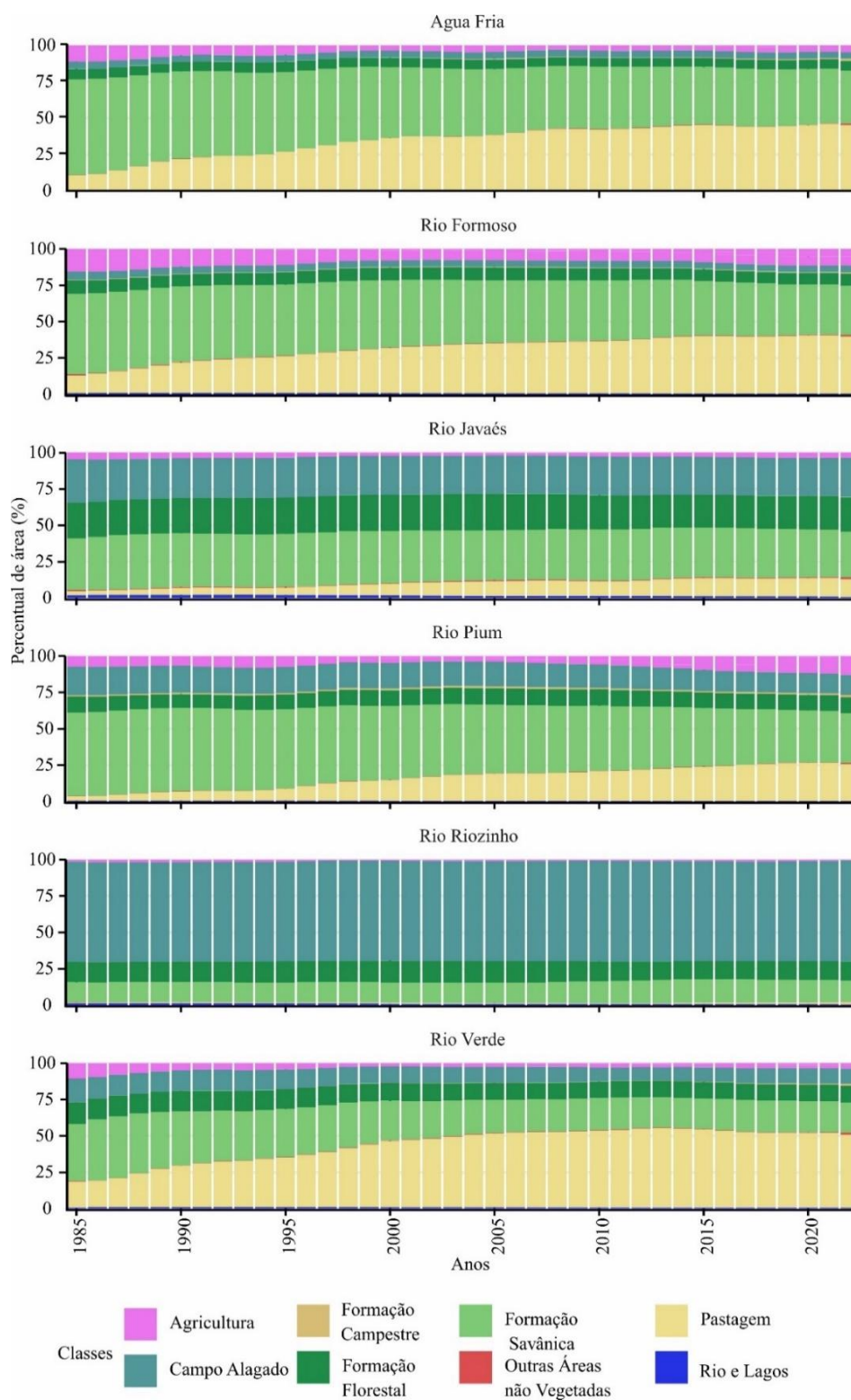
Figura 5.9 – Transição de área das classes de cobertura e uso da Terra entre 1985 e 2022 da bacia hidrográfica do rio Javaés.



Elaboração: Próprio autor (2024)

Os dados mostram que as sub-bacias dos rios rio Verde, Água Fria, Formoso e apresentam proporcionalmente maiores aumentos de áreas de pastagens, respectivamente com máximos de 54 % em 2013, 45% em 2021 e 40 % em 2021 (Figura 5.10). Enquanto todas as três sub-bacias exibiram um crescimento substancial na área de pastagem entre 1985 e 2000, indicando uma intensificação das atividades agrícolas, elas diferiram ligeiramente em seus padrões pós-2000 (Figura 5.10). A sub-bacia do Rio Água Fria continuou a mostrar um leve aumento na área de pastagem até 2022, enquanto o Rio Verde apresentou uma pequena redução. O Rio Formoso, por sua vez, manteve um padrão estável após 2005 (Figura 5.10).

Figura 5.10 – Gráficos de barras com o percentual das classes de cobertura ou uso da terra nas sub-bacias do rio Javaés.



Elaboração: Próprio autor (2024)

A análise das taxas de conservação das classes cobertura e uso da terra nas sub-bacias do Rio Javaés mostra que, proporcionalmente, a sub-bacia do Rio Riozinho apresenta um alto

percentual de domínio de classes naturais, conservando taxas de áreas úmidas de 70 %, e entre 15 e 16 % de Formação Savânica na série temporal. É seguida pela sub-bacia do Rio Javaés, que, embora tenha mantido um alto percentual de áreas de conservação, apresentou um aumento na área de pastagens, com uma média de 59,3% de sua área coberta por formações florestais e savanas, e uma redução de apenas 4,9% no percentual de áreas de conservação entre 1985 e 2022.

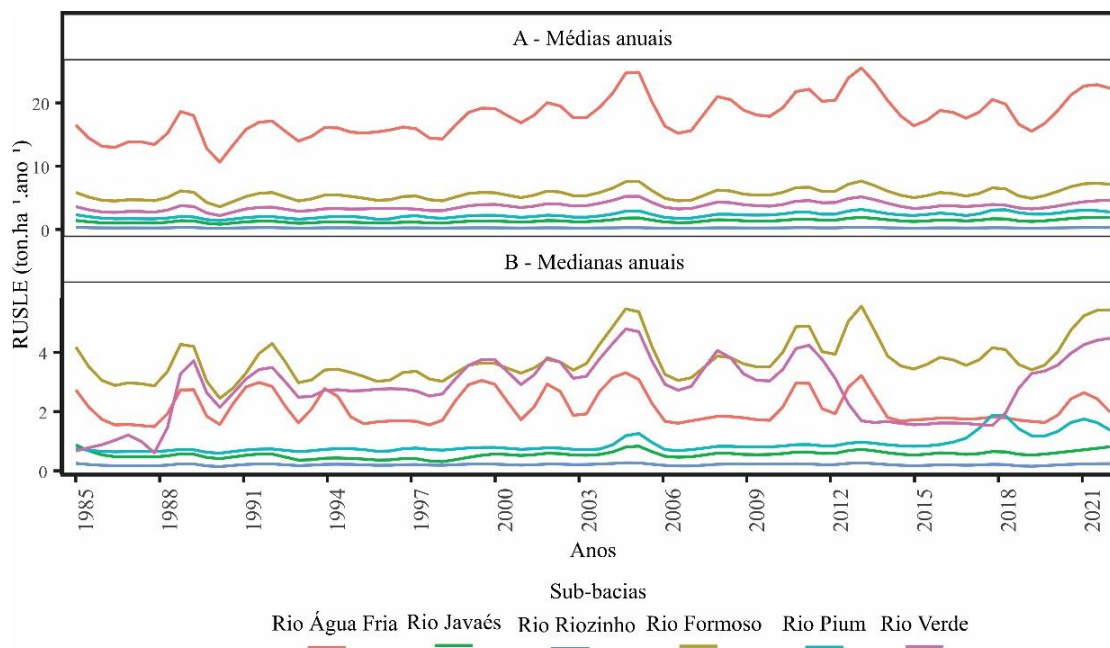
Identificando o avanço antrópico, notamos que na sub-bacias situadas a sul da área de estudo, como o Rio Água Fria e Rio Verde experimentaram suas maiores pressões no final da década de 1980. Rio Formoso e Rio Pium tiveram seus períodos de maior pressão mais recentemente, em 2013 e 2015. Rio Javaés e Rio Riozinho enfrentaram suas maiores pressões em 2022, porém com taxas de redução das classes naturais menores em comparação com outras sub-bacias.

5.4.2. Estimativas de perda de solo pela RUSLE

5.4.2.1. Estatística das séries temporais

A Figura 5.11 apresenta os valores de média e mediana do cálculo anual da RUSLE por sub-bacias. A sub-bacia Água Fria possui uma área de 2.137 km² e perímetro de 322 km. Esse sistema fluvial apresentou as médias anuais de erosão mais acentuadas na série histórica, com taxa de 2,1 ton·ha⁻¹·ano⁻¹. O valor mínimo foi 10 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 1990 e o máximo de 25 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 2013, o que resulta na maior amplitude analisada entre os sistemas (1,7 ton·ha⁻¹·ano⁻¹) (Figura 5.11). A mediana anual variou entre 1,5 e 3,2 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, refletindo maior aproximação com os valores de média, com algumas flutuações ao longo do período. A amplitude das taxas anuais de erosão na sub-bacia é relativamente variável ao longo dos anos, entre 29 (em 1990) a 63 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ (em 2005).

Figura 5.11 – Séries temporais dos valores de média e mediana anuais da RUSLE por sub-bacias da área de estudo.



