

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA – UNESP
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA – FCT
CAMPUS DE PRESIDENTE PRUDENTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**INTERAÇÕES HIDROMORFODINÂMICAS NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO SEPOTUBA – ALTO
PARAGUAI, MATO GROSSO – BRASIL**

Discente: Gustavo Roberto dos Santos Leandro

Orientador: Professor Dr. Paulo Cesar Rocha

Nível: Doutorado



Presidente Prudente – SP

2020

GUSTAVO ROBERTO DOS SANTOS LEANDRO

**INTERAÇÕES HIDROMORFODINÂMICAS NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO SEPOTUBA – ALTO
PARAGUAI, MATO GROSSO – BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação, nível de Doutorado, em Geografia – com área de concentração: Produção do Espaço Geográfico, na Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Faculdade de Ciências e Tecnologia, câmpus de Presidente Prudente, para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Professor Dr. Paulo Cesar Rocha

Presidente Prudente – SP
2020

APOIO INSTITUCIONAL



APOIO FINANCEIRO



L437i

Leandro, Gustavo Roberto dos Santos

Interações hidromorfodinâmicas na bacia hidrográfica do rio
Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso – Brasil / Gustavo Roberto
dos Santos Leandro. -- Presidente Prudente, 2020 287 p.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Faculdade de Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente
Orientador: Paulo Cesar Rocha

1. Geografia Física e Geomorfologia. 2. Bacia hidrográfica do rio
Sepotuba. 3. Sistema rio-planície de inundação. 4. Conectividade. 5.
Alto rio Paraguai - Mato Grosso. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca da Faculdade de
Ciências e Tecnologia, Presidente Prudente. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Câmpus de Presidente Prudente

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

TÍTULO DA TESE: INTERAÇÕES HIDROMORFODINÂMICAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SEPOTUBA – ALTO PARAGUAI, MATO GROSSO – BRASIL.

AUTOR: GUSTAVO ROBERTO DOS SANTOS LEANDRO

ORIENTADOR: PAULO CESAR ROCHA

Aprovado como parte das exigências para obtenção do Título de Doutor em GEOGRAFIA, área:
Produção do Espaço Geográfico pela Comissão Examinadora:

Prof. Dr. PAULO CESAR ROCHA

Departamento de Geografia / FCT/UNESP - Câmpus de Presidente Prudente

Profª. Dra. ISABEL CRISTINA MOROZ CACCIA GOUVEIA

VIDEOCONFERÊNCIA

Departamento de Geografia / Faculdade de Ciências e Tecnologia de Presidente Prudente

Profª. Dra. RENATA RIBEIRO DE ARAÚJO

VIDEOCONFERÊNCIA

Departamento de Planejamento, Urbanismo e Ambiente / FCT/UNESP - Campus de Presidente Prudente

Profª. Dra. CELIA ALVES DE SOUZA

VIDEOCONFERÊNCIA

Geografia / Universidade do Estado de Mato Grosso - UNEMAT

Prof. Dr. FREDERICO DOS SANTOS GRADELLA

VIDEOCONFERÊNCIA

Departamento de Geografia / Universidade Federal de Mato Grosso do Sul

Presidente Prudente, 13 de outubro de 2020

Dedico este trabalho, com muita gratidão e admiração, à todos os negros e negras do passado que fazem parte da minha história, sobretudo aos meus avós, também as gerações futuras, com sentimento de satisfação e esperança. Lutemos e conquistemos.

AGRADECIMENTOS

À Faculdade de Ciências e Tecnologia (FCT) da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Câmpus de Presidente Prudente (SP).

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UNESP, Câmpus de Presidente Prudente (SP), pela infraestrutura e condições a nós ofertadas para o desenvolvimento das pesquisas em nível de Mestrado e Doutorado.

À FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo apoio à pesquisa mediante a concessão de bolsa de Doutorado (Processo FAPESP n. 2016/07635-0). Financiamento que subsidiou as etapas de campo, laboratório, participações em eventos, logo a divulgação dos resultados obtidos, principalmente em periódicos científicos.

À CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão de bolsa de doutorado (2016-2017). O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

A todos os membros do Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos – LGGRH da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), Câmpus de Presidente Prudente (SP) e ao Grupo de Pesquisa Interações na Superfície Terrestre, Água e Atmosfera – GAIA pelo apoio Institucional, sobretudo nas etapas dos mapeamentos e análises estatísticas que resultaram nas análises e discussões aqui apresentadas. Especialmente aos meus companheiros e amigos de jornada Aline Santos, Carla Almeida, Jhonatan Laszlo, Renata Prates, João Pimenta e Beatriz Carmo, muito obrigado pelas trocas e vivências. Muito obrigada a todos vocês pelos cafés, viagens, caronas, torcidas, risadas, *happy hours* e conversas durante todos esses anos.

A todos os membros do Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial – LAPEGEOF da Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Câmpus de Cáceres – Mato Grosso pelo apoio logístico em todos os trabalhos de campo e análises laboratoriais. Especial agradecimento a professora Dra. Célia Alves de Souza, coordenadora do respectivo laboratório, por todo apoio técnico ao longo, não só dos quatro anos de Doutorado, mas, nos mais de dez anos de parceria. Suas orientações, supervisão, apoio acadêmico e pessoal muito contribuíram para o meu desenvolvimento. Também aos companheiros e amigos Leila, José Alves, Thales Lima, Vinicius Neves, Vanilda, Carol, Sebastião, Ronilson, Willian, Maxsuel, Josiel e Beatriz que, diretamente atuaram em importantes etapas como nos trabalhos de campo e discussões acerca da temática.

Ao Professor Dr. Paulo Cesar Rocha pela confiança, paciência e constante estímulo demonstrados durante a orientação deste trabalho. Obrigado professor, por todo apoio e por ter abraçado a proposta de projeto que, hoje, culminou nesse acervo em forma de Tese acerca de um dos mais importantes tributários da bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai e Pantanal. Agradeço por todo aprendizado e por ser um modelo a ser seguido enquanto profissional.

À Prof. Dra. Isabel Cristina Moroz Caccia Gouveia e ao Prof. Dr. Edilson Ferreira Flores pelas contribuições no Exame de Qualificação.

Aos Professores Dra. Isabel Cristina Moroz Caccia Gouveia (UNESP), Dra. Renata Ribeiro de Araújo (UNESP) (obrigado por toda a vivência, cafés e pela imprescindível ajuda nas análises estatísticas). Aos professores Dr. Frederico dos Santos Gradella (UFMS), e Dra. Célia Alves de Souza (UNEMAT) por contribuírem com seus conhecimentos referente aos sistemas fluviais que compõem as planícies e pantanais mato-grossenses. Obrigado pelos apontamentos e discussões etremamente construtivos e propositivos ao longo do Exame de Defesa.

Aos meus professores da graduação que sempre me incentivaram a seguir a busca pelo conhecimento. Obrigado por todo apoio ao longo dessa caminhada.

Aos funcionários da FCT/UNESP, em especial aos da Seção de Pós-Graduação e do Escritório da FAPESP por todo auxílio com as documentações, e esclarecimentos das diversas dúvidas que surgiram ao longo desses quatro anos, em especial a Aline, Cinthia e a Aparecida Tamae.

Aos colegas e amigos Mariana Gazolla, André, Willian, Eliane, Larissa, e os demais colegas da UNESP, pela amizade, convívio e conhecimento compartilhado. Principalmente você Jean (Xomano), grande companheiro de laboratório, trabalho, pensão, república que em vários momentos dessa nossa vida acadêmica esteve presente como um irmão, me ouvindo e aconselhando... obrigado.

A minha família por todo apoio e amor antes mesmo de eu nascer. Por tudo que fizeram e fazem por mim. Por todo sacrifício desde a graduação... aqueles dias difíceis, de decisão quando fiquei em Cáceres para finalizar minha graduação e continuar por esse caminho que escolhi. Especialmente a minha mãe Marli, minha companheira de VIDA que sempre me apoia, ouve e aconselha. Também ao meu pai José Roberto, exemplo para mim. Aos meus irmãos Rafael Henrique e Rebecca Larrissa. Não poderia deixar de expressar meu carinho a minha cunhada Juliane, e meu amor (ainda que a distância) pelo meu sobrinho Gabriel que acaba de chegar a esse mundo para nos dar alegria em tempos difíceis. Também aos meus filhos *pets* Peroba (sim, esse é o nome de batismo por razões específicas rs) e Carolina pelo amor incondicional e carinho em todos os momentos, felizes e difíceis, eles sentem e por isso estão ali, ao nosso lado.

Ao meu companheiro Richard que, como uma bela surpresa, embarcou nesse trem chamado vida a dois. A famosa frase "Acalma o coração", passou a fazer parte dos momentos de que compartilhamos. Mas, o Eu Te Amo me fez perceber que encontrei alguém. Alguém, que de várias formas faz parte dessa conquista. Obrigado pelas (re) leituras desse trabalho, conversas, abraços e todo apoio nos mais diversos momentos e vivência. Que possamos crescer em lealdade, na fidelidade, no respeito, na compreensão e na igualdade de maneira mútua e amor, no agora, em sua fase de crescimento acadêmico. Conte comigo no seu processo de formação em nível de Mestrado. Também a sua família que me acolheu e tem me apoiado, em especial a Dona Maria e Renan ("fala cunhado").

À Deus, eterno criador, e ao Espírito Santo que em diversos instantes e diálogos me confortou e inspirou. A sua presença me faz crer e viver para além do que os olhos podem ver, ouvidos podem ouvir. A fé move, e faz conquistar o que parecia impossível.

O rio é assim uma estrutura viva, e, portanto mutante. É principalmente uma estrutura fluida, que pela sua própria natureza se expande e se retrai, no seu ritmo e tempo próprio (...). Ao fluir, seu percurso vai riscando linhas na Paisagem, como um pincel de água desenhando meandros, arcos e curvas.

Lucia Maria Sá Antunes Costa
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

I - RESUMO

A bacia hidrográfica é um sistema físico-ambiental complexo devido as dinâmicas e aos processos que ocorrem em seus compartimentos. A presente tese tem por objetivo analisar as interações hidromorfodinâmicas em função dos processos de apropriação desenvolvidos na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai - Mato Grosso nas últimas décadas, bem como o comportamento hidrossedimentológico atual em um ciclo sazonal no canal principal associado a evolução morfológica no sistema rio-planície de inundação em seu baixo curso. Do ponto de vista metodológico, recorreu-se a revisão teórica; levantamento cartográfico (uso de cartas topográficas, imagens de satélite, mapas temáticos, *softwares* de geoprocessamento); aquisição e análise de dados secundários; monitoramento das variáveis hidrodinâmicas e sedimentares; bem como análises laboratoriais e estatísticas. A integração entre o comportamento interanual das chuvas e o progressivo avanço das monoculturas e da pecuária contribuiu para a ocorrência dos períodos hidrológicos: de 1970 a 1985, de 1986 a 2000, e de 2001 a 2018. Inicialmente, no primeiro período hidrológico, as vazões aumentaram progressivamente em resposta à dinâmica das chuvas. Contudo, na segunda metade dos anos 1980, nota-se que outra variável da bacia hidrográfica passa a atuar no comportamento da vazão. Nesse contexto, a transição para o segundo período hidrológico é marcada pelo aumento no Desvio Padrão das chuvas – o maior de toda a série, bem como pelo aumento da vazão média. Por fim, o terceiro período hidrológico é marcado por oscilações nas vazões e por sua progressiva diminuição em relação ao período anterior. Com relação à sazonalidade, nota-se que as maiores cheias (janeiro-abril) ocorreram no segundo período hidrológico e que, entre o primeiro e o último período, ocorreram mais irregularidades no fluxo do canal. A partir do recorte sazonal entre 2017-2018, as características granulométricas dos sedimentos de fundo apresentaram o mesmo padrão temporal. No entanto, verificam-se mudanças espaciais quando consideramos os setores geomorfológicos. Nesse sentido, a hidrodinâmica atual desencadeada pela diminuição das vazões no último período hidrológico e o aumento no aporte de sedimentos produzidos na bacia hidrográfica têm contribuído para a formação de depósitos de canal. Ainda, a dinâmica dos sedimentos de fundo e em suspensão, juntamente com o comportamento da vazão, pode indicar níveis de degradação ambiental. Isso decorre do fato de que constatarem-se variações e picos nas cargas suspensas sazonais, com destaque para o período de enchente, no ambiente de confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai. Por fim, conclui-se que, entre o primeiro e segundo período hidrológico, o fluxo de energia no sistema rio-planície de inundação, fruto da interação entre as chuvas e usos da terra, contribuiu para as mudanças morfológicas do sistema a partir de mecanismos de rompimento de meandro, migração e avulsão. No entanto, no terceiro período hidrológico, fica evidente que os usos da terra têm comprometido a disponibilidade de água no sistema, sendo bem expressos pelos aspectos sedimentares atuais e pelos processos deposicionais no canal com as formas de leito, barras laterais e convexas, diques marginais e colmatação.