Elaboração: Próprio autor (2024)

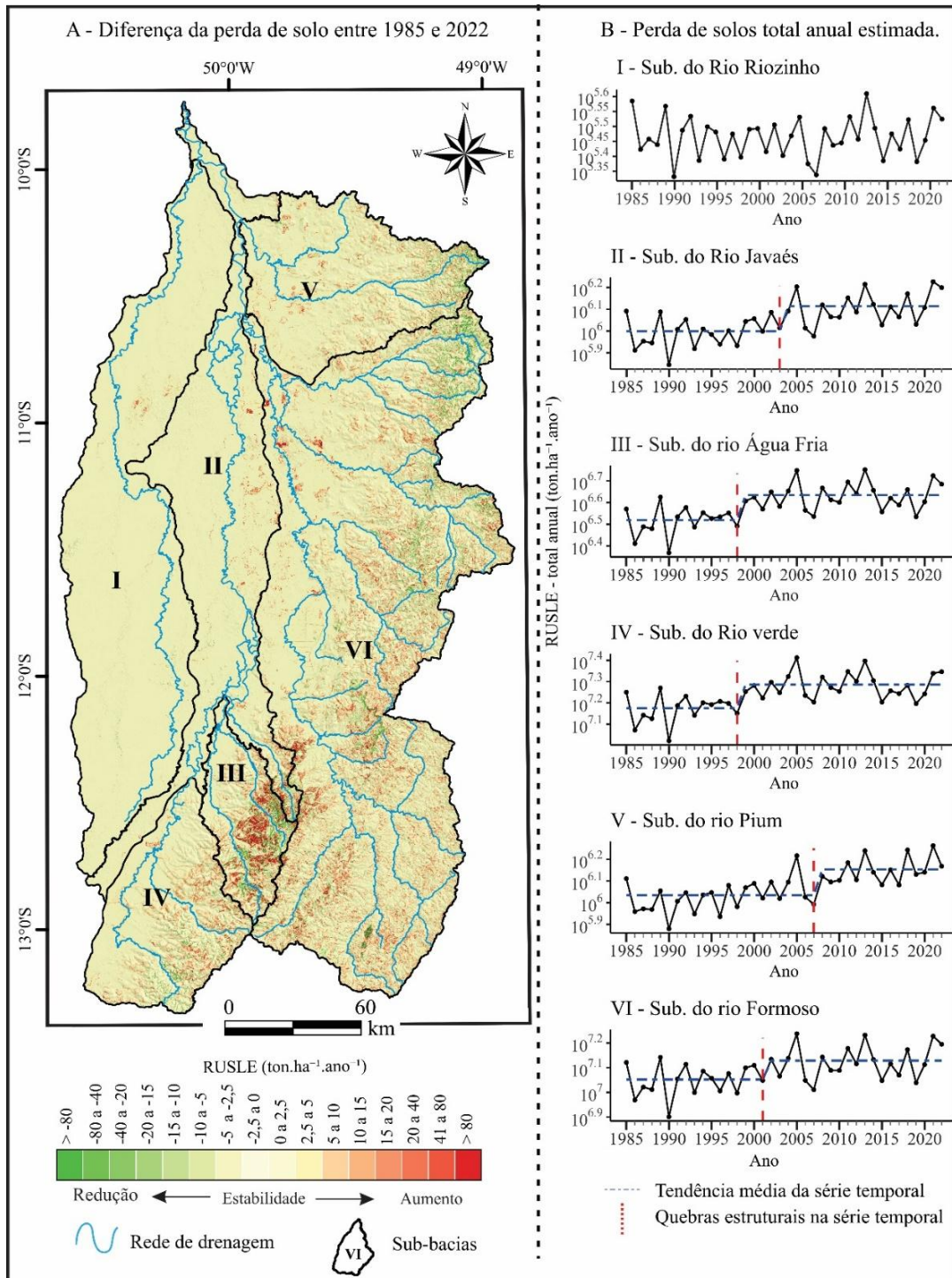
A bacia do rio Água Fria apresentou pico da soma anual de 5,6 milhões de $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 2013 (Figura 5.12B). O teste de MK nesse conjunto indicou uma tendência ascendente significativa, com tau 0,45 ($p\text{-valor} = 0,01$). A inclinação de *Sen* mostrou um aumento médio anual de 43.564 toneladas por hectare por ano, com um intervalo de confiança entre 24.278 e 59.302 toneladas ($p\text{-valor} = 0,01$). O teste de Chow ($F = 26,8$; $p\text{-valor} = 0,01$) confirmou a existência de mudanças estruturais significativas na série temporal, particularmente com uma quebra em 1998, sugerindo uma alteração estrutural com dois períodos na dinâmica.

O rio Formoso é aproximadamente 10 vezes maior em área (21.620 km^2) e 3,3 vezes maior em perímetro (1085 km) do que o rio Água Fria. Ao longo da série, essa sub-bacia apresentou média anual de erosão de $5,6 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, com variações de $3,5 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 1990 a $7,7 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 2005 e 2021. As medianas anuais oscilaram entre 2,4 e $5,6 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, refletindo uma distribuição mais ampla dos valores de erosão laminar.

A soma anual de perda de solo no rio Formoso apresentou tendência de aumento, com um pico de 17 milhões de $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 2005, enquanto o ano de menor perda de solo foi 1986, com 9,3 milhões $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ (Figura 5.12). Esse aumento oscilatório é marcado por uma quebra na série temporal em 2001, indicando uma mudança significativa nas condições erosivas da sub-bacia conforme o teste Chow ($F = 12,5$; $p\text{-valor} = 0,01$). O teste MK indicou

uma tendência ascendente significativa, com τ de 0,32 (p-valor = 0,01), enquanto o *Sen's Slope* revelou um aumento médio anual de 97.953 toneladas por hectare por ano, com um intervalo de confiança de 36.513 a 162.894 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ (p-valor= 0,01).

Figura 5.12 – Distribuição espacial da diferença das taxas de erosão entre 1985 e 2022 na ocorrência de acréscimo, redução ou estabilidade (A). Os gráficos apresentam valores totais anuais da RUSLE por sub-bacias.



Elaboração: Próprio autor (2024)

Com uma área de 8.333 km² e perímetro de 1.202 km, o rio Javaés e a terceira maior sub-bacia, com taxa média de erosão de 1,4 ton·ha⁻¹·ano⁻¹. Essa taxa média variou entre 0,8 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 1990 e 1,9 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 2021. Os valores de mediana também refletiram essa alta amplitude, porém em taxas mais modestas, demonstrando anos com comportamento mais estável e outros com picos erosivos acentuados em relação as demais sub-bacias, com valores entre 0,30 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ e 0,89 ton·ha⁻¹·ano⁻¹. A amplitude variou de 6,7 em 1990 a 14,2 em 2005.

As taxas erosivas estimadas para sub-bacia rio Javaés apresentaram aumento constante ao longo do tempo, com pico em 2021 de 1,6 milhões de ton·ha⁻¹·ano⁻¹, porém com uma dinâmica das taxas inferiores quando comparado com as demais sub-bacias. O teste de MK revelou uma tendência ascendente significativa, com índice tau de 0,48 (p-valor = 0,01), e o Teste Chow indica que a quebra na série em 2003 é significativa, estabelecendo dois padrões da oscilação (F = 24,52, p-valor = 0,01). O estimador de *Sen's Slope* indicou um aumento significativo nas taxas anuais em 14.589 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, em um intervalo de confiança entre 8.685 e 20.494 toneladas.

Na sub-bacia rio Pium, a média anual de erosão variou de maneira moderada, com valores entre 1,6 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ (1986) e 2,3 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ (1985). A mediana dos dados se manteve estável, entre 0,6 e 0,7 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, refletindo uma baixa variabilidade nas taxas de erosão. A soma anual de perda de solo foi relativamente estável, mas apresentou pico em 2021 (1.8 milhões ton·ha⁻¹·ano⁻¹). O teste de MK indicou uma tendência ascendente significativa, com tau em 0,56 (p-valor = 0,01), com o teste *Sen's Slope* apontando um aumento médio de 14.841 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, com um intervalo de confiança de 10.601 a 21.582 ton·ha⁻¹·ano⁻¹. Foi identificada uma quebra significativa em 2010 (teste Chow: F = 17,935; p-valor = 0,01).

O rio Verde apresentou uma média anual de 1,5 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, com um mínimo de 0,14 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 1990 e máximo de 3,5 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ em 2005. A mediana variou entre 0,70 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ e 1,9 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, com amplitude de 3,8 a 7,6, indicando uma estabilidade relativa nos processos erosivos.

O rio Verde também apresentou uma tendência crescente significativa nas taxas de erosão, com um tau do teste MK de 0,43 (p-valor = 0,01). O teste de inclinação de *Sen's Slope* indicou um aumento médio de 15.167 ton·ha⁻¹·ano⁻¹, com um intervalo de confiança entre 8.144 e 22.949 ton·ha⁻¹·ano⁻¹ (p-valor = 0,01). O teste de Chow (F=26,20, p-valor = 0,01) confirmou

mudanças estruturais significativas na série, com uma quebra identificada em 1998. O pico da série ocorreu em 2013, com taxa erosiva total de $1.677.602 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 2005, enquanto o ano de menor perda foi 1986, com 1.061.765 toneladas por hectare por ano.

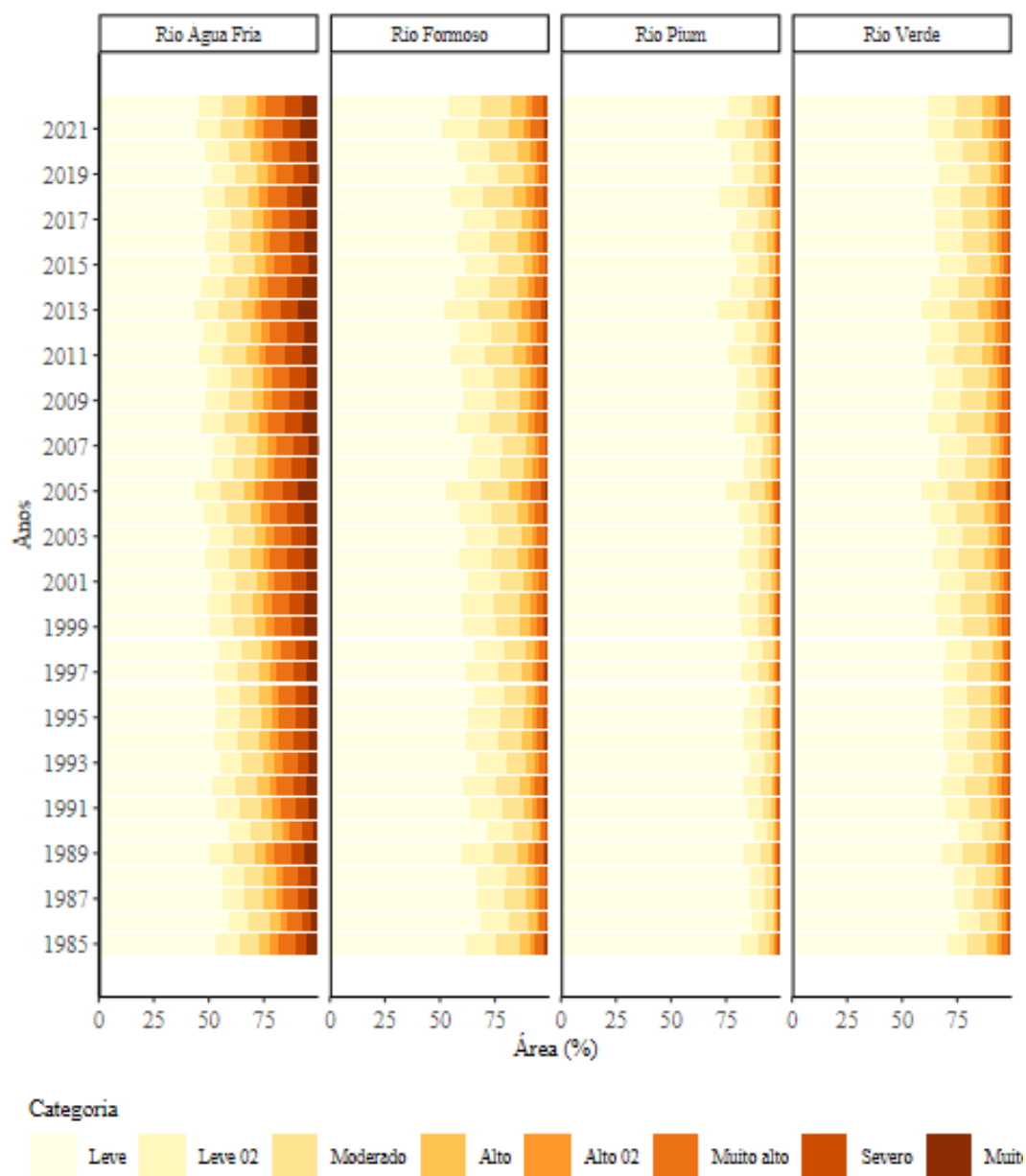
A sub-bacia rio Riozinho, único subsistema pleno na Ilha do Bananal, apresentou uma média de erosão de $1,70 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ (1990), variando até $3,15 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ (2005). A mediana se manteve entre 0,65 e $1,75 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, com a amplitude variando de 4,50 a $8 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, refletindo uma baixa variabilidade nos processos de erosão.

A série de soma anual das taxas erosivas no rio Riozinho não apresentou quebras significativas na série temporal e teve uma tendência ascendente que não foi estatisticamente significativa, com um tau de MK de 0,04 e um p-valor de 0,72. A inclinação de *Sen* foi relativamente baixa, com uma média de 348 toneladas por hectare por ano, e um intervalo de confiança que inclui zero (-1.252 a $1.864 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$), refletindo a falta de significância (p-valor de 0,72). O teste de Chow não detectou mudanças estruturais importantes, sugerindo que a sub-bacia possui um comportamento mais estável e menos afetado por intervenções externas. O pico da série temporal ocorreu em 2013, com uma taxa erosiva estimada em $407.142 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, sendo este o ano de maior perda de solo, enquanto o menor valor foi registrado em 1986, com 264.851 toneladas por hectare por ano.

5.4.2.2. Distribuição espacial das taxas erosivas

A análise da distribuição das áreas classificadas por diferentes níveis de erosão nas sub-bacias do Rio Javaés apresenta 8 classes. Destaca-se os sistemas analisados com mudanças entre classes mais significantes (Figura 5.13). Em geral, as áreas classificadas como "Leve" predominam na maioria das sub-bacias, representando as regiões menos suscetíveis aos processos erosivos. Duas das sub-bacias se destacam pelo domínio dessa classe quase toda a extensão, sendo o rio Riozinho com percentuais de área acima de 97,2% em toda a série histórica e o rio Javaés (valores acima de 91%). No Rio Pium a categoria "Leve" se manteve em torno de 82% ao longo do período.

Figura 5.13 – Distribuição por categorias e sub-bacias das áreas de erosão anual da RUSLE na área de estudo.



Elaboração: Próprio autor (2024)

As áreas classificadas como "Moderado", que correspondem a perdas de solo entre 5 e 10 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, destacam-se principalmente em duas sub-bacias. No Rio Formoso, a área nessa categoria aumentou de 10,67% em 1985 para 13,55% em 2022, indicando uma expansão gradual para níveis de erosão mais intensos. No Rio Verde, o crescimento foi também expressivo, com a área "Moderado" subindo de 9,10% para 12,47% no mesmo período.

As classes "Alto" e "Alto 02", que correspondem a áreas com erosão entre 10 e 20 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, também registraram variações importantes. No Rio Formoso, as áreas

classificadas como "Alto" aumentaram de 4,44% em 1985 para 6,25% em 2022, evidenciando um agravamento nos processos erosivos. No Rio Água Fria, a classe "Alto" apresentou um aumento leve, passando de 5,25% para 5,60%.

As classes "Muito Alto" e "Severo" englobam as áreas com os níveis mais críticos de perda de solo, superiores a $20 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$. O Rio Formoso se destaca novamente, com um aumento na área classificada como "Severo" que alcançou 1,99% em 2005. No Rio Água Fria, essas categorias se sobressaem ainda mais, refletindo uma das situações mais críticas entre as sub-bacias analisadas (Figura 5.13). Em 2013, o Rio Água Fria atingiu um pico alarmante na categoria "Muito Severo", com 8,9% de sua área total sendo severamente erodida, a maior proporção registrada entre todas as sub-bacias. Além disso, a classe "Severo" no Rio Água Fria apresentou um aumento significativo, atingindo 7,99% em 2021.

A Figura 5.12A apresenta a diferença entre as taxas erosivas de 1985 e 2022, possibilitando uma identificação espacial das áreas com acréscimos ou reduções. Observou-se correspondência espacial entre as superfícies mais elevadas e as maiores declividades (relevos ondulados e fortemente ondulados) com os maiores valores de diferença. Destaca-se os interflúvios das sub-bacias do Rio Verde (IV), Água Fria (III), e na parte superior e porção centro-leste da sub-bacia do Rio Formoso (VI). Essas áreas com maior diferença nas taxas correspondem também a classe de solo PVAd, com fator K mais acentuado na área de estudo. Já as taxas erosivas em redução são visualizadas na porção norte, correspondendo às cabeceiras dos afluentes do Rio Formoso e da sub-bacia do Rio Pium (V).

5.5. Discussões

5.5.1. Taxas erosivas: conexões regionais e globais

Nas últimas décadas, pesquisas no Cerrado têm ampliado a compreensão sobre a erosão laminar nesse bioma, abordando sua intensidade, distribuição e diferenciação espacial (**Tabela 5.3**) (GAMPER; SANTOS; CHEREM, 2022; MORAIS; SALES, 2017; ROSA; CHEREM; SIAME, 2023). Em áreas agrícolas, onde as taxas de erosão laminar podem ultrapassar $100 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ (ALVES *et al.*, 2022), a expansão agrícola tem sido um dos principais fatores responsáveis por esse aumento (GOMES *et al.*, 2021). A conversão de áreas naturais para pastagens e culturas semi-perenes resulta em perdas de solo muito superiores às observadas em áreas com vegetação nativa. Em Goiás, por exemplo, as taxas de erosão laminar aumentaram de $2,4 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 1985 para $11,56 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ em 2018, refletindo a crescente pressão

antrópica (ROSA *et al.*, 2023). No geral, as taxas de erosão no Cerrado variam entre 7,1 e 31,4 $\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, conforme as variações naturais e intervenções humanas (GALDINO *et al.*, 2015; KAWAKUBO *et al.*, 2022).

Tabela 5.3 – Contribuições sobre a erosão laminar no bioma Cerrado.