Palavras-chave: Compartimentos geomorfológicos; Classes de uso da terra; Comportamento hidrológico e hidrodinâmica fluvial; Aspectos sedimentares e mudanças morfológicas; Sistema rio-planície de inundação; Rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso.

HYDROMORPHODYNAMIC INTERACTIONS IN THE SEBOTUBA RIVER BASIN - UPPER PARAGUAY, STATE OF MATO GROSSO, BRAZIL

II - ABSTRACT

River basins are physical-environmental systems considered complex by virtue of the dynamics and processes that occur in their compartments. In this regard, this doctoral dissertation aims to investigate hydromorphodynamic interactions taking place at different spatiotemporal scales in the hydrographic basin of the Sepotuba river, Upper Paraguay, state of Mato Grosso, Brazil, and to analyze the morphological evolution of the river-floodplain system in its lower reaches. In terms of methodological procedures, the study drew on a theoretical review; a cartographic survey (using topographic maps, satellite images, thematic maps, geoprocessing software); secondary data acquisition and analysis; monitoring of hydrodynamic and sedimentary variables; and laboratory and statistical analysis. The integration between the inter-annual behavior of rainfall and the progressive advance of monocultures and livestock contributed to the occurrence of hydrological periods, namely: from 1970 to 1985, from 1986 to 2000, and from 2001 to 2018. Initially, in the first hydrological period, the river flow progressively increased in response to the rainfall dynamics. However, in the second half of the 1980s, a new basin-related variable started to affect the river flow behavior. In this context, the transition to the second hydrological period was marked by an increase in the rainfall standard deviation – the highest rate in the entire time series – and by an increase in the average flow. The third hydrological period was marked by fluctuations in the river's flow rates and progressive decreases thereof as compared to the previous period. In terms of seasonality, the greatest floods (January-April) occurred in the second hydrological period; and a greater number of irregularities were observed in the channel flow between the first and last periods. From the seasonal 2017-2018 timeframe onwards, bottom sediment granulometry showed the same temporal pattern. However, spatial changes were observed with regard to geomorphological compartments. In this sense, the current hydrodynamics prompted by the flow decrease in the last hydrological period and the increasing sediment inputs to the river basin have contributed to the formation of channel deposits. Additionally, the dynamics underlying bottom and suspended sediments, coupled with the water flow behavior, may provide indicators of environmental degradation. This was because there were variations and peaks in the seasonal suspended sediment discharges, predominantly in the flood period, in the confluence of the Sepotuba river and the Paraguay river. Finally, the study concluded that, between the first and second hydrological periods, the energy input in the river-floodplain system, resulting from the rainfall and land-use interaction, contributed to the morphological changes observed in the system, which took place through mechanisms of meandering, migration and avulsion. Conversely, the third hydrological period showed that land uses have compromised water availability in the system, as evinced by the current sedimentary aspects and depositional processes in the river channel such as sediment transport, point bars, convex banks, levees, and void filling.

Keywords: Geomorphological compartments; Land use classification; Hydrological behavior and river hydrodynamics; Sedimentary aspects and morphological changes; River-floodplain system; Sepotuba River, Upper Paraguai – Mato Grosso, Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Representação dos principais componentes de um sistema fluvial enquanto receptor da bacia hidrográfica	20
Figura 2.	Conectividade entre as estruturas geomorfológicas e sua dinâmica	21
Figura 3.	Classificação dos domínios geomorfológicos da Bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai - BAP (modificado de Assine e Silva, 2009) com destaque à área de estudo	26
Figura 4.	A) Localização da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, no Alto rio Paraguai em Mato Grosso. Destaque para importantes arranjos espaciais sobrepostos a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, e seu sistema canal-planície de inundação	27
Figura 5.	Croqui esquemático de uma planície fluvial com subsistemas e formas associadas	36
Figura 6.	Ilustração do ciclo hidrossedimentológico onde: DG e DG'= Produtos finais da desagregação; E= Erosão (E ₁ – material grosso E ₂ – material fino); T= Transporte (TA por arraste e TS por suspensão); DC= Decantação; D= Depósito e C= Consolidação do depósito	36
Figura 7.	Padrões de canal e sistemas deposicionais associados	40
Figura 8.	Recorte transversal com a identificação das unidades geomorfológicas e croqui topográfico da planície de inundação do rio Araguaia	43
Figura 9.	Materiais cartográficos disponibilizados para uso e consulta no Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial – LAPEGEOF da Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT	48
Figura 10.	Suporte logístico concedido pela Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT para o transporte terrestre dos equipamentos e da equipe de trabalho (Campo de dezembro de 2017)	49
Figura 11.	Organograma síntese das principais etapas e procedimentos metodológicos da pesquisa	51
Figura 12.	Processamento das bases de dados para confecção de mapa temático	53
Figura 13.	Processamento dos canais fluviais para a identificação de suas hierarquias	54
Figura 14.	Espacialização das estações pluviométricas e fluviométricas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	60
Figura 15.	Sazonalidade das vazões do rio Sepotuba, em Cáceres – Mato Grosso, para o período de 1970 a 2018	62
Figura 16.	Instrumentos e equipamentos utilizados em campo A) Sonar Garmin para determinação de largura e profundidade; B) Molinete hidrométrico para determinação de velocidade de fluxo	63
Figura 17.	Variação do fluxo representado por setas, as quais indicam a direção e a velocidade do fluxo: visão em planta (A) e em perfil (B)	63
Figura 18.	Coleta de sedimentos de fundo em diferentes ambientes do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba – Mato Grosso	65
Figura 19.	Seção de canal com plano de amostragem dos sedimentos de fundo e em suspensão	66
Figura 20.	Procedimento de coleta e armazenamento de material em suspensão	66
Figura 21.	Ambiente fluvial – canal secundário com ocorrência de barras laterais e armazenamento das amostras coletadas	67
Figura 22.	A) Operação do drone para obtenção das fotografias B) Início do planos de voo no sistema-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	73
Figura 23.	Hierarquização fluvial e as sub-bacias hidrográficas que compõem o sistema do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai no estado de Mato Grosso	76
Figura 24.	Distribuição das formações geológicas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	79
Figura 25.	Sub-unidades de relevo ocorrentes na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	81
Figura 26.	Subunidades de relevo, com destaque para a sub-bacia hidrográfica do rio do Sapo, afluente da margem direita do rio Sepotuba	82
Figura 27.	Variação da altimetria na bacia do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	83
Figura 28.	Variação da declividade com destaque > 45% em sistema de escarpa na bacia do rio Sepotuba, Alto Paraguai - Mato Grosso	84
Figura 29.	Perfil longitudinal do rio Sepotuba, com destaque para a litologia e os compartimentos geomorfológicos	86
Figura 30.	Esboço pedológico com as principais ocorrências na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	89

Figura 31.	Terraço fluvial com morfologia íngreme-rampeada e evidências de processos erosivos; e Neossolo Flúvico às margens do rio Sepotuba, Alto Paraguai - Mato Grosso	92
Figura 32.	Perfil com as espécies constituintes das formações de savana	93
Figura 33.	Ambientes de deposição no baixo curso do rio Sepotuba com estabilização a partir da colonização do Sarã (<i>Sapium obovatum</i>)	94
Figura 34.	Síntese dos estágios e planos de ocupação na região sobreposta à bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	98
Figura 35.	Predomínio da cobertura vegetal nas sub-bacias hidrográficas 7 – rio Tarumã (A) e 8 – Baixo Sepotuba (B) para o ano de 1986	100
Figura 36.	Transição entre as áreas de pastagem no segundo plano, e a planície de inundação do rio Sepotuba na sub-bacia hidrográfica 8	101
Figura 37.	Ocorrência das principais coberturas vegetais referente ao ano base de 1986	102
Figura 38.	Principais classes de uso e cobertura atual, denotando a expansão das áreas ocupadas, assim, conseqüentemente, a redução das formações naturais, referente ao ano de 1998	103
Figura 39.	Ocorrência de pecuária por sub-bacia hidrográfica em 2016. 1 - Nascentes do Sepotuba; 2 - Rio Sepotubinha; 3 - Médio Sepotuba; 4 - Rio do Sapo; 5 - Rio Formoso; 6 - Rio Juba; 7 - Rio Tarumã e 8 - Baixo Sepotuba	104
Figura 40.	Expansão da pecuária, com destaque para as sub-bacias hidrográficas do rio Tarumã e baixo Sepotuba, referente ao ano de 2016	105
Figura 41.	Agricultura por sub-bacia para o ano de 2016. 1 - Nascentes do Sepotuba; 2 - Rio Sepotubinha; 3 - Médio Sepotuba; 4 - Rio do Sapo; 5 - Rio Formoso; 6 - Rio Juba; 7 - Rio Tarumã e 8 - Baixo Sepotuba	106
Figura 42.	Índice de Transformação Antrópica referente ao mapeamento do uso e cobertura da terra de 1986, bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	109
Figura 43.	Índice de Transformação Antrópica referente ao mapeamento do uso e cobertura da terra de 1998, com expressiva mudança em relação ao mapeamento anterior para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	111
Figura 44.	Mudança no Índice de Transformação Antrópica referente ao mapeamento do uso e cobertura da terra de 2016, bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	113
Figura 45.	Síntese das principais intervenções na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	116
Figura 46.	Áreas em porcentagem ocupadas pelas principais atividades econômicas no ano base de 2016. 1 – Nascentes do Sepotuba; 2 – Rio Sepotubinha; 3 – Médio Sepotuba; 4 – Rio do Sapo; 5 – Rio Formoso; 6 – Rio Juba; 7 – Rio Tarumã e 8 – Baixo Sepotuba	118
Figura 47.	Arranjos espaciais e apropriação do relevo no sistema ambiental do rio Juba, estado de Mato Grosso	120
Figura 48.	Principais tributários do rio Juba que contribuem para o Complexo Hidrelétrico a) rio Jubinha e b) rio Toco de Aroeira	122
Figura 49.	Processos e formas geomorfológicas na sub-bacia hidrográfica do rio do Sapo com intervenções diretas nos canais fluviais	125
Figura 50.	Dinâmica do uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	126
Figura 51.	Processos erosivos em área de pastagem identificados por sobrevoo	127
Figura 52.	Perfil longitudinal do rio do Sapo (sub-bacia hidrográfica), com destaque para os compartimentos geomorfológicos, bem como para a litologia	128
Figura 53.	Em destaque, o Paleoleque do Sepotuba, bem como o atual sistema rio-planície de inundação	134
Figura 54.	Mapeamento das unidades morfológicas no baixo curso do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	135
Figura 55.	Perfil transversal de A-B com as Unidades Morfológicas (morfoestratigráficas) do sistema rio-planície do rio do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso	138
Figura 56.	a) Terraço fluvial no período de cheia, b) morfologia íngreme com diferentes níveis de cavitação, período de vazante, c) paleocanal e depósito dos materiais erodidos na base – período de seca	140
Figura 57.	Dinâmica de apropriação no sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, áreas úmidas	141
Figura 58.	Classificação das feições morfológicas no Setor Geomorfológico A – Trecho 1	144
Figura 59.	Classificação das feições morfológicas no Trecho 2 do Setor Geomorfológico A	145