Referências Consultadas	Localidade/ Área de Estudo	Taxa média de perda de solo ($\text{ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$)/Observações
Morais e Sales (2017)	Bacia Hidrográfica do Alto Gurguéia, Piauí	≤ 400 (80% da área); >1.600 (6,4% da área)
Galdino <i>et al.</i> (2015)	Cerrado	6,0 a 28,4
Fonseca <i>et al.</i> (2021)	Áreas amostrais do Bioma Cerrado	5,2 a 31,4
Gomes <i>et al.</i> (2019)	Toda a região do Cerrado Brasileiro	10,4 (2000); 12,0 (2012)
Kawakubo <i>et al.</i> (2022)	Cerrado	7,1 a 15,8
Gamper <i>et al.</i> (2022)	Área periurbana de São Desidério, BA	Até 2x mais alta em pequenas propriedades
Alves <i>et al.</i> (2022)	Bacia do Rio Verdinho, GO	0 a >100
Siame <i>et al.</i> (2023)	Brasil Central	13,8
Rosa <i>et al.</i> (2023)	Estado de Goiás	2,4 (1985); 11,56 (2018)
Rosa <i>et al.</i> (2023)	Parques Nacionais de Brasília (PNB) e das Emas (PNE)	8,0 (interna) vs. 3,8 (externa) em 1985; 6,0 (externa) vs. 5,0 (interna) em 2018 (PNB) / 0,45 (interna) vs. 0,24 (externa) em 2018 (PNE)

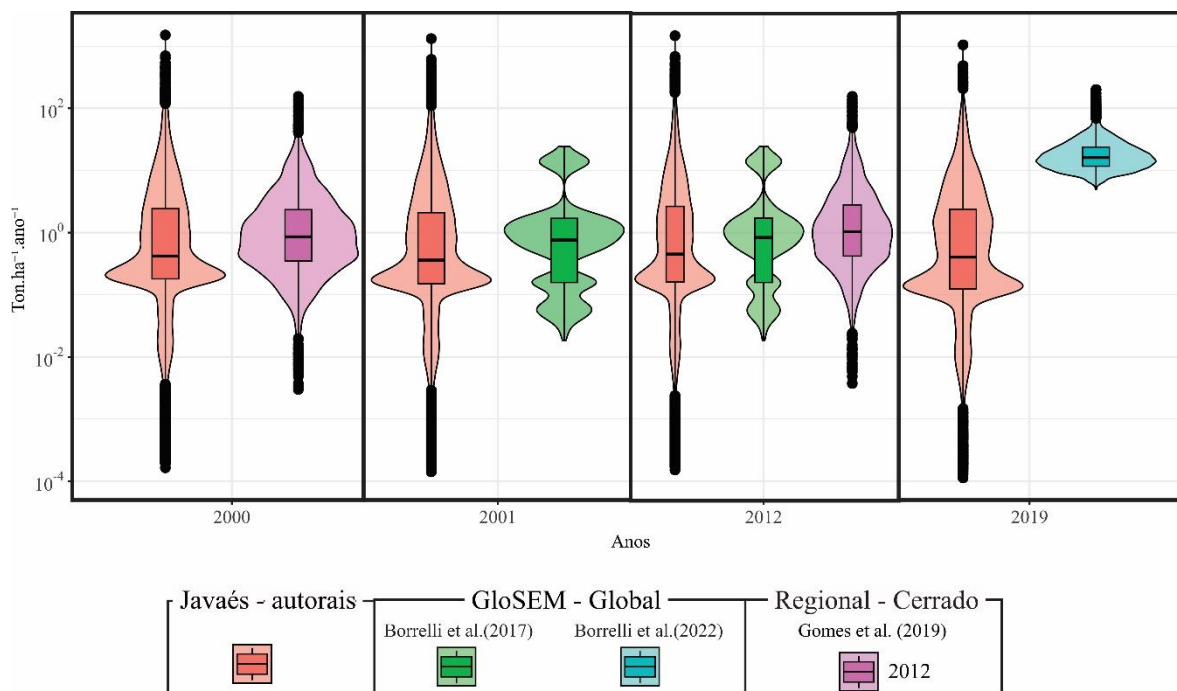
Elaboração: Próprio autor (2024)

Apesar destas contribuições, existe uma lacuna significativa no que diz respeito ao estudo da temporalidade desses processos erosivos em meio à dinamicidade das paisagens. Alguns trabalhos consideram a dimensão temporal, com séries temporais limitadas, porém apresentam importantes mensurações sobre as taxas erosivas médias (GOMES *et al.*, 2019; ROSA; CHEREM; SIAMÉ, 2022; SIAME *et al.*, 2023). Diante disto, os resultados apresentados no presente estudo oferecem perspectiva complementar ao analisar a dinâmica erosiva no entorno da Ilha do Bananal ao longo de um extenso período de forma contínua e anual entre 1985 e 2022.

Na área de estudo, as taxas erosivas estimadas pelo método RUSLE na região da Ilha do Bananal mostraram-se consistentes e corroboram com os resultados levantados por outros estudos em nível global e regional. Os resultados obtidos foram comparados com os dados do projeto global GloSEM para os anos 2001 e 2012 (BORRELLI *et al.*, 2017), que utilizam uma

resolução horizontal de 25 km por pixel, além dos dados mais recentes de 2019 (BORRELLI *et al.*, 2022), que empregam uma resolução horizontal de 110 m por pixel. Regionalmente, para a área do bioma Cerrado, os dados autorais também foram comparados com os dados dos anos 2000 e 2012 (Gomes *et al.*, 2019). Essa comparação pode ser visualizada no gráfico da Figura 5.14, no qual os valores do eixo y foram ajustados em uma escala logarítmica (\log_{10}).

Figura 5.14 – Gráficos de violino e boxplot, com o comparativo da distribuição de dados amostrais da RUSLE, conforme os grupos de dados autorais e projeto Global GloSEM para a área de estudo.



Elaboração: Próprio autor (2024)

Nos dados GloSEM de 2001, as médias foram de $2,4 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ e a mediana de $0,75 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, valores relativamente baixos em comparação com outros períodos e grupos de dados. Em 2012, as médias aumentaram para $2,7 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ e a mediana para $0,835 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, mantendo-se consistentes com as observações anteriores. Essa diferença pode refletir tanto as variações nas metodologias utilizadas quanto as condições climáticas, ou ainda a qualidade dos dados de entradas, como de cobertura e uso da terra capturadas por cada estudo (FERREIRA, 2013).

Os dados do GloSEM de 2019 apresentam o menor coeficiente de variação das amostras, se destacando entre os conjuntos amostrais. Comparando esses dados com demais, nota-se uma superestimação dos valores da RUSLE na área de estudo, resultando em médias amostrais de $20 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ e medianas de $16,6 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$. Estudos experimentais em vários lugares

no bioma Cerrado indicam uma perda média é de $8,9 \text{ ton}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$, uma taxa próxima das observadas nas sub-bacias estudadas (FONSECA; UAGODA; CHAVES, 2022).

5.5.2. Fatores condicionantes da erosão laminar

A erosão laminar no bioma Cerrado é influenciada por diversos fatores, com destaque para o desmatamento e as mudanças no uso da terra (FONSECA; UAGODA; CHAVES, 2022). A conversão da vegetação nativa em áreas agrícolas e pastagens é uma das principais causas da erosão (OAKES *et al.*, 2012). Esse processo reduz significativamente a cobertura do solo, deixando-o exposto ao impacto direto das chuvas, o que intensifica o escoamento superficial e a perda de solo (CUNHA *et al.*, 2021; HUNKE *et al.*, 2015b).

As características intrínsecas dos solos do Cerrado também contribuem para a erosão. A perda de matéria orgânica, frequentemente resultante das práticas agrícolas inadequadas, reduz a estabilidade dos agregados do solo, tornando-o mais suscetível à erosão (HUNKE *et al.*, 2015a, 2015b; SILVA *et al.*, 2022). Além disso, a compactação do solo e aumento da densidade aparente, comum em áreas com manejo intensivo como no MATOPIBA, contribuem para redução de taxas de infiltração de água, levando ao aumento do escoamento superficial e, conseqüentemente, à intensificação dos processos erosivos (HUNKE *et al.*, 2015b; SANTOS *et al.*, 2021b). A região do MATOPIBA é um acrônimo que denomina a região formada pelos estados do Maranhão (MA), Tocantins (TO), Piauí (PI) e Bahia (BA), é apontada como a última fronteira agrícola do Brasil.

Outro fator é a falta de medidas adequadas de conservação do solo. A adoção limitada de práticas de controle de erosão, como o cultivo em contorno, o terraceamento e a manutenção da cobertura vegetal, contribui para a redução da vulnerabilidade do solo à erosão (HUNKE *et al.*, 2015a). A aplicação inadequada das regulamentações ambientais, que deveriam garantir a conservação do solo e o controle da erosão, também é um fator que intensifica o problema (SANTOS; CHEREM, 2022b).

A efetividade de proteção das Unidades de Conservação (UCs) no Brasil tem sido amplamente averiguada e frequentemente questionada. Estudos indicam que, embora as UCs desempenhem um papel importante na preservação da biodiversidade e na redução da conversão de habitats, sua efetividade varia significativamente, muitas vezes sendo considerada medianas (ASSIS; FARIA; BAYER, 2021; CARRANZA *et al.*, 2014). Essa variabilidade é

influenciada por fatores como o tipo de gestão, a categoria de uso (proteção integral *versus* uso sustentável), o nível de fiscalização, a localização e o grau de pressão antrópica sobre a área.

A distribuição espacial e de tempo de criação das Unidades de Conservação (UCs) no Cerrado é desigual, sendo fragmentos, isolados de vegetação sem conexão com outras áreas (SIQUEIRA *et al.*, 2022). O Cerrado possui a segunda maior área de UCs entre os biomas brasileiros, correspondendo apenas a 8,3% de sua extensão (SANTOS; CHEREM, 2022b). Na bacia do rio Araguaia, as UCs correspondem a 9,42% da área (ASSIS; FARIA; BAYER, 2022), e apresentam dificuldades quanto a instituição de planos de manejos. A exemplo, a Ilha do Bananal apresenta uma grande área de proteção integral, como Parque Nacional do Araguaia (PNA) e áreas territórios indígenas, além de ser rodeada por unidades de uso sustentável (SANTOS; CHEREM, 2022a; SANTOS; CREMON; CHEREM, 2024). Entretanto apresenta anualmente as maiores incidências de focos de queimadas, apesar ser parcialmente protegida por UCs (ASSIS; FARIA; BAYER, 2021). A ilha no contexto da sub-bacia do Riozinho, apresenta uma área de alta resiliência dentro do cenário de mudanças ambientais na nova fronteira agrícola do MATOPIBA (BLANCO *et al.*, 2022).

As UCs possibilitam a redução da erosão e a manutenção da funcionalidade hidrogeomorfológica dos rios, especialmente em áreas como a bacia do rio Javaés, onde a erosão tem sido intensificada por atividades antrópicas, como a expansão de pastagens (CASTRO, 2005). Latrubesse *et al.* (2019) destacam que, para conservar o Cerrado e seus rios, não basta proteger apenas fragmentos de vegetação, mas é fundamental assegurar a funcionalidade dos sistemas fluviais, com destaque para o rio Araguaia, que ainda é um dos grandes sistemas bem preservados e não regulados. Por exemplo, as nascentes dos principais afluentes do rio Araguaia, como o rio Javaés, não abrangem nenhuma das UCs existentes na bacia hidrográfica do rio Araguaia (ASSIS; FARIA; BAYER, 2021). Dessa forma, as áreas protegidas, ao reduzir a expansão desordenada da agricultura e o desmatamento, contribuem para mitigar a perda de solo e a degradação dos ecossistemas aquáticos, preservando tanto a integridade física quanto os processos ecológicos e fluviais das bacias hidrográficas (ROSA; CHEREM; SIAME, 2023a).

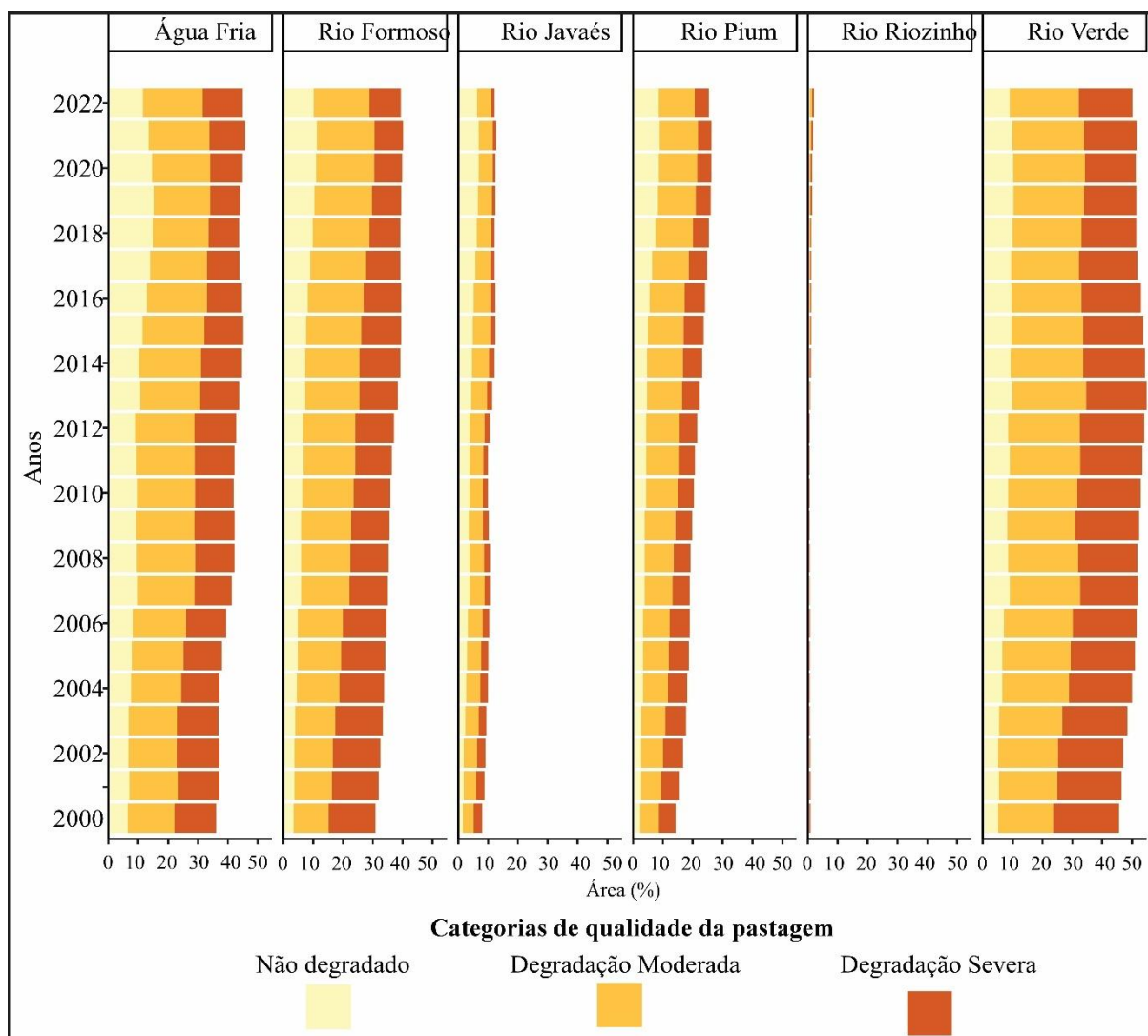
Pesquisas experimentais indicam a importância da cobertura vegetal na redução das taxas de escoamento e erosão, com uma redução média entre 75% e 95% nas taxas erosivas em áreas com cobertura permanente, como a vegetação nativa (FONSECA; UAGODA; CHAVES, 2022). Esse resultado está alinhado com estudos que ressaltam o papel da vegetação nativa na mitigação da erosão do solo, especialmente em ambientes tropicais, onde a remoção da

vegetação pode intensificar significativamente os processos erosivos (VANACKER *et al.*, 2014). Apesar das pressões externas, a ilha do Bananal manteve uma alta taxa de conservação da vegetação nativa, em contraste com as sub-bacias circundantes, onde as transformações antrópicas, como a expansão das áreas de pastagem, resultaram em aumentos significativos nas taxas de erosão (BORRELLI *et al.*, 2022; WANG; VAN OOST, 2019).

A pastagem foi a classe antrópica que mais se desenvolveu nos 37 anos na área de estudo, ocupando o posto de principal motivadora para a conversão de vegetação nativa (PARENTE; FERREIRA, 2018). Observou-se que seu desenvolvimento se deu em grande parte pela supressão das formações savânicas e redução de áreas de plantio, principalmente nas zonas de cabeceira da área de estudo (Figura 5.8). É apresentado percentuais em área de classes de qualidade das pastagens recortados para a Bacia do rio Javaés, disponibilizado pelo Projeto MapBiomias.

As classes de degradação severa de pastagens na área de estudo são recorrentes na porção sul da área, com nas sub-bacias dos rios Verde, Água Fria, e Formoso, sugerindo que essas áreas estão mais vulneráveis (Figura 5.15) (MARANHÃO *et al.*, 2017). Essas áreas espacialmente se correlacionam com áreas de maior tempo de uso (Figura 5.1) e com valores mais acentuados do fator LS. De modo geral, as áreas classificadas como não degradadas apresentaram um aumento ao longo dos anos em algumas das sub-bacias, com destaque na porção norte na sub-Bacia do rio Pium. Em comparação indireta, observa-se que a área estudada a que a região do entorno da ilha do Bananal apresenta uma tendência diferente em relação a expansão das pastagens mensuradas para território brasileiro, que apresentou níveis de estabilidade e redução das pastagens entre 2010 e 2018, pelo abandono de áreas degradadas e transição para outros tipos de usos (SANTOS *et al.*, 2022).

Figura 5.15 – Percentuais de área de pastagens degradadas por sub-bacia estudada.



Elaboração: Próprio autor (2024)

A conversão de vegetação nativa em pastagem altera drasticamente a dinâmica hidrológica do solo. As pastagens, apesar de fornecerem alguma cobertura ao solo, geralmente têm raízes menos profundas e menos complexas em comparação com as formações vegetais nativas, o que reduz a capacidade de infiltração de água e aumenta o escoamento superficial (ZIMMERMANN; PAPRITZ; ELSENBEER, 2010). Na transição de florestas para pastagem foram identificadas reduções na fertilidade natural e nos estoques de carbono, aumento do PH e maiores perdas de bases trocáveis (LIMA *et al.*, 2022). Esse escoamento é um dos principais agentes erosivos, especialmente em áreas onde a cobertura vegetal original foi removida ou significativamente alterada.