Figura 60.	Diversificação das feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico B em relação a montante	147
Figura 61.	Classificação das feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico C, com destaque para a maior ocorrência de depósitos de sedimentos	150
Figura 62.	Exemplos de Trechos dos Setores Geomorfológicos A2 e B onde predominam os processos erosivos nas margens do canal 1) processos por corrosão, 2) Terraço Fluvial e 3) processos por cavitação	153
Figura 63.	Setor Geomorfológico C, com destaque para o sistema rio-planície de inundação, sendo Trechos 1, 2 e 3	154
Figura 64.	Mecanismos de mudança morfológica e os processos fluviais no canal principal – Segmento A do Trecho 1	155
Figura 65.	Evolução morfológica no Trecho 1, com destaque para os processos fluviais no canal principal – Segmento B	158
Figura 66.	Composição dos sedimentos de fundo entre períodos intra-anuais no rio Sepotuba	160
Figura 67.	Relação entre os tipos de material com as formas deposicionais no processo de terrestreização	161
Figura 68.	Evolução morfológica no Segmento C do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba	163
Figura 69.	Mecanismos de mudança morfológica e os processos fluviais no canal principal – Trecho 2 e segmentos A, B e C	166
Figura 70.	Migração do fluxo de água no Trecho 3 do Setor Geomorfológico C	169
Figura 71.	Evolução morfológica no Trecho 3 do Setor Geomorfológico C do rio Sepotuba	172
Figura 72.	Aspectos dos Setores Geomorfológicos (A, B e C) do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	175
Figura 73.	Características dos materiais de fundo em dois pontos amostrais ao longo do rio Sepotuba	175
Figura 74.	Distribuição espacial dos sedimentos de fundo no canal principal do rio Sepotuba por Setor Geomorfológico (A, B e C)	177
Figura 75.	Ocorrência temporal dos sedimentos de fundo no canal principal do rio Sepotuba	178
Figura 76.	Evolução esquemática do processo de avulsão	180
Figura 77.	Trecho 3 do rio Sepotuba com o antigo canal principal (em amarelo) e o canal secundário (em vermelho). A seta azul indica a direção do fluxo no atual canal principal	183
Figura 78.	Unidades morfológicas do sistema fluvial do rio Sepotuba no Trecho 3	184
Figura 79.	a) Aporte de sedimentos no período de seca no sistema canal-planície do alto rio Paraguai b) Setor Geomorfológico C do rio Sepotuba, entrada do canal secundário c) Barras submersas (barra 1A) e laterais (barras 2A, 2B e 2C) no canal secundário d) Sucessão ecológica e estabilização dos depósitos (barra 3C)	185
Figura 80.	Comportamento temporal dos sedimentos de fundo no canal secundário do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	186
Figura 81.	Distribuição das frações granulométricas nos materiais depositados em barras de sedimentos no canal secundário do rio Sepotuba	189
Figura 82.	Evolução espaço-temporal do sistema rio-planície do rio Sepotuba com a síntese das principais mudanças morfológicas no Trecho 3	193
Figura 83.	Composição do depósito de sedimentos em dique marginal na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai	197
Figura 84.	Localização das estações pluviométricas e fluviométricas adotadas para as análises do comportamento hidrológico na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	202
Figura 85.	Distribuição anual das chuvas referente ao período entre 1970-2018 no Posto A em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso	203
Figura 86.	Distribuição anual das chuvas no Posto B – Tapirapuã em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso	205
Figura 87.	Distribuição anual das chuvas na estação pluviométrica São José do Sepotuba (1557005) em Salto do Céu, estado de Mato Grosso	206
Figura 88.	Estatística das chuvas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba a partir da média das estações pluviométricas (Postos A, B e C) referente ao período entre 1970-2018	207
Figura 89.	Acúmulo temporal das áreas desmatadas na bacia hidrográfica do Alto Paraguai – BAP referente ao período entre 1976-2008, com destaque para o estado de Mato Grosso	209
Figura 90.	Série histórica dos débitos médios, máximos e mínimos anuais no rio Sepotuba, referente ao período entre 1970-2018, em Mato Grosso	210
Figura 91.	Gráfico apresentando a variabilidade das vazões médias anuais do rio Sepotuba na	211

	estação fluviométrica de Tapirapuã (66050000)	
Figura 92.	Gráfico apresentando a variabilidade das vazões médias anuais do rio Sepotuba na estação fluviométrica São José do Sepotuba (66055000)	212
Figura 93.	Análise das mudanças na paisagem com o avanço dos usos da terra e reflexos no sistema rio-planície de inundação no Trecho 1 do Setor Geomorfológico B	213
Figura 94.	Análise das intervenções nos afluentes do sistema rio-planície de inundação e mudanças nas feições morfológicas presentes no Trecho 2 do Setor Geomorfológico B	215
Figura 95.	Análise das mudanças no sistema secundário do Setor Geomorfológico C associado as intervenções nos afluentes no Trecho 2 do Setor Geomorfológico B a montante	216
Figura 96.	Estatística do comportamento das vazões ao longo das séries históricas e períodos hidrológicos na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	222
Figura 97.	Simplificação da forma do canal do rio Sepotuba com a diminuição da sinuosidade (A) e alterações em sua extensão (B) entre 1967-2017	224
Figura 98.	Variações morfométricas em meandros dos Trechos 1, 2 e 3	225
Figura 99.	Médias mensais da precipitação referente ao período entre 1970-2018 em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso	228
Figura 100.	Médias mensais da precipitação a partir da série histórica entre 1970-2018 na estação pluviométrica de Tapirapuã em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso	228
Figura 101.	Médias mensais da precipitação a partir da série histórica entre 1970-2018 na estação São José do Sepotuba em Salto do Céu, estado de Mato Grosso	229
Figura 102.	Médias mensais da precipitação referente ao período entre 1970-2018 para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai, estado de Mato Grosso	230
Figura 103.	Comportamento do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso a partir da série histórica entre 1970-2018, onde nota-se: A) Altura Mínima, B) Altura Média e C) Altura Máxima	232
Figura 104.	Hidrograma com o comportamento da vazão no período entre 1970-2018 – rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso, onde registram-se: A) Vazão Mínima, B) Vazão Média e C) Vazão Máxima	236
Figura 105.	Variações sazonais ao longo da série histórica e dos períodos hidrológicos identificados na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	237
Figura 106.	Comportamento hidrológico diário no rio Sepotuba durante o período de campo (Estação Tapirapuã – 66050000)	239
Figura 107.	Comportamento hidrológico no rio Sepotuba durante o período de campo (Estação Fluviométrica São José do Sepotuba – 66055000)	240
Figura 108.	Comportamento temporal do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com destaque para as Unidades Morfológicas –Terraço Fluvial e Planície de Inundação	242
Figura 109.	Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de vazante	243
Figura 110.	Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de seca	245
Figura 111.	Aspectos da cobertura vegetal no sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba no período de cheia	246
Figura 112.	Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de enchente	247
Figura 113.	Transição entre as áreas de pastagem e a planície de inundação do rio Sepotuba, à direita	248
Figura 114.	Ambiente de confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai, com destaque para o canal secundário e sistema de cultura temporária.	248
Figura 115.	Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de cheia	249
Figura 116.	Localização das seções transversais monitoradas no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso	250
Figura 117.	Profundidades médias no canal principal por seção transversal	251
Figura 118.	Comportamento do fluxo a partir da velocidade média por seção transversal	253
Figura 119.	Comportamento da vazão ao longo do perfil longitudinal do rio Sepotuba, bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai em Mato Grosso	254
Figura 120.	Processo de exfiltração de água nas margens do rio Sepotuba no período de seca (setembro de 2017)	254
Figura 121.	Concentração média dos sólidos em suspensão nas seções transversais	256
Figura 122.	Dinâmica da descarga sólida suspensa para os períodos intra-anuais	257
Figura 123.	Localização das seções transversais monitoradas no ambiente de confluência entre	259

	os rios Sepotuba-Paraguai	
Figura 124.	Profundidades médias por seção transversal no ambiente de confluência	260
Figura 125.	Comportamento do fluxo no ambiente de confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai, bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai em Mato Grosso	261
Figura 126.	Comportamento da vazão na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai, em Cáceres – Mato Grosso	262
Figura 127.	Concentração média dos sólidos em suspensão das seções transversais na confluência	263
Figura 128.	Comportamento da descarga sólida suspensa na confluência para os períodos monitorados	265

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Qualidade da classificação associada aos valores da estatística Kappa	57
Tabela 2.	Pesos atribuídos às classes temáticas de cobertura vegetal e uso da terra	58
Tabela 3.	Distribuição das áreas de drenagem das sub-bacias hidrográficas do rio Sepotuba e com destaque para os principais afluentes do sistema	75
Tabela 4.	Resultados obtidos para a avaliação da classificação dos usos e cobertura da terra	96
Tabela 5.	Mudanças nas coberturas vegetais com perdas e acúmulos para o período 1986-2016	115
Tabela 6.	Extensão e sinuosidade do canal e feições morfológicas no sistema rio-planície de inundação no Trecho 1	156
Tabela 7.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento A	157
Tabela 8.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento B	159
Tabela 9.	Percentual granulométrico dos sedimentos depositados (barra-dique marginal)	162
Tabela 10.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento C	164
Tabela 11.	Extensão e sinuosidade do canal e feições morfológicas no sistema rio-planície de inundação no Trecho 2	167
Tabela 12.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento A do Trecho 2	167
Tabela 13.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento B do Trecho 2	167
Tabela 14.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento C do Trecho 2	168
Tabela 15.	Variação da sinuosidade e mudanças na extensão dos canais fluviais no Trecho 3	170
Tabela 16.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Antigo Canal (Canal Fluvial 1) – Trecho 3	173
Tabela 17.	Variações morfométricas de um meandro padrão no Canal Principal (Canal Fluvial 2) – Trecho 3	173
Tabela 18.	Coeficientes de estrutura derivados da análise de componentes principais aplicada aos dados dos sedimentos de fundo	176
Tabela 19.	Coeficientes de estrutura derivados da análise de componentes principais aplicada aos dados dos depósitos de sedimentos e formas de leito	188
Tabela 20.	Composição das barras de sedimentos no canal secundário do rio Sepotuba	191
Tabela 21.	Composição dos depósitos de sedimentos na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai – Mato Grosso	194
Tabela 22.	Composição do depósito de sedimentos em dique marginal na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai – Mato Grosso	196
Tabela 23.	Área das sub-bacias hidrográficas contribuintes do rio Sepotuba em relação as estações de monitoramento, bacia do Alto Paraguai – Mato Grosso	201
Tabela 24.	Dinâmica das feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico B e C	214
Tabela 25.	Área de drenagem contribuinte do rio Sepotuba controladas por empreendimento hidrelétricos	217
Tabela 26.	Síntese das interações hidromorfodinâmicas por período hidrológico na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	219
Tabela 27.	Correlação espacial entre as variáveis da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com a vazão no baixo curso	220
Tabela 28.	Correlação espacial entre as variáveis do sistema rio-planície de inundação no baixo curso do rio Sepotuba	221

LISTA DE QUADROS

Quadro 1.	Tipologias de bloqueios identificados na Bacia do rio Sana, Rio de Janeiro	33
Quadro 2.	Classificação proposta para o leito dos canais fluviais em diferentes níveis	35
Quadro 3.	Principais fontes e materiais consultados sobre a temática, e estudos realizados na bacia do Alto Paraguai, Mato Grosso	50
Quadro 4.	Estações com dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas – ANA	59
Quadro 5.	Sequência de peneiras adotadas para a análise granulométrica	68
Quadro 6.	Ocorrência geológica na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	77
Quadro 7.	Síntese dos aspectos físicos-ambientais da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso	91
Quadro 8.	Feições morfológicas presentes no sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	148
Quadro 9.	Identificação das seções transversais adotadas para monitoramento	251

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
ATTZ	Aquatic Terrestrial Transition Zone
BAP	Bacia do Alto Paraguai
BDG	Banco de Dados Geográficos
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DP	Desvio Padrão
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FCT	Faculdade de Ciências e Tecnologia
GAIA	Grupo de Pesquisa Interações na Superfície Terrestre, Água e Atmosfera
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ITA	Índice de Transformação Antrópica
LAPEGEOF	Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial
LGGRH	Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos
MT	Mato Grosso
NDVI	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
PCBAP	Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai
PCHs	Pequenas Centrais Hidrelétricas
PIB	Produto Interno Bruto
PIN	Plano de Integração Nacional
PROBIO	Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira
SEPLAN	Secretaria de Estado de Planejamento
SIRGAS 2000	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
UHES	Usina Hidrelétricas
UNEMAT	Universidade do Estado de Mato Grosso
UNESP	Universidade Estadual Paulista
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transversa de Mercator
Vz	Vazão