A erosividade da chuva observada para todo o Brasil, considerando outras pesquisas indica que os valores anuais, situam a região Norte e vale do rio Araguaia em $10.274 \text{ MJ}\cdot\text{mm ha}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ano}^{-1}$ (TRINDADE *et al.*, 2016). Os valores da série temporal observados (Figura 4.7) estão condizentes com observados na série histórica, com valores mensalmente acentuados entre novembro e fevereiro superiores a $1500 \text{ MJ}\cdot\text{mm ha}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{mês}^{-1}$ (LIMA *et al.*, 2023).

A erosividade ao longo do período estudado (1985-2022) apresentou flutuações anuais significativas, que podem ter relações com eventos climáticos extremos do El Niño e La Niña (Tabela 5.4). Os anos de 2015 e 2016, que marcaram uma das fases mais intensas de El Niño na série histórica observada, que coincidiram com valores elevados de erosividade. O pico de precipitação e erosividade foi registrado em 2015 corresponde também a valor do índice ONI 2,64 (dezembro de 2015). Esse período de El Niño foi caracterizado por um aumento significativo nas chuvas em algumas regiões, o que pode ter contribuído para o aumento da erosividade devido à intensificação dos processos erosivos causados por tempestades mais intensas.

Tabela 5.4 – Comparativo entre os maiores valores do índice ONI* e respectiva precipitação e erosividade na área de estudo.

Data	ONI	Fase	Ranking	Ano	Precipitação acumulada	Erosividade acumulada
01/12/2015	2,64	El Nino	1	2015		
01/11/2015	2,57	El Nino	2	2015	1.155	7.549
01/01/2016	2,48	El Nino	3	2016	1.341	8.902
01/10/2015	2,42	El Nino	4	2015	1.155	7.549
01/11/1997	2,4	El Nino	5	1997	1.717	10.047
01/12/1988	-1,85	La Nina	1	1988	1.555	8.797
01/11/1988	-1,8	La Nina	2	1988		
01/01/1989	-1,69	La Nina	3	1989	2.052	11.642
01/01/2000	-1,67	La Nina	4	2000	1.871	10.510
01/12/1999	-1,66	La Nina	5	1999	1.680	10.440

Elaboração: Próprio autor (2024)

Os anos de 1988 e 1989, que coincidiram com uma das fases mais intensas de La Niña, apresentaram os valores mais baixos de ONI, com -1,85 em dezembro de 1988. Durante esses anos, a precipitação acumulada anual foi reduzida no início da estação de chuvas (SANTOS; CHEREM, 2021), o que geralmente está associado a condições mais secas em várias regiões. Essas condições podem ter contribuído para uma redução na erosividade, uma vez que menores

volumes de precipitação resultam em menos escoamento superficial e, conseqüentemente, menos erosão.

As mudanças climáticas naturalmente impõem uma alteração na erosividade das chuvas e, conseqüentemente, nos processos erosivos no bioma Cerrado. Estudos sobre a dinâmica climática nesse bioma, especialmente na região de transição sudeste da Amazônia, têm mostrado mudanças significativas na distribuição e frequência das chuvas (AGUDELO *et al.*, 2019; ARVOR *et al.*, 2017; FUNATSU *et al.*, 2021; NETO *et al.*, 2021; SANTOS; LUCIO; SILVA, 2015; HOFMANN *et al.*, 2023).

A análise de dados de estações meteorológicas da Agência Nacional de Águas (ANA) e de grades de interpolação (CHIRPS; PERSIANN-CDR) entre 1977 e 2010 indica que as anomalias nos oceanos Atlântico e Pacífico, como El Niño e La Niña, exercem uma influência significativa sobre o regime de chuvas na região. De acordo com Campos e Chaves (2020), essas anomalias contribuíram para uma tendência geral de queda nas médias mensais de precipitação no Cerrado (-8,4%), com uma redução notável até 1998, seguida por um período de estabilidade até 2010. Outras observações, como as realizadas por Marcuzzo e Romero (2013) entre 1977 e 2006, e por Gomes *et al.* (2022) entre 1982 e 2019, corroboram os demais trabalhos mencionados, mostrando que os fenômenos El Niño e La Niña influenciam a variabilidade espaço-temporal da precipitação na região.

É importante destacar que, embora haja uma tendência de redução da precipitação na região, eventos extremos no contexto de mudanças climáticas, como chuvas intensas e tempestades, são particularmente preocupantes, pois favorecem picos de erosividade das chuvas, potencializando os impactos erosivos.

5.6. Considerações finais

O presente trabalho buscou avaliar a dinâmica erosiva de uma extensa região, na fronteira agrícola da região da Ilha do Bananal, por meio a aplicação e análise do modelo RUSLE. A aplicação do modelo RUSLE permitiu, neste estudo, a análise detalhada das dinâmicas erosivas ao longo de quase quatro décadas. Esses modelos não apenas quantificam as taxas de erosão, mas também facilitam a identificação de áreas críticas, tendências relações das taxas erosivas com variáveis naturais e antrópicas. Os resultados analisados e discutidos permitem considerar quer:

(1) a taxa média de perda de solo para a área de estudo, no contexto do Cerrado brasileiro, aumentou principalmente entre meados da década de 1990 e 2000.

(2) Esse aumento é influenciado principalmente pela expansão de áreas de pastagens, sendo que estas áreas apresentam elevadas taxas de degradação;

(3) Políticas governamentais devem ser direcionadas para garantir a implementação de práticas de manejo sustentável, a recuperação de áreas degradadas e a proteção de vegetação nativa, a fim de mitigar a perda de solo e promover a conservação dos recursos naturais. Nesse sentido, é fundamental promover incentivos para a adoção de técnicas agrícolas e de pastoreio que reduzam o impacto ambiental e aumentem a resiliência e integridade dos sistemas fluviais;

(4) Apesar das pressões externas, a presença de áreas protegidas na Ilha do Bananal e em seu entorno ajuda a reduzir os processos erosivos, evidenciando a importância das áreas protegidas na manutenção do equilíbrio das paisagens em regiões sob intensa pressão de uso da terra.

(5) As oscilações climáticas estão influenciando significativamente os processos erosivos no bioma Cerrado. Embora a região apresente uma tendência geral de redução na precipitação, eventos climáticos extremos, como chuvas intensas e tempestades, têm se tornado mais frequentes. Essas alterações aumentam os picos de erosividade das chuvas, acelerando a degradação do solo e intensificando os processos erosivos em áreas suscetíveis.

Embora as estimativas deste estudo indiquem um aumento na erosão do solo ao longo do tempo na área de estudo no Cerrado, algumas limitações devem ser consideradas para futuras avaliações. Modelos como o RUSLE podem gerar incertezas ao estimar taxas de erosão para grandes áreas. Adicionalmente, é essencial que os modelos de erosão sejam validados e os fatores da RUSLE calibrados com avaliações de campo, sempre que disponíveis e possível.

Em um cenário onde a bacia hidrográfica do Araguaia apresenta redução das vazões e aumento da erosão, é fundamental monitorar as mudanças na dinâmica fluvial e nos padrões de erosão para entender como esses processos estão afetando a morfologia dos rios e as áreas adjacentes. Esse tipo de estudo fornecerá subsídios para desenvolver estratégias adaptativas que protejam as áreas vulneráveis e assegurem a resiliência dos ecossistemas fluviais.

5.7. Referências bibliográficas

- ABATZOGLOU, J. T. et al. TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. **Scientific Data**, v. 5, n. 1, p. 170191, 9 dez. 2018.
- ALENCAR, A. et al. Mapping Three Decades of Changes in the Brazilian Savanna Native Vegetation Using Landsat Data Processed in the Google Earth Engine Platform. **Remote Sensing**, v. 12, n. 6, p. 924, 13 mar. 2020.
- ANDRADE FILHO, U. DE. O papel do Estado na reconfiguração territorial da dinâmica econômica no Centro-Oeste brasileiro. **ENTRE-LUGAR**, v. 14, n. 27, p. 262–271, 16 ago. 2023.
- ARANTES, A. E.; FERREIRA, L. G.; COE, M. T. The seasonal carbon and water balances of the Cerrado environment of Brazil: Past, present, and future influences of land cover and land use. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 117, p. 66–78, jul. 2016.
- ASSIS, P. C.; FARIA, K. M. S.; BAYER, M. Unidades de Conservação e sua efetividade na proteção dos recursos hídricos na Bacia do Rio Araguaia. **Sociedade & Natureza**, v. 34, n. 1, 20 dez. 2021.
- BEGOTTI, R. A.; PERES, C. A. Rapidly escalating threats to the biodiversity and ethnocultural capital of Brazilian Indigenous Lands. **Land Use Policy**, v. 96, p. 104694, jul. 2020.
- BIELSKI, C. et al. Novel Approach for Ranking DEMs: Copernicus DEM Improves One Arc Second Open Global Topography. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 62, p. 1–22, 2024.
- BLANCO, L. S. et al. O projeto de modernização brasileira e suas consequências socioambientais no Matopiba. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 1, n. 107, p. 121–136, 13 out. 2022.
- BORRELLI, P. et al. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. **Nature Communications**, v. 8, n. 1, p. 2013, 8 dez. 2017.
- BORRELLI, P. et al. GloSEM: High-resolution global estimates of present and future soil displacement in croplands by water erosion. **Scientific Data**, v. 9, n. 1, p. 406, 13 jul. 2022.
- CARRANZA, T. et al. Protected Area Effectiveness in Reducing Conversion in a Rapidly Vanishing Ecosystem: The Brazilian Cerrado. **Conservation Letters**, v. 7, n. 3, p. 216–223, 26 maio 2014.
- CASTRO, S. S. Erosão hídrica na alta bacia do rio Araguaia: distribuição, condicionantes, origem e dinâmica atual. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 38–60, 2005.
- COE, M. T. et al. The effects of deforestation and climate variability on the streamflow of the Araguaia River, Brazil. **Biogeochemistry**, v. 105, n. 1, p. 119–131, 23 set. 2011.
- CORREIA FILHO, W. L. F. et al. Influence of the El Niño–Southern Oscillation and the synoptic systems on the rainfall variability over the Brazilian Cerrado via Climate Hazard Group InfraRed Precipitation with Station data. **International Journal of Climatology**, v. 42, n. 6, p. 3308–3322, 1 maio 2022.
- CREMON, É. H. et al. Avaliação da altimetria do MDE COP-30 no Centro-Oeste do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 74, n. 3, p. 536–546, 5 set. 2022.
- CUNHA, R. A. R. DA et al. DEFINIÇÃO DE ÁREAS PRIORITÁRIAS PARA RECUPERAÇÃO DE PASTAGENS DEGRADADAS E SEU IMPACTO ECONÔMICO NO

VALE DO ARAGUAIA, ESTADO GOIÁS. **Revista Agroecossistemas**, v. 12, n. 2, p. 34, 9 fev. 2021.