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	20
OBJETIVO GERAL	24
Objetivos Específicos	24
RECORTE ESPACIAL DE INVESTIGAÇÃO	25
CAPÍTULO 1 - REFERENCIAL TEÓRICO CONCEITUAL	28
1.1. Considerações iniciais sobre análises integradas a partir de elementos da paisagem	29
<i>1.1.1. Bacia de drenagem: conceitos fundamentais da unidade espacial de análise</i>	30
<i>1.1.2. Conceito de Conectividade</i>	32
<i>1.1.3. Canais fluviais e sua dinâmica</i>	34
<i>1.1.4. Sistema rio-planície de inundação: registros de sua evolução</i>	42
CAPÍTULO 2 - PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	47
2.1. Materiais e procedimentos técnico-metodológicos	48
<i>2.1.1. Compartimentação da bacia hidrográfica do rio Sepotuba: morfoestruturas e morfoesculturas</i>	52
<i>2.1.2. Evolução do uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba</i>	56
<i>2.1.3. Avaliação do comportamento hidrológico e dos aspectos hidrodinâmicos</i>	59
<i>2.1.4. Amostragens dos materiais transportados e depositados no sistema rio-planície de inundação</i>	65
<i>2.1.5. Análises hidrossedimentológicas dos sedimentos coletados em trabalho de campo</i>	67
<i>2.1.6. Espacialização das mudanças morfológicas no sistema rio-planície de inundação</i>	69
CAPÍTULO 3 - ASPECTOS FÍSICO-AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA	74
3.1. Caracterização geoambiental da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso	75
CAPÍTULO 4 - EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NA BACIA HIDROGRÁFICA	95

4.1. Expansão agropecuária e degradação ambiental na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai - Mato Grosso	96
<i>4.1.1. Avanço dos arranjos econômicos: papel do setor agropecuário</i>	96
<i>4.1.2. Os impactos do modelo produtivo atual</i>	107
CAPÍTULO 5 - ASPECTOS SEDIMENTARES E AS MUDANÇAS MORFOLÓGICAS NO BAIXO CURSO	131
5.1. Arranjos do sistema rio-planície de inundação: unidades morfológicas	132
<i>5.1.1. Setorização geomorfológica do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso</i>	143
<i>5.1.2. Mecanismos de mudanças morfológicas e depósitos de sedimentos – ambientes fluviais em evolução</i>	151
<i>5.1.3. Dinâmica sazonal dos sedimentos de fundo e processos morfológicos associados</i>	174
<i>5.1.4. Avulsões e depósitos de sedimentos no antigo canal do rio Sepotuba</i>	179
<i>5.1.5. Barras laterais e diques marginais: evolução do ambiente de confluência</i>	192
CAPÍTULO 6 - COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DO RIO SEPOTUBA: DINÂMICA DAS ÁGUAS NO BAIXO CURSO	199
6.1. Variabilidade hidrológica na bacia hidrográfica do rio Sepotuba: magnitudes interanuais e sazonalidades	200
<i>6.1.1. Sazonalidade das chuvas e as respostas do sistema com os pulsos de cheia e períodos de seca</i>	227
<i>6.1.2. Distribuição das chuvas diárias, oscilações e conectividade no sistema rio-planície de inundação</i>	238
<i>6.1.3. Hidrodinâmica e carga suspensa no sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso</i>	250
<i>6.1.4. Dinâmica das águas no ambiente de confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai</i>	258
CONSIDERAÇÕES FINAIS	266
REFERÊNCIAS	272

INTRODUÇÃO

A Geomorfologia é a ciência com foco nas formas da superfície terrestre, formas esculpidas pela ação de determinado processo ou conjunto de processos (CHRISTOFOLETTI, 1980). Nesse sentido, as interações entre processos, formas e materiais constituem o sistema geomorfológico. Trata-se de um sistema aberto, influenciado e que exerce influência sobre outros sistemas, como por exemplo o sistema climático e o hidrológico. Logo, as pesquisas em Geomorfologia, conforme salienta Hart (1986), têm enfoque na morfologia (tamanho e forma), materiais superficiais (interações pedogenéticas, formações superficiais) e análise dos processos endógenos/tectônicos e externos (erosão, transporte e deposição).

Os sistemas fluviais, conforme aponta Schumm (1977), são estruturados por três zonas principais: 1) cabeceiras de drenagem – principais áreas, fontes de sedimentos; 2) médio curso responsável pela transferência de material com as redes de transporte; e 3) baixo curso com um mosaico de unidades geomórficas associado ao desenvolvimento da planície de inundação (Figura 1). Nesse sentido, tanto do ponto de vista estrutural quanto do funcional, a integração depende da conexão dos elementos ambientais e das formas de apropriação na bacia hidrográfica (SOUZA, 2013).

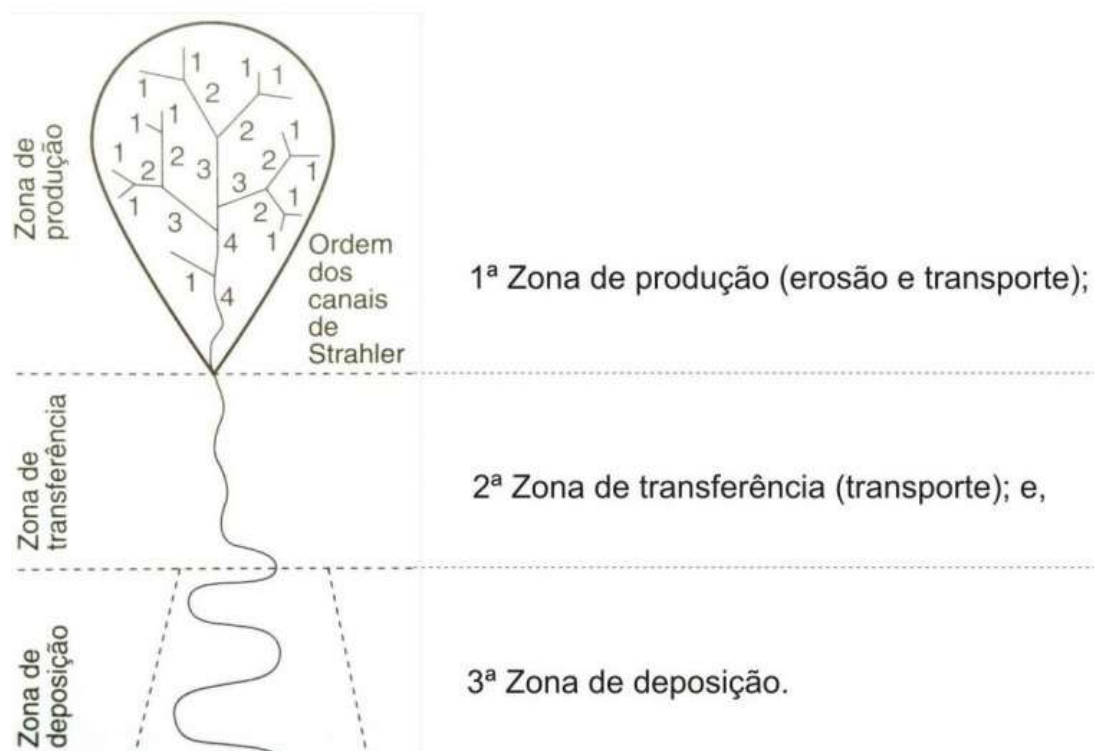


Figura 1. Representação dos principais componentes de um sistema fluvial enquanto receptor da bacia hidrográfica

Fonte: Schumm (1977)

Ao considerar a totalidade e sua complexidade, a bacia hidrográfica é eleita como unidade espacial de análise, sobretudo para estudos ambientais – dinâmicas de seus subsistemas, avaliações e diagnósticos socioambientais – a fim de contribuir com o ordenamento territorial (ROSS, 1998; SOUZA, 2013; CARVALHO, 2014). Como resultado da apropriação dos recursos naturais, ocorrem impactos negativos no solo e na água, muitas vezes transferidos do primeiro para o segundo, com a produção de sedimentos e a contaminação dos corpos hídricos (OKA-FIORI et al., 2004; NEVES et al., 2011).

Segundo Bortoluzzi e Petry (2008), são notórios os efeitos das práticas de uso do território sobre a produção de sedimentos. Assim, os sedimentos, como produtos da interação atmosfera-pedósfera, passam a ser indicadores da pressão do homem no ambiente. Nesse contexto, Souza (2004) destaca que os rios constituem um elemento sensível da paisagem, com respostas rápidas às perturbações sofridas na bacia hidrográfica e no próprio canal.

Nesse sentido, as estruturas das bacias hidrográficas são organizadas, principalmente, em vertente e sistema fluvial, conforme ilustrado na Figura 2. Portanto, analisar separadamente os processos de vertentes e aqueles que acontecem nos canais fluviais não permite compreender como o sistema hidrográfico funciona enquanto unidade organizada complexa (MATTOS e PEREZ FILHO, 2004). Nessa perspectiva, a partir das reflexões iniciais e da realidade em análise, o desenvolvimento da pesquisa toma por base a análise integrada de elementos da paisagem (DREW, 1994; ROSS, 1995; MATTOS e PEREZ FILHO, 2004; ROSS, 2006; ROCHA, 2011).

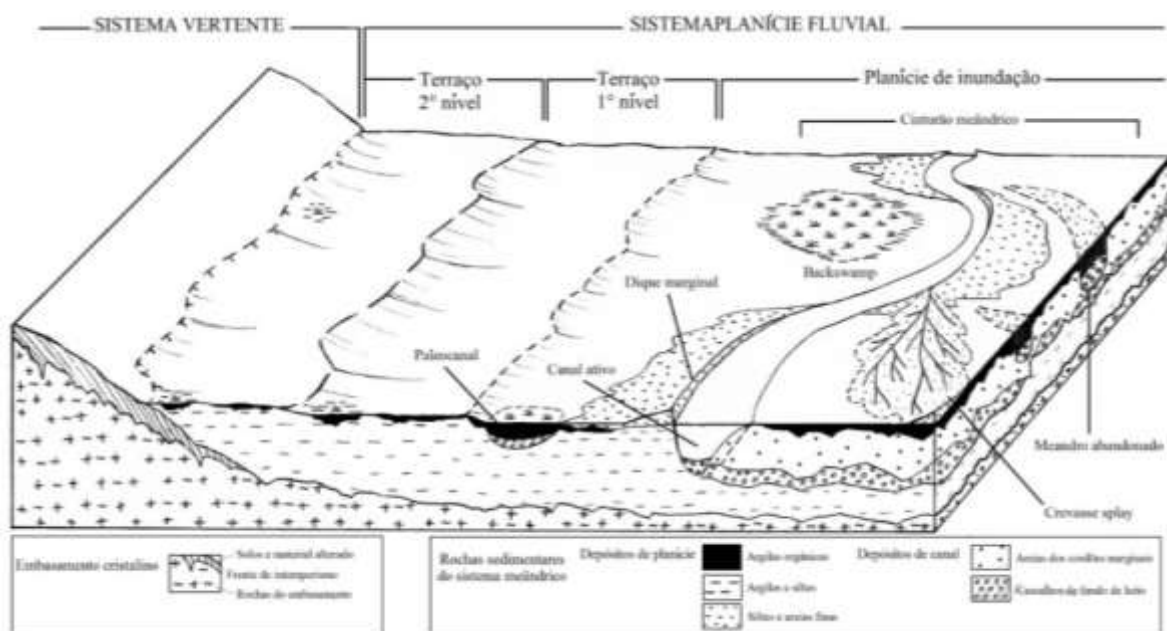


Figura 2. Conectividade entre as estruturas geomorfológicas e sua dinâmica
Fonte: Allen (1964)

O corredor fluvial, conforme aponta Souza (2004), é uma unidade geomorfológica importante, pois nela interagem vários elementos. Sob o ponto de vista do autoajuste, pode-se deduzir que os canais fluviais integram uma visão de conjunto do comportamento das condições naturais e das atividades humanas desenvolvidas em sua bacia hidrográfica (CUNHA, 2011). Assim, a *conectividade* (vias de interação) será adotada para as formas do relevo e da hidrodinâmica no sistema canal-planície de inundação (ROCHA, 2011), responsáveis pela redistribuição das descargas líquida e sólida nos compartimentos geomorfológicos da bacia hidrográfica nas perspectivas estrutural e funcional.