DECHEN, S. C. F. et al. Perdas e custos associados à erosão hídrica em função de taxas de cobertura do solo. **Bragantia**, v. 74, n. 2, p. 224–233, abr. 2015.

DESMET, P.; GOVERS, G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 51, p. 427–433, 1 set. 1996.

FERREIRA, C. O Mundo (Im) Perfeito dos modelos de erosão. **Geografia: Revista da Faculdade de Letras da Universidade do Porto**, v. 2, 2013.

FERREIRA, M. E. et al. Considerations about the land use and conversion trends in the savanna environments of Central Brazil under a geomorphological perspective. **Journal of Land Use Science**, v. 11, n. 1, p. 33–47, 2 jan. 2016.

FLEISCHMANN, A. S. et al. Avaliação da seca de 2016 do Rio Javaés (bacia do Rio Araguaia) com uso de dados de múltiplos satélites. **Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 5033–5040, 2017.

FONSECA, M. R. S.; UAGODA, R.; CHAVES, H. M. L. Rates, factors, and tolerances of water erosion in the Cerrado biome (Brazil): A meta-analysis of runoff plot data. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 47, n. 2, p. 582–595, 30 fev. 2022.

GAMPER, M. A. B.; SANTOS, D. A. R. DOS; CHEREM, L. F. S. Variabilidade espaço-temporal da perda de solos na área periurbana de São Desidério (BA) e suas relações com a estrutura fundiária e a consolidação do agronegócio no Cerrado Setentrional. **Ateliê Geográfico**, v. 16, n. 3, p. 192–214, 21 dez. 2022.

GOMES, L. et al. Using Geotechnology to Estimate Annual Soil Loss Rate in the Brazilian Cerrado. **Journal of Geographic Information System**, v. 09, n. 04, p. 420–439, 2017a.

GOMES, L. et al. Agricultural Expansion in the Brazilian Cerrado: Increased Soil and Nutrient Losses and Decreased Agricultural Productivity. **Land**, v. 8, n. 1, p. 12, 8 jan. 2019.

GORELICK, N. et al. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. **Remote Sensing of Environment**, v. 202, p. 18–27, 1 dez. 2017.

HAWKER, L. et al. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. **Environmental Research Letters**, v. 17, n. 2, p. 024016, 1 fev. 2022.

HOSONO, A.; HAMAGUCHI, N.; BOJANIC, A. The Spatial Economics of Agricultural Development and the Formation of Agro-Industrial Value Chains: The Brazilian Cerrado. Em: **Innovation with Spatial Impact: Sustainable Development of the Brazilian Cerrado**. Singapore: Springer Singapore, 2019. p. 1–17.

HUNKE, P. et al. Soil changes under different land-uses in the Cerrado of Mato Grosso, Brazil. **Geoderma Regional**, v. 4, p. 31–43, abr. 2015a.

HUNKE, P. et al. The Brazilian Cerrado: assessment of water and soil degradation in catchments under intensive agricultural use. **Ecohydrology**, v. 8, n. 6, p. 1154–1180, 1 set. 2015b.

IBGE. **Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA): Mapeamento de Recursos Naturais (MRN)** - escala 1:250 000: versão 2023. Rio de Janeiro: IBGE, 2023.

- JONES, R. Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. **Computers & Geosciences**, v. 28, n. 9, p. 1051–1060, nov. 2002.
- LATRUBESSE, E. M. et al. Fostering water resource governance and conservation in the Brazilian Cerrado biome. **Conservation Science and Practice**, v. 1, n. 9, p. e77, 1 set. 2019.
- LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Geomorphology and environmental aspects of the Araguaia Fluvial Basin, Brazil. Em: MOSSA, J.; LATRUBESSE, E.; GUPTA, A. (Ed.). **South and Central American Rivers**. Stuttgart, Germany: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Issues, 2002. p. 109–127.
- LI, H. et al. A Google Earth Engine-enabled software for efficiently generating high-quality user-ready Landsat mosaic images. **Environmental modelling & software**, v. 112, p. 16–22, 2019.
- LIMA, A. F. L. DE et al. Soil chemical attributes in areas under conversion from forest to pasture in southern Brazilian Amazon. **Scientific Reports**, v. 12, n. 1, p. 22555, 29 dez. 2022.
- LIMA, E. DE P. et al. **Erosividade da chuva do Brasil**. Embrapa Solos ed. Rio de Janeiro: [s.n.]. v. v. 286
- LIMA, M. et al. Demystifying sustainable soy in Brazil. **Land Use Policy**, v. 82, p. 349–352, mar. 2019.
- LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). **Bragantia**, v. 51, n. 2, p. 189–196, 1992.
- MANNIGEL, A. R. et al. Fator erodibilidade e tolerância de perda dos solos do Estado de São Paulo. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 24, p. 1335, 30 abr. 2008.
- MAPBIOMAS, P. **Coleção 7 da série Anual de Mapas de cobertura e Uso do Solo do Brasil**. Disponível em: <https://mapbiomas.org/colecoes-mapbiomas-1?cama_set_language=pt-BR>. Acesso em: 11 dez. 2022.
- MARANHÃO, D. D. C. et al. Analysis of Potential for Linear Erosion in the Cerrado Biome Using Morphopedology. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 41, n. 0, 2017.
- MEADOWS, M.; JONES, S.; REINKE, K. Vertical accuracy assessment of freely available global DEMs (FABDEM, Copernicus DEM, NASADEM, AW3D30 and SRTM) in flood-prone environments. **International Journal of Digital Earth**, v. 17, n. 1, 31 dez. 2024.
- MONTEIRO, L. C. et al. Ecological risk of mercury in bottom sediments and spatial correlation with land use in Neotropical savanna floodplain lakes, Araguaia River, Central Brazil. **Environmental Research**, v. 238, p. 117231, 2023.
- MORAIS, P. B. et al. Análise de sustentabilidade do projeto hidroagrícola Javaés/Lagoa, no Estado do Tocantins. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, v. 34, n. 1, p. 83–111, 2017.
- NEPSTAD, D. et al. Inhibition of Amazon Deforestation and Fire by Parks and Indigenous Lands. **Conservation Biology**, v. 20, n. 1, p. 65–73, 23 fev. 2006.
- OAKES, E. G. M. et al. Controls on a scale explicit analysis of sheet erosion. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 8, p. 847–854, 30 jun. 2012.
- PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K. A New European Slope Length and Steepness Factor (LS-Factor) for Modeling Soil Erosion by Water. **Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 117–126, 3 abr. 2015.

- PELICICE, F. M. et al. Large-scale Degradation of the Tocantins-Araguaia River Basin. **Environmental Management**, v. 68, n. 4, p. 445–452, 1 out. 2021.
- POTAPOV, P. et al. Mapping global forest canopy height through integration of GEDI and Landsat data. **Remote Sensing of Environment**, v. 253, p. 112165, fev. 2021.
- PURINTON, B.; BOOKHAGEN, B. Beyond Vertical Point Accuracy: Assessing Inter-pixel Consistency in 30 m Global DEMs for the Arid Central Andes. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, 8 out. 2021.
- RADA, N. Assessing Brazil's Cerrado agricultural miracle. **Food Policy**, v. 38, p. 146–155, fev. 2013.
- ROCHA, C. B.; MAJO, C. DE; SILVA, S. D. E. A Geo-historical Analysis of Expanding Soybean Frontiers in the Brazilian Cerrado. **História Ambiental Latinoamericana y Caribeña (HALAC) revista de la Solcha**, v. 12, n. 2, p. 217–252, 16 ago. 2022.
- RODRIGUES, P. D. M. Possibilidades de reparação e justiça para os Avá-Canoeiro do Araguaia a partir da memória e da verdade sobre o que não se quer lembrar. **Campos - Revista de Antropologia**, v. 20, n. 2, 29 maio 2020.
- ROSA, L. E.; CHEREM, L. F. S.; SIAMÉ, L. O papel de fatores naturais e antrópicos na variabilidade da perda de solos no estado de Goiás entre 1985 e 2018. **Sociedade & Natureza**, v. 35, n. 1, 29 nov. 2022.
- ROSA, L. E.; CHEREM, L. F. S.; SIAME, L. Perda de solos no bioma Cerrado: estudo comparativo entre áreas protegidas e não protegidas por Unidades de Conservação. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 43, n. 01, 31 ago. 2023.
- ROSIM, S. et al. **Terrahydro - A distributed hydrological system using graph structure for unified water flow representation**. 2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. **Anais...IEEE**, jul. 2011.
- SALMONA, Y. B. et al. A Worrying Future for River Flows in the Brazilian Cerrado Provoked by Land Use and Climate Changes. **Sustainability**, v. 15, n. 5, 2023.
- SANTANA, N. M. P. et al. Chuvas, erosividade, erodibilidade, uso do solo e suas relações com focos erosivos lineares na alta bacia do rio Araguaia. **Sociedade & Natureza**, v. 19, p. 103–121, 2007.
- SANTOS, D. A. R.; CHEREM, L. F. S. Análise de dados de Sensoriamento Remoto nas estimativas de variabilidade espacial e temporal de superfícies de inundação na planície fluvial do rio Javaés, TO. **Caderno de Geografia**, v. 31, n. 67, p. 1169, 24 jan. 2022a.
- SANTOS, D. A. R.; MORAIS, F. A. ASSIMETRIA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS E INFLUÊNCIAS LITOESTRUTURAIS NA GEOMORFOLOGIA DO RIO FORMOSO, TO. **Caminhos de Geografia**, v. 18, n. 61, p. 180–199, 30 mar. 2017.
- SANTOS, C. O. DOS et al. Assessing the Wall-to-Wall Spatial and Qualitative Dynamics of the Brazilian Pasturelands 2010–2018, Based on the Analysis of the Landsat Data Archive. **Remote Sensing**, v. 14, n. 4, p. 1024, 20 fev. 2022.
- SANTOS, D. A. R.; CREMON, É. H.; CHEREM, L. F. S. Temporal trends in sand bars and water bodies on the right side of the world's largest fluvial island - Javaés River. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 25, n. 1, 30 jan. 2024.

- SANTOS, G. L. et al. Degradation of the Brazilian Cerrado: Interactions with human disturbance and environmental variables. **Forest Ecology and Management**, v. 482, p. 118875, fev. 2021.
- SANTOS, R. S. et al. Consequences of land-use change in Brazil's new agricultural frontier: A soil physical health assessment. **Geoderma**, v. 400, p. 115149, out. 2021.
- SANTOS, S. A.; CHEREM, L. F. S. Estrutura espacial e temporal das Unidades de Conservação no Cerrado: heterogeneidade combinada em prol da conservação. **Sociedade & Natureza**, v. 35, n. 1, 13 dez. 2022b.
- SIAME, L. L. et al. Natural Denudation Versus Anthropogenically Accelerated Erosion in Central Brazil: A Confrontation of Time and Space Scales. **Earth's Future**, v. 11, n. 8, 10 ago. 2023.
- SILVA, J. F. DA et al. Soil Organic Matter and Aggregate Stability in Soybean, Maize and Urochloa Production Systems in a Very Clayey Soil of the Brazilian Savanna. **Agronomy**, v. 12, n. 7, p. 1652, 11 jul. 2022.
- SILVA, S. F. DA et al. Analysis of the correlation between land use and surface runoff in a Brazilian savanna basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 133, 1 jan. 2024.
- SILVA, L. L. O papel do estado no processo de ocupação das áreas de cerrado entre as décadas de 60 e 80. **Caminhos de Geografia**, v. 1, n. 2, p. 24–36, 2000.
- SIQUEIRA, K. N. et al. Effect of a protected area on the tree structure of the Cerrado. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 15, n. 2, p. 960–973, 21 abr. 2022.
- SOUZA, C. M. et al. Reconstructing Three Decades of Land Use and Land Cover Changes in Brazilian Biomes with Landsat Archive and Earth Engine. **Remote Sensing**, v. 12, n. 17, p. 2735, 25 ago. 2020.
- TRINDADE, A. L. F. et al. Variabilidade espacial da erosividade das chuvas no Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 51, n. 12, p. 1918–1928, dez. 2016.
- VANACKER, V. et al. Erosion regulation as a function of human disturbances to vegetation cover: a conceptual model. **Landscape Ecology**, v. 29, n. 2, p. 293–309, 8 fev. 2014.
- WANG, Z.; VAN OOST, K. Modeling global anthropogenic erosion in the Holocene. **The Holocene**, v. 29, n. 3, p. 367–379, 14 mar. 2019.
- ZEILEIS, A. et al. strucchange: An R Package for Testing for Structural Change in Linear Regression Models. **Journal of Statistical Software**, v. 7, n. 2, 2002.
- ZHANG, H. et al. Extension of a GIS procedure for calculating the RUSLE equation LS factor. **Computers & Geosciences**, v. 52, p. 177–188, mar. 2013.
- ZHANG, H. et al. An improved method for calculating slope length (λ) and the LS parameters of the Revised Universal Soil Loss Equation for large watersheds. **Geoderma**, v. 308, p. 36–45, dez. 2017.
- ZIMMERMANN, B.; PAPRITZ, A.; ELSENBEEER, H. Asymmetric response to disturbance and recovery: Changes of soil permeability under forest–pasture–forest transitions. **Geoderma**, v. 159, n. 1–2, p. 209–215, out. 2010.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS DA TESE

Os resultados obtidos nessa tese confirmam a hipótese investigada de que a variabilidade climática, com destaque para oscilações nos padrões de precipitação, tem influência sobre os processos hidrogeomorfológicos na região estudada, gerando cenários de extremos hidrológicos, com redução na vazão dos rios, e tendências de aumento nas taxas de erosão, deposição e inundação natural. Também foi possível afirmar que as atividades antrópicas, como a expansão da agropecuária e o manejo inadequado do solo, somam a esse quadro regional, e amplificam esses processos, contribuindo para uma reconfiguração das formas do relevo em curto termo. Entre os resultados avaliados, podemos considerar que:

- 1) Por meio da análise bidimensional (planar) dos canais fluviais, observa-se que o Rio Javaés apresenta rearranjos significativos nos regimes de erosão e deposição, com uma tendência crescente no tipo, frequência e distribuição das feições deposicionais do canal. Em meio século de dados mapeados, as barras arenosas apresentam uma expansão de 57% em área sobre o canal, enquanto as taxas de erosão lateral permanecem relativamente inferiores. Paralelamente, as áreas de massas de água sofreram uma redução de 39%, evidenciando uma perda considerável das superfícies aquáticas. O aumento do número de barras arenosas está diretamente associado à expansão de áreas com atividades antrópicas, ao crescimento das taxas de desmatamento e à expansão dos projetos de irrigação associados. Discutimos que o desmatamento na região, assim como em outras regiões do Cerrado, está promovendo maior vulnerabilidade sobre os processos geomorfológicos. A perda cobertura vegetal protetora, aumenta a sedimentação em áreas onde antes havia maior estabilidade geomorfológica, como as margens dos rios, o que potencializa o transporte de sedimentos para os cursos d'água.
- 2) Na escala da planície fluvial, a paisagem está sujeita a um déficit hídrico anual, com tendências regionais à ampliação dos períodos de secas. Esse prolongamento do déficit de chuvas tem ampliado a duração das baixas vazões em bacias como Araguaia, o que têm resultado em reduções significativas na permanência das massas de águas e das áreas inundadas adjacentes aos canais. O decaimento das precipitações na região do Cerrado, corroboram com observações na porção sudeste da região amazônica e na planície do Pantanal mato-grossense. Destaca-se nesse estudo que a captação excessiva de água para

irrigação agrícola pode ser um fator diferencial na acentuação dos períodos críticos. Essa combinação reduz a capacidade do rio de manter seus fluxos naturais, amplia o período de criticidade da vazão, o que promove condições menor mobilidade dos sedimentos.

- 3) Os dados indicam aumentos significativos na taxa médias de erosão laminar em toda a bacia do rio Javaés, com intensificação nas áreas alvos da expansão de pastagens degradadas, sobre relevo ondulados e forte ondulados. As pastagens se destacam, ocupando em grande parte as áreas anteriormente de *Cerrado Stricto sensu*, com tendencia de desenvolvimento paralelo a BR 153, no eixo N-S, e de leste a oeste da bacia do rio Javaés, até as imediações da Ilha do Bananal. Discorremos que essas observações da dinâmica da perda de solos comunicam-se com outras pesquisas que investigaram os níveis de erosão laminar no Cerrado, indicando que o aumento das atividades antrópicas tendenciam com maior relevância, a elevação nas taxas erosivas.
- 4) Apesar das pressões, a ilha do Bananal, assim como as áreas protegidas ao seu redor, demonstra as menores taxas de erosão, evidenciando a eficácia da vegetação nativa na proteção dos solos contra a erosão. Essas áreas mantiveram uma maior resiliência frente às pressões antrópicas em suas bordas, assim como das variações climáticas observadas nas séries climáticas. Destaca-se a amplificação dessa resiliência pela implementação de políticas de conservação e das Unidades de Conservação na mitigação dos impactos a essas áreas protegidas, entretanto as tendências de acentuação dos processos erosivos nas sub-bacias a montante indicam em tese, um maior fornecimento de material para essa região de baixa energia.

Por fim, esta investigação destaca a complexidade das interações entre as condições climáticas, as condições da cobertura e o uso da terra com os processos erosivos, deposicionais e de inundação na região da Ilha do Bananal. Os modelos adotados para analisar aspectos hidrogemorfológicos apresentam evidências significativas de mudanças no andamento dos processos na porção meridional da maior ilha fluvial do mundo. Assim, torna-se necessário ações integradas de conservação e manejo sustentável, visando a preservação da integridade ecológica e geomorfológica das paisagens fluviais.