Um estudo recente elaborado por Rocha (2015) destaca que o conceito de conectividade tem sido utilizado para diferentes abordagens, dentro e entre a geomorfologia, a hidrologia e a ecologia (TURNBULL, 2008; WAINWRIGHT et al, 2011; FRYIRS, 2013). No trabalho de Wainwright et al. (2011), os autores fornecem um quadro contextual mais amplo para pesquisa interdisciplinar em que a conectividade estrutural e a funcional são estabelecidas como termos universais (ROCHA, 2015). A *conectividade estrutural* descreve a contígua integração existente entre as unidades de paisagem. São as ligações fisicamente existentes, em múltiplas escalas espaciais e temporais. A *conectividade funcional* representa a maneira pela qual as múltiplas características estruturais do sistema afetam processos geomórficos, ecológicos e hidrológicos (WESTER et al., 2014).

Ressalta-se que os sistemas aluviais e as planícies de inundação respondem intensamente a alterações na dinâmica do rio. Hoje, os ecossistemas (terrestre e aquático) situados em planícies aluviais de águas interiores estão entre aqueles com maior pressão antrópica, com o impacto das atividades humanas ocorrendo por ações diretas ou indiretas (COMUNELLO, 2001). No que diz respeito às intervenções diretas, destacam-se as construções de barragens para empreendimentos hidrelétricos. Os impactos podem ocorrer em via dupla com a chegada de sedimentos, acarretando o assoreamento do reservatório, ou através do controle desses sobre a descarga e carga transportada – mudanças na conectividade a jusante (BORGES, 2004; COELHO, 2007; COELHO, 2008; RITELA, 2014).

Diante do exposto, pesquisas em dinâmica fluvial têm se mostrado importantes instrumentos no planejamento e na gestão ambiental. Sua inclusão em termos qualitativos e quantitativos propicia um aprimoramento do relacionamento entre as práticas humanas e os recursos hídricos. Assim, os rios e suas bacias hidrográficas são uma variável importante para potencialidades na produção do Espaço Geográfico, seja como um limitador ou facilitador das atividades econômicas, seja para manutenção e

integridade dos ecossistemas (ARAÚJO, 2011, p. 22). Ainda, as contribuições têm adotado uma perspectiva temporal para as mudanças fluviais decorrentes da maior atuação do homem, em especial, com a construção de obras de engenharia (KUERTEN et. al., 2009; CUNHA, 2010).

No Brasil, os estudos de Borges (2004), Coelho (2007), Rocha (2009), Bayer (2010) e Bayer e Zancopé (2014) apontam disfunções na dinâmica ambiental de importantes bacias hidrográficas, como as dos rios Paraná, Doce e Araguaia, com ênfase em seus sistemas rio-planície de inundação. As evidências são aferidas ao considerarem mudanças nos processos associados à hidrodinâmica, bem como na morfologia de seus ambientes em virtude do uso da terra e da implantação de usinas hidrelétricas.

Cabe ressaltar a relevância do desenvolvimento de pesquisas e estudos no sistema hidrográfico do Alto rio Paraguai, pois essa área funciona como importante zona de aporte de água e sedimentos para o Pantanal, que, segundo McGlue et. al. (2012), é a maior zona úmida tropical do mundo, com grande biodiversidade. Nesse sentido, mudanças ambientais do Quaternário, sobretudo as vinculadas a atividades econômicas, são incertas. Para a compreensão de sua geomorfologia, é fundamental a concepção de que o Pantanal é uma bacia sedimentar ativa, que está sendo preenchida por um amplo trato deposicional dominado por sedimentação aluvial, sendo o rio Paraguai o rio-tronco coletor das águas de vários afluentes e leques aluviais (ASSINE et. al., 2005).

Desse modo, em Mato Grosso, pesquisas mais recentes relacionadas aos ambientes fluviais da bacia do Alto rio Paraguai têm sido desenvolvidas para compreensão da dinâmica atual do canal principal e da planície de inundação (SOUZA, 2004; BÜHLER e SOUZA, 2012; SILVA et. al., 2012; LEANDRO et. al. 2014; RITELA, 2014). Ademais, há trabalhos que apontam mudanças nas descargas, sólidas e líquidas, no corredor fluvial do canal principal (GRIZIO e SOUZA FILHO, 2010).

Entre os principais afluentes da bacia do Alto Paraguai em Mato Grosso destacam-se as bacias hidrográficas dos rios Sepotuba, Cabaçal e Jauru (RITELA, 2014; FÉLIX, 2018). Nesse contexto, importantes estudos apontam para mudanças nas bacias hidrográficas dos rios Cabaçal e Jauru, sobretudo em seus regimes hidrossedimentológicos, e na morfologia de seus sistemas rio-planície de inundação, sendo apontado como causa de tais alterações os usos e ocupação da terra com a agropecuária e barramentos (LIMA, 2018; DE PAULA, 2019).

Contudo, ao considerarmos as conectividades do sistema, observamos que ainda há a necessidade de abordagens sobre os efeitos dos usos da terra sobre a hidromorfodinâmica nos sistemas afluentes do rio Paraguai, como na bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Em vista disso, este estudo parte da hipótese de que a expansão da

ocupação e tipologias de usos da terra, a partir da segunda metade do século XX, ocasionaram mudanças no comportamento hidrodinâmico atual na rede de drenagem na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai - Mato Grosso e que tais alterações repercutem em variações morfológicas no trecho aluvial do rio principal.

OBJETIVO GERAL

A presente tese tem por objetivo analisar as interações hidromorfodinâmicas em função dos processos de apropriação desenvolvidos na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai - Mato Grosso nas últimas décadas, bem como o comportamento hidrossedimentológico atual em um ciclo sazonal no canal principal associado a evolução morfológica no sistema rio-planície de inundação em seu baixo curso.

Objetivos Específicos

- 1) Hierarquizar os diferentes compartimentos da bacia hidrográfica do rio Sepotuba com base em seus aspectos morfoesculturais;
- 2) Analisar a evolução das classes de uso da terra de acordo com as mudanças espaço-temporais na bacia hidrográfica a partir da supressão de suas coberturas vegetais;
- 3) Avaliar o comportamento hidrológico na bacia hidrográfica a partir de séries históricas, bem como os aspectos hidrodinâmicos em diferentes trechos do sistema de drenagem e possíveis influências das UHEs e usos da terra;
- 4) Identificar padrões atuais de circulação de sedimentos de fundo (características granulométricas), concentração em suspensão e aspectos hidrodinâmicos atuais;
- 5) Espacializar mudanças morfológicas no sistema rio-planície de inundação – baixo curso – em resposta aos processos de apropriação a montante.

RECORTE ESPACIAL DE INVESTIGAÇÃO

Diferentes estruturas deposicionais compõem a bacia sedimentar do Pantanal, onde o sistema do Alto rio Paraguai se destaca como coletor das águas de vários megaleques fluviais que drenam os planaltos adjacentes (ASSINE, 2003). Nesse contexto, na área de estudo, ocorrem os domínios do Planalto dos Parecis, Megaleque do Sepotuba (Unidade XIII), descrito por Silva (2010) como uma unidade paleogeomorfológica, e as Planícies Fluviais do Paraguai (Unidade I) – domínio constituído pela planície meandriforme com depósitos atuais (Figura 3).

Localizada na porção sul do estado de Mato Grosso, a bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai, com 173.874,21 km², é constituída por importantes sistemas de drenagem inseridos em áreas de Planalto que logo alcançam o sistema de planícies e megaleques aluviais¹, com destaque para o Pantanal Norte. Assine et al. (2015) reforçam sua importância ao considerar que o Pantanal é uma bacia sedimentar situada no Centro-Oeste do Brasil, caracterizada pela presença de um moderno trato deposicional aluvial e pela interação de vários tipos de sistemas desenvolvidos em uma das maiores e mais importantes áreas úmidas do planeta.

Conforme denota Silva (2010), os depósitos quaternários indiferenciados estão posicionados na parte distal do paleoleque do Sepotuba, constituindo, juntamente com os do paleoleque do Jauru, áreas sedimentares quaternárias, topograficamente mais altas, formando terraços. O autor aponta, ainda, a possibilidade de que ambos os conjuntos sejam oriundos de leques aluviais arenosos e que as estruturas sedimentares que poderiam ter existido tenham sido destruídas por liquefação provocada pela elevação do freático e/ou pela pedogênese, à semelhança do que ocorreu no terraço médio do rio Paraná (SOUZA FILHO, 1993; SOUZA FILHO e STEVAUX, 1997, 2004).

Assine et al. (2015) apresentam um esquema de classificação que descreve a bacia do Pantanal, em que sistemas distintos estão relacionados à área-fonte específica. Os autores identificaram quatro categorias principais: (a) planícies do rio tronco; (b) leques fluviais com bacias de captação em planaltos sedimentares; (c) leques fluviais formados por rios provenientes de terrenos pré-cambrianos arrasados; e (d) planícies interleques. Nessa perspectiva, a área de estudo é um complexo de peças pretéritas e atuais em diferentes estágios de evolução.

¹ O Pantanal não é uma planície geomorfologicamente homogênea, resultando em “diversos pantanais”, cada um com características próprias de morfologia e dinâmica de inundações (ASSINE, 2003).

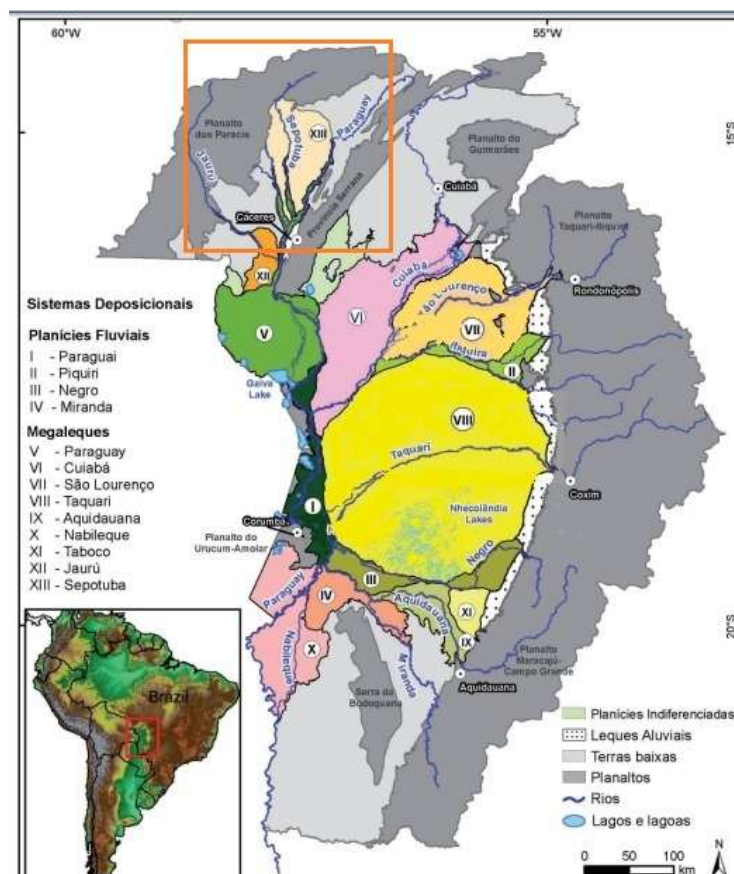


Figura 3. Classificação dos domínios geomorfológicos da bacia hidrográfica do alto rio Paraguai – BAP (modificado de Assine e Silva, 2009), com destaque à área de estudo
Fonte: ASSINE et al. (2015)

Nesse contexto, a opção pela investigação da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com 9.827,98 km², foi baseada em seu contexto geomorfológico entre as bordas da Chapada e Planalto dos Parecis e a planície e pantanais mato-grossenses; em sua importância fitofisionômica ao considerarmos as transições entre o Cerrado e a Floresta Amazônia, bem como na contribuição de seu sistema fluvial para o Pantanal. Ressalta-se, ainda, que os processos de apropriação do solo e relevo com a conversão de sua fitofisionomia, sobretudo em áreas de pastagem para fins agropecuários, resultam em mudanças no sistema fluvial (SILVA et al., 2011; SILVA et al., 2015).

Do ponto de vista político-administrativo, os municípios de Tangará da Serra e Cáceres, são os pólos regionais, que se sobrepõem ao sistema hidrográfico do rio Sepotuba. Ainda destacam-se os municípios de Lambari D'Oeste, Barra do Bugres, Salto do Céu, Nova Olímpia, Santo Afonso, Nova Marilândia, Campo Novo do Parecis e Reserva do Cabaçal. Cabe, portanto, identificar as interações hidromorfodinâmicas presentes na bacia hidrográfica do rio Sepotuba a partir de seu sistema rio-planície de inundação, cerne da presente tese (Figura 4).

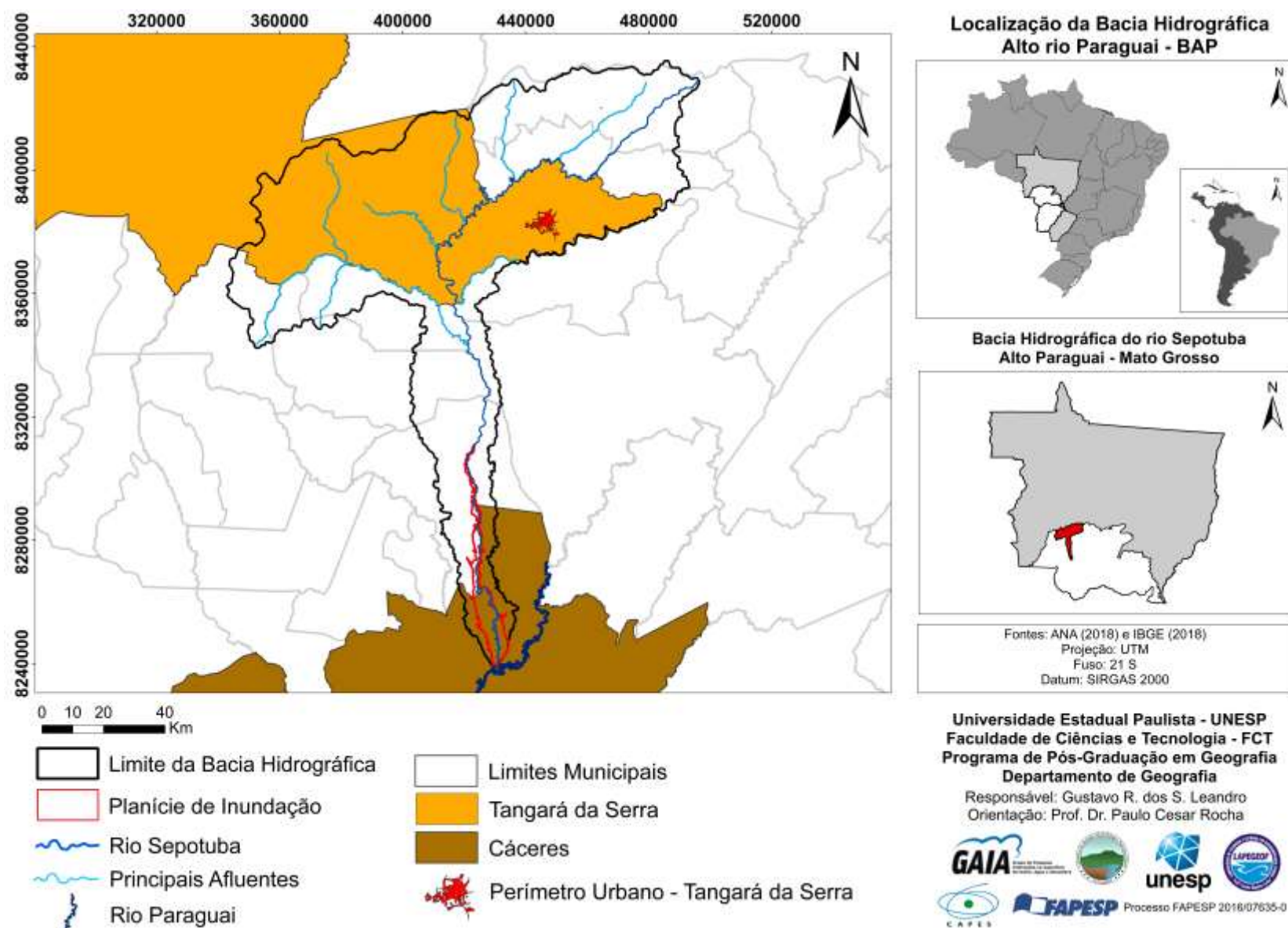


Figura 4. A) Localização da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, no alto rio Paraguai em Mato Grosso. Destaque para importantes arranjos espaciais sobrepostos a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, e seu sistema canal-planície de inundação. **Elaboração:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

CAPÍTULO 1

REFERENCIAL TEÓRICO CONCEITUAL



1.1. Considerações iniciais sobre análises integradas a partir de elementos da paisagem

Na natureza, as interações entre matéria e energia se processam através de relações em equilíbrio dinâmico. Contudo, esse equilíbrio é frequentemente alterado pelas intervenções do homem nos diversos componentes da natureza, gerando estado de desequilíbrios temporários ou até permanentes (ROSS, 1994). Drew (1996) considera que tais intervenções nos sistemas, em diferentes níveis, deflete a direção das correntes de energia, altera sua magnitude e diminui ou acrescenta sua concentração.

Nesse contexto, Ross (2006) afirma que as sociedades humanas não devem ser tratadas como elementos estranhos à natureza e, portanto, aos ambientes onde vivem. Ao contrário, precisam ser vistas como parte fundamental dessa dinâmica representada pelos fluxos energéticos que fazem funcionar o sistema como um todo. Isso ocorre porque as progressivas alterações até então inseridas pelos humanos nos diferentes componentes afetam cada vez mais a funcionalidade do sistema e, com frequência, induzem a graves processos degenerativos no ambiente natural, em primeiro momento, e na própria sociedade, em prazos mais longos.

Em síntese, para tratar das questões ambientais e das leis da sociedade que determinam as relações de produção no espaço e no tempo, faz-se necessário o entendimento das leis da natureza. Dessa forma, há de se considerar as ações e reações condicionadas pela matéria e pelas fontes de energia, bem como os processos circulares e os fenômenos rítmicos (CASSETI, 1991). Torna-se evidente que tais ações não podem ser confinadas e que elas acarretam consequências em muitas partes do meio físico, além do local de intervenção (DREW, 1996).

Face aos problemas ambientais decorrentes das práticas econômicas predatórias, além da degradação generalizada, Ross (2006) evidencia a importância de um planejamento territorial ambiental que leve em consideração não somente o desenvolvimento econômico e tecnológico, mas também as potencialidades dos recursos e, sobretudo, as fragilidades dos ambientes naturais perante às distintas inserções da sociedade na natureza. Dessa forma, as análises ambientais com enfoque geográfico prescindem dos mesmos princípios da Geografia, os quais visam atender às relações das sociedades humanas de um determinado território (espaço físico) com o meio natural, ou seja, com a natureza do território. A natureza, nesse caso, é vista como recurso, ou seja, como suporte.

Diante do exposto, Ross (2006) destaca que são importantes as noções de organização do espaço natural e seus fluxos, conforme postula Ab'Sáber (1994), e de

espaços construídos com uma interação entre fixos e fluxos, segundo Santos (1985), bem como as relações entre os fluxos de energia e matéria entre os componentes da natureza e o uso dos recursos naturais pela sociedade, de acordo com Ross et al. (1995). Portanto, o relevo se refere ao produto do antagonismo entre as forças endógenas e exógenas, de grande interesse geográfico, não só como objeto de estudo, mas por ser nele – o relevo – que se reflete o jogo das interações naturais e sociais (CASSETI, 1991).

Desse modo, adotou-se como pressuposto, na presente tese, a abordagem integrada de elementos da paisagem, ou seja, dos componentes naturais, como o sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, bem como os efeitos das práticas de uso e apropriação de sua bacia hidrográfica. Nessa perspectiva, assume-se a bacia hidrográfica como unidade espacial de análise e o sistema rio-planície de inundação como elementos da paisagem que sintetizam e registram as dinâmicas e processos socioambientais.

1.1.1. Bacia de drenagem: conceitos fundamentais da unidade espacial de análise

As bacias hidrográficas constituem porções da superfície terrestre drenada por um rio principal e seus tributários. Desse modo, representa a área de captação natural da água da precipitação, que faz convergir o escoamento para um único ponto de saída através do sistema de drenagem (SILVEIRA, 1993). Nessas relações, estão intrínsecos os processos erosivos, de transporte e deposição dos materiais, que são retrabalhados pela força cinética da água – aqui destacados os diferentes tipos de sedimentos e a forma em que estão dispostos na coluna d'água (suspensão e de fundo).

A classificação de bacias hidrográficas obedece diferentes critérios, por exemplo, o escoamento, ou seja, seus padrões consideram a direção em que as águas fluem. Desse modo, a drenagem e a identificação de seus padrões podem auxiliar na compreensão de suas dinâmicas internas e de seus efeitos a jusante. Horton (1945) *apud* Suguio (1990) destaca que a composição de uma rede de drenagem obedece a certos conjuntos de “leis” e que, portanto, a ideia de hierarquia fluvial permite uma análise das bacias hidrográficas através do comportamento das características dos rios.

Por conseguinte, como enfatiza Knighton (1998), o caráter e o comportamento do sistema fluvial em um determinado local refletem o efeito integrado de um conjunto de fatores controladores, tais como: clima, geologia, uso do solo e morfometria da bacia, os quais, juntos, determinam o regime hidrológico, a quantidade e o tipo de sedimentos fornecido. O nível de base também é muito importante. Portanto, os rios são

considerados corpos dinâmicos cujas características variam no tempo e espaço em consequência de mudanças nos padrões ambientais.

Suguio e Bigarella (1990) iniciam a abordagem sobre os canais fluviais destacando sua importância enquanto agentes modeladores da superfície terrestre, a partir dos processos e interações que suas correntes desempenham, bem como o condicionamento ambiental da própria vida.

Alterações naturais, como clima e reajuste morfológico constante do canal, além das atividades econômicas, alteram o perfil dinâmico de estado “equilibrado” do sistema. Isso promove modificações no fluxo energético de saída, assim como novos aportes de matéria (sedimentos). Essas modificações exigem que o sistema promova adaptações, modificações em busca da retomada do perfil de equilíbrio dinâmico. São processos tais como mudança de canal (avulsão) – gerando paleocanais, lagos e terraços; colmatagem (sedimentação de rios e lagos – assoreamento), processos erosivos, entre outros, a depender da escala espacial e temporal (CARVALHO, 2009a).

Os estudos em Geomorfologia Fluvial, de acordo com Latrubesse et al. (2005), têm avançado nas últimas décadas, sobretudo com ênfase nos processos morfogenéticos, sedimentológicos e hidro-sedimentológicos, na hidrologia de inundação e nas relações entre tectonismo e processos fluviais. Contudo, ressaltam que, mesmo com esses avanços, o conhecimento dos rios tropicais ainda é restrito devido à grande extensão das regiões tropicais e à magnitude desses rios.

Pouco mais de uma década depois, Duarte e Marçal (2017) iniciam a discussão sobre os estudos fluviais considerando que, nos últimos anos, as análises geomorfológicas em bacias hidrográficas tem passado por uma transformação metodológica importante em resposta aos problemas ambientais contemporâneos, sobretudo em função do impacto humano nos rios. Conforme as autoras, as alterações nos rios e nas encostas, através das intervenções de engenharia visando a expansão urbana e agrícola, as relações entre mudanças no uso do solo com erosão, assoreamento e inundações de canais, bem como as relações das mudanças climáticas com magnitude e frequência de processos, são questões complexas que demandam novas abordagens conceituais e metodológicas.

1.1.2. Conceito de Conectividade

Conforme discutido anteriormente, os sistemas apresentam interações no que diz respeito a estrutura e funcionalidade. Os sistemas ambientais, bem expressos pelas bacias hidrográficas, não são diferentes. As interações ocorrem a partir dos aspectos geomorfológicos, hidrológicos e ecológicos. Portanto, Rocha (2015) aponta a conectividade como uma importante ferramenta conceitual que surge recentemente para auxiliar as pesquisas transversais.

De modo geral, ainda, os conceitos acerca da conectividade expressam uma ideia mais específica do que a Teoria Geral dos Sistemas (TGS) apresenta. Tendo em mente a TGS, fica mais simples entender a questão estrutural e funcional da conectividade, considerando-se basicamente os fluxos de matéria e energia dentro e entre os sistemas geo-hidro-ecológicos (ROCHA, 2015).

Bracken e Croke (2007) identificam três principais tipos de conectividade enfatizando o meio físico: (i) a conectividade da paisagem (ou do modelado), relativa à ligação física das formas de relevo; (ii) a conectividade hidrológica, referindo-se à passagem de água através da bacia hidrográfica; e (iii) a conectividade sedimentológica, relativa à transferência de sedimentos através de uma bacia hidrográfica. À esta tipologia, pode-se acrescentar, ainda, o aspecto biótico e a conectividade ecológica, expressos pela cobertura vegetal e com destaque para as zonas ripárias².

Desse modo, para Cunha e Guerra (2011), a Geomorfologia pode possuir um caráter integrador, na medida em que procura compreender a evolução espaço-temporal dos processos do modelado terrestre e tendo em vista escalas de atuação desses processos, antes e depois da intervenção humana, em um determinado ambiente.

Fryirs (2013) descreve a conectividade em sistemas geomórficos como a transferência de sedimentos entre diferentes compartimentos da bacia hidrográfica através da água. As partes do relevo da bacia formam uma cascata no fluxo de sedimentos entre as diferentes partes da bacia, que podem funcionar como armazenamento de sedimento ou como área fonte ou, ainda, como sumidouros. Nesse processo, os sedimentos podem ser adicionados ou removidos em diferentes escalas temporais. Nesse caso, o conceito de des-conectividade pode então ser descrito como o

² Kobiyama (2003, p.1) apresenta como conceito de Zona Ripária um espaço tridimensional que contém vegetação, solo e rio. Sua extensão é horizontalmente até o alcance da inundação e verticalmente do regolito (abaixo) até o topo da copa da floresta (acima). Com base nessa colocação, pode-se afirmar que a Zona Ripária está intimamente ligada ao curso d'água, mas os seus limites não são facilmente demarcados. Em tese, os limites laterais se estenderiam até o alcance da planície de inundação (RAMOS, 2012).

grau em que o contínuo transporte de sedimentos é interrompido ou limitado e é usado para entender os (des) caminhos de ligação de transporte de sedimentos (BARTMAN et al., 2013).

Nesse sentido, Duarte e Marçal (2017) discutem que diversos autores apontam para a necessidade de se identificar os bloqueios que impedem ou diminuem a conectividade da paisagem em bacias hidrográficas e distinguem três tipos de bloqueios: zonas tampão (*buffers*), barreiras (*barriers*) e zonas de coberturas (*blankets*). As zonas tampão são formas que impedem a entrada de sedimentos na rede de canais e perturbam a conectividade lateral. As barreiras estão presentes no interior da rede de canais e influenciam a conectividade longitudinal. Já as zonas de coberturas rompem as ligações verticais, podendo ocorrer ao longo do canal e sua planície de inundação.

Duarte e Marçal (2017) salientam, ainda, que algumas formas de relevo, aqui definidas como bloqueios, exercem influência na transferência de sedimento e água por escoamento superficial entre compartimentos da paisagem e, conseqüentemente, no aporte destes na rede de canais. Sendo assim, podem atuar como estoques de sedimento temporário, rompidos sob uma dada condição de energia. Em estudo de caso, apresentaram as principais tipologias de bloqueios identificados no rio Sana (Quadro 1).

Quadro 1. Tipologias de bloqueios identificados na Bacia do rio Sana, Rio de Janeiro

Zonas Tampão (<i>Buffers</i>)	
Tipo de Bloqueio	Definição
Depósito de encosta	Terreno com declividade suave que se encontra entre a encosta escarpada e planície de inundação.
Planície de inundação e terraços	Superfície plana adjacente ao canal principal em um vale não confinado ou parcialmente confinado.
Tributário preenchido	Sistema tributário preso atrás de um terraço, planície de inundação, outro tributário preenchido ou controle estrutural.
Cabeceira de drenagem entulhada	Superfície côncava com declividade suave, sem canal bem definido, restrito por controle estrutural.
Estrada	Superfície caracterizada por morfologia antropogênica situada em encosta ou planície de inundação.
Barreiras (<i>Barriers</i>)	
Tipo de Bloqueio	Definição
Confluência tributário/canal principal alterada	Intervenção antrópica na morfologia da confluência de um tributário com canal principal.

Fonte: Duarte e Marçal (2017)

Portanto, em estudos geomorfológicos, nos quais os rios são considerados os principais elementos da paisagem, há de se considerar as dinâmicas hidrossedimentológicas – essas sendo bem expressas no sistema rio-planície de inundação. Diante disso, Corradini et al. (2006) atentam para a fragilidade dos ambientes de planície à antropização. Conforme os autores, da mesma forma em que as características físicas das unidades geomorfológicas da planície controlam a distribuição da vegetação, fornecem diferentes qualidades para o seu uso e ocupação. Estradas, construções, tipo de lavoura ou de plantação são determinados de acordo com as características de cada unidade. Esse fato estende o conceito de conectividade para além da ocupação natural, envolvendo as atividades socioeconômicas na planície.

Em relação as implicações ambientais do uso da água para a geração de energia (Guerra e Marçal, 2006) afirmam que as usinas hidrelétricas podem provocar retenção de uma grande quantidade de sedimentos, comprometendo a vida útil e o próprio funcionamento da usina hidrelétrica. Consequentemente, diminui significativamente a quantidade de sedimentos que eram transportados ao longo do rio, em especial a jusante da barragem. Tais mudanças tem que ser levado em consideração, pois interfere na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica como um todo, sobretudo quando consideramos rios de médio e grande porte.

1.1.3. Canais fluviais e sua dinâmica

Do ponto de vista geomorfológico, o termo rio é utilizado para designar “corrente canalizada” ou confinada. O termo também pode se referir aos canais sem água das regiões mais secas. Geologicamente, a palavra rio é empregada geralmente para se referir ao tronco principal de um sistema de drenagem. Em linhas gerais, rio constitui um corpo de água corrente “confinado num canal” (SUGUIO, 1990; ASSINE, 2003; ASSINE et al., 2015). Nesse sentido, o autor categoriza os rios como efêmeros, intermitentes e perenes³. Cabe salientar, ainda, as denominações regionais para a diversidade de canais fluviais existentes nas mais variadas escalas.

Em uma bacia hidrográfica, as características de cada *tipologia de leito, tipologia de canais, tipologia de padrões de drenagem*, analisadas em conjunto, promovem uma

³ As precipitações e a relação com o fluxo do lençol subterrâneo influem sobre as características do deflúvio dos rios. Aqueles que não são abastecidos pelas águas subterrâneas e, que, portanto, contêm água somente durante e após chuvas, permanecendo secos a maior parte do ano, são chamados **efêmeros**. Canais **intermitentes** contêm água em certa época do ano e apresentam-se seco noutra. Os **perenes** apresentam água no seu canal, sendo alimentados por um fluxo mais ou menos estável do lençol.

dinâmica peculiar das águas correntes que, associada a uma *geometria e hidráulica*, resulta em processos fluviais específicos (CUNHA, 2001a). Portanto, há de se considerar suas especificidades conforme as características e contextos de cada canal fluvial, bem como de sua respectiva bacia hidrográfica.

As tipologias de leito apresentam relação direta com a dinâmica das águas em seu estágio de escoamento. Isso ocorre porque cada nível ou tipologia de leito é ocupado conforme as variações no volume escoado (expressas pela vazão⁴) em diferentes escalas de tempo (Quadro 2 e Figura 5). Para Dias-Oliveira (2012), a vazão constitui-se em uma das variáveis hidrodinâmicas que mais influenciam nos processos agradacionais/degradacionais, sendo responsável pela construção e manutenção das propriedades geométricas contidas na seção transversal.

Considerando as particularidades dos canais, seja no contexto de bacia hidrográfica ou em trechos do perfil longitudinal, a dinâmica da vazão apresenta variações (TUCCI, 2004). Consequentemente, diferentes estágios de leito poderão ocorrer, sendo bem expresso o leito de vazante por onde o talvegue percorre quase que constantemente (Figura 5).

Quadro 2. Classificação proposta para o leito dos canais fluviais em diferentes níveis

TIPO DE LEITO	CARACTERÍSTICAS
Leito vazante	Parte do canal por onde correm, preferencialmente, para o escoamento das águas baixas. Normalmente ele serpenteia entre as margens do leito menor, acompanhando o talvegue.
Leito menor	Leito bem delimitado, encaixado entre as margens, geralmente, bem definidas, cuja frequência das águas impede o crescimento da vegetação.
Leito maior	Leito maior periódico ou sazonal, ocupado pelas águas do rio regularmente e, pelo menos uma vez no ano durante as cheias.
Leito excepcional	Leito maior excepcional é ocupado durante as cheias excepcionais no decorrer das enchentes.

Fonte: Cunha (2001a apud TRICART, 1966).
Org. André Luiz N. Coelho.

⁴ O tempo de concentração dependerá da cobertura na bacia (presença de vegetação e demais tipos de ocupação), modificações artificiais no canal (regularização da vazão), distribuição, duração e intensidade da precipitação e tipo de solo (TUCCI, 2004).

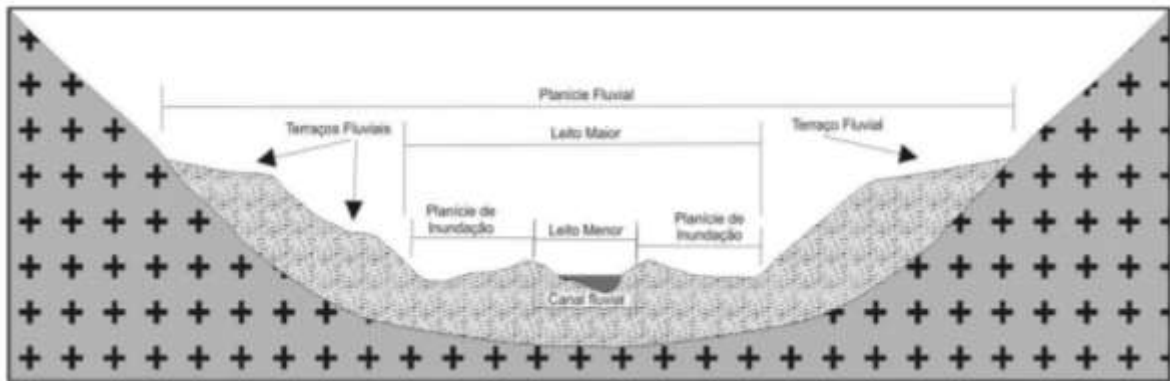


Figura 5. Croqui esquemático de uma planície fluvial com subsistemas e formas associadas
Org: Luz (2015)

Assim como é possível distinguir os principais fenômenos que compõem o ciclo hidrológico, é também possível identificar os processos que regem o deslocamento de partículas sólidas que, em conjunto, constituem o ciclo hidrossedimentológico. Esses processos são erosão, transporte, decantação (ou sedimentação), depósito e consolidação (BORDAS e SEMMELMANN, 2004). Tais processos tornam-se bem expressos em diferentes setores do sistema fluvial (Figura 6).

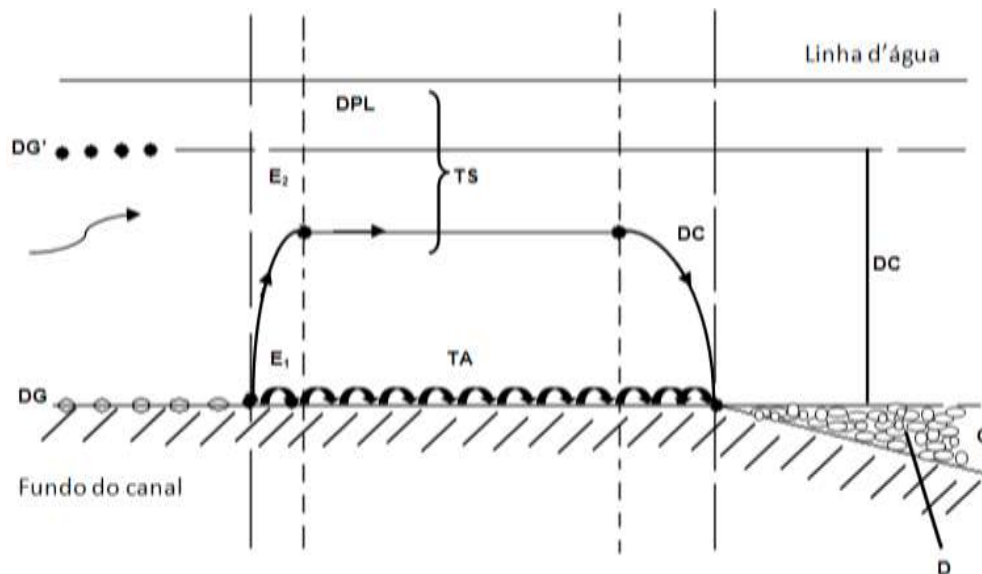


Figura 6. Ilustração do ciclo hidrossedimentológico onde: DG e DG'= Produtos finais da desagregação; E= Erosão (E₁ – material grosso E₂ – material fino); T= Transporte (TA por arraste e TS por suspensão); DC= Decantação; D= Depósito e C= Consolidação do depósito
Fonte: Bordas e Semmelmann (2004). **Adaptado de:** Leandro (2015)

Church (1996) pontuou alguns fatores que controlam os processos físicos nos rios e que, segundo ele, refletem na morfologia dos canais fluviais:

1. Volume e tempo de distribuição da água provida de montante da bacia;
2. Volume/característica do sedimento fornecido para o canal;

3. Natureza do material através do qual os rios fluem;
4. Contexto geológico local da paisagem fluvial.

O autor destaca, ainda, fatores secundários que influenciam na morfologia do canal, como o clima regional, a vegetação natural e a atuação do homem (uso da terra/construção de barragens). Contudo, sobre os efeitos das barragens, Coelho (2008) e Ritela (2014) apontam significativas mudanças no aporte de sedimentos com repercussões a montante nos reservatórios, e a jusante, tais como assoreamento na desembocadura de afluentes; formação de novas áreas de inundação; intensificação dos processos erosivos, entre outros.

As formas de relevo de origem fluvial são construídas a partir do escoamento concentrado da água em seus canais. A esse escoamento, dá-se o nome de vazão, cujo volume depende do regime hidrológico da bacia hidrográfica onde os canais estão inseridos (NOVO, 2008, p. 219). Nesse sentido, Christofolletti (1981) considerou também que a dinâmica de transporte está diretamente relacionada com a velocidade das águas. O autor salientou, ainda, a relação entre a velocidade média (m/s^{-1}) e suas variações com a granulometria do material (mm), portanto, responsável pela morfologia fluvial em cada compartimento do perfil longitudinal e transversal conforme a predominância dos processos erosivos, de transporte e deposicionais.

Sobre os processos erosivos, Guerra e Guerra (2006) destacam que alguns autores são muito restritos no conceito de erosão, considerando-a apenas como o trabalho mecânico de destruição – exercido pelas águas correntes, carregadas de sedimentos. Em nada, porém, se justifica o fato de não se considerar como erosão a decomposição química feita pelas águas correntes, contanto que se considere, no sentido amplo, a destruição das formas salientes. Pode-se distinguir vários tipos de erosão: a) erosão acelerada; b) erosão elementar; c) erosão eólica; d) erosão fluvial; e) erosão glaciária; f) erosão marinha; g) erosão pluvial (GUERRA e GUERRA, 2006).

Conforme destacam Suguio e Bigarella (1990), as águas correntes provocam erosão não só pelo impacto hidráulico, mas também por ações corrasivas e corrosivas. Na corrasão, as partículas em transporte apresentam um efeito abrasivo sobre a rocha e sobre outras partículas. A corrosão resulta na dissolução de material solúvel por ocasião da percolação de água. A erosão provê a carga a ser transportada pela corrente. A carga compreende não apenas o material sólido arrastado no fundo, mas também o carregado em suspensão.

Ainda segundo Thorne e Tovey (1981), outros fatores condicionam a erosão das margens fluviais, com destaque para a granulometria dos sedimentos, a geometria e a

estrutura do barranco, as propriedades mecânicas do material, as características hidrodinâmicas do fluxo nas proximidades das margens, bem como as condições climáticas.

Nos canais abertos, ocorrem diversos tipos de fluxos que, conforme a característica envolvida, são denominados de laminares e turbulentos, uniformes e não-uniformes, estáveis e instáveis (CHRISTOFOLETTI, 1981). Conforme o autor, o fluxo laminar ocorre quando a água escoar ao longo do canal reto, suave, a baixas velocidades, fluindo em camadas paralelas acomodadas umas sobre as outras; diferentemente dos fluxos turbulentos, que são caracterizados por uma variedade de movimentos caóticos, heterogêneos, com muitas correntes secundárias. Juntamente com a movimentação, há a difusão e a mistura constantes entre as camadas, as quais são mutáveis ao longo do tempo, bem como o perfil longitudinal e transversal com o aumento do cisalhamento.

O transporte de sedimentos pelo canal é o produto final da atuação de uma série de processos que se iniciam com a precipitação sobre a bacia hidrográfica e que, ao longo de seu caminho pelas vertentes, interagem com uma gama de variáveis, a saber: cobertura vegetal, tipo de solo e de rocha, pendente, além do tipo de uso e de ocupação. Dessa forma, é evidente que a análise da carga suspensa transportada é fator de grande importância para a compreensão da dinâmica da bacia e do estado de degradação ou preservação em que ela se encontra (LELI et al., 2010). As correntes fluviais podem transportar a carga sedimentar de diferentes maneiras (suspensão, saltação e rolamento), de acordo com a granulometria das partículas (tamanho e forma) e das características da própria corrente (turbulenta, laminar).

Nesse sentido, é possível distinguir três tipos de cargas sedimentares transportadas pelas correntes fluviais, a saber:

Carga dissolvida: transporte por solução química na mesma velocidade da água. Depende dos fatores como vegetação, solo, rocha, entre outros. Christofolletti (1981) destaca que os constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução compõem esse tipo de carga. Conforme o autor, há acentuada deficiência de informações sobre os mecanismos de transporte da carga dissolvida quando comparada à minuciosa focalização dirigida aos processos de transporte mecânico (suspensão e carga de leito).

No conjunto global da superfície terrestre, considera-se o cálcio o principal elemento transportado em solução que, sob a forma de bicarbonato, é quimicamente estável durante o tempo envolvido no transporte fluvial, embora possa ser reduzido pela atividade dos organismos nos trechos de movimentação lenta das águas. Em seguida,

encontra-se a sílica e o ferro, mas suas proporções variam conforme as influências das condições climáticas sobre os processos de meteorização (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Carga em suspensão: Constitui-se de partículas finas (silte e argila) que se conservam suspensas na água até a velocidade do fluxo decrescer (fluxo turbulento para laminar). Segundo Christofolletti (1981), a diferenciação entre carga em suspensão e carga de leito baseia-se mais no mecanismo de transporte do que no tamanho da partícula. Em geral, a carga em suspensão é a fração mais fina do material do leito, sendo mantida suspensa pela ação de turbulência do fluido. Cabe salientar, ainda, que a quantidade de material por unidade de volume pode variar conforme a profundidade e a vazão.

Carga do leito do rio: formada por partículas de tamanhos maiores (areia e cascalho) que saltam ou deslizam ao longo do leito fluvial, podendo também ser transportadas por deslizamento ou rolamento na superfície do leito. Devido ao volume e à densidade das partículas, a velocidade da carga de leito é muito mais lenta que a do fluxo, pois as partículas podem se deslocar de modo intervalado (CHRISTOFLETTI, 1981).

Desse modo, a carga suspensa é extremamente importante nos processos fluviais e seu conhecimento é imprescindível ao gerenciamento de um rio. A carga suspensa juntamente com a carga de fundo de um rio controlam a morfologia e o padrão do canal, as características da planície de inundação, além de interferirem na ecologia e no uso da água fluvial (LELI et al., 2010), tal como a carga dissolvida presente no fluxo de água.

Nesse contexto, a geometria do um sistema fluvial reflete um estado de quase equilíbrio entre vários fatores inter-relacionados. Alguns desses fatores, como descarga, carga sedimentar e diâmetro dos sedimentos transportados, atuam independentemente dentro do canal, pois são controlados por elementos externos, tais como litologia e estrutura do substrato (BIGARELLA e MOUSINHO *apud* SUGUIO, 1990). Conforme o autor, suas configurações, em planta, são denominadas padrão de canal. Os canais fluviais podem adquirir várias formas como resultado de ajustes à seção transversal, sendo aparentemente controladas pela carga sedimentar transportada e pelas suas características.

Conforme argumentam Riccomini et al. (2009), a maioria dos estudos sobre os rios e seus padrões de canais emprega uma classificação fundamentada em quatro classes básicas de canais, designados de retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado, ou respectivamente, de *straight*, *meandering*, *braided* e *anastomosed*. Parâmetros morfométricos, como sinuosidade, grau de entrelaçamento e relação entre largura e profundidade, são parâmetros de classificação (Figura 7). Os canais retilíneos

ocorrem em trechos dos canais com predominância dos outros padrões de canal, sobretudo quando ocorre controle estrutural (linha de falha, por exemplo).

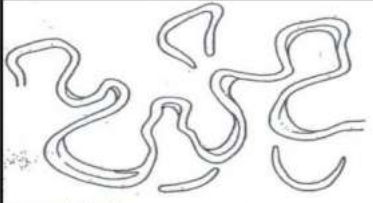
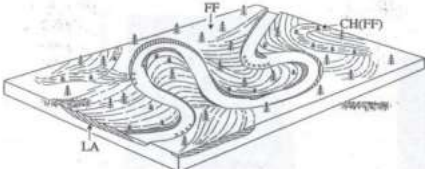
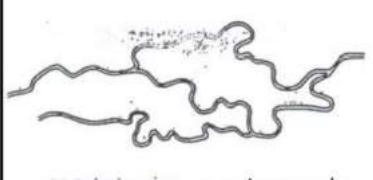
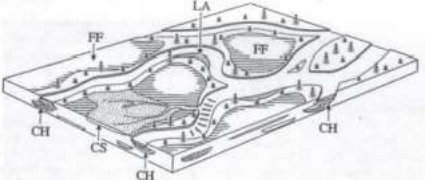
Padrões de canal	Modelos arquitetônicos fluviais	Elementos arquitetônicos fluviais
 meandering meandrante		LA - Macroformas de acreção lateral FF - Finos da planície de inundação CH - Canal
 braided entrelaçado		GB - Barras de seixos e cascalhos e formas de leito SG - Sedimentos de fluxos gravitacionais
 anastomosing anastomosado		SB - Formas de leito arenosas CS - Depósitos de rompimento de dique

Figura 7. Padrões de canal e sistemas deposicionais associados
Modificado: Miall (1996)

Canais retilíneos apresentam relações com controles estruturais; contudo, seu talvegue pode ter configuração sinuosa devido ao transporte de sedimentos e à construção de barras laterais, dispostas alternadamente em cada margem (SUGUIO, 1990; SILVA et al., 2008).⁵ Os canais meandranes, por sua vez, apresentam sinuosidade com curvas harmoniosas, largas e semelhantes entre si, através de um trabalho contínuo de escavação na margem côncava e de deposição na margem convexa (local de menor velocidade) (CHRISTOFOLETTI, 1981).

No padrão entrelaçado (*braided*), ocorrem múltiplos canais separados por ilhas e barras. As barras, com tendência instável, não apresentam cobertura vegetal e são submersas nos períodos de cheia. A principal característica desse padrão é a divisão e união de canais sucessivamente devido à divergência e convergência do fluxo, o que contribui para a alta razão de atividade em relação a outros padrões (KNIGHTON, 1999).

⁵ Consideram-se ao menos quatro padrões de canais, a saber: meandrante, anastomosado, entrelaçado e retilíneo. Os padrões podem ocorrer em diferentes trechos dos canais fluviais a depender de uma série de características como o substrato rochoso, tipo de sedimentos, mudanças de ordem climática, entre outros (SUGUIO, 1990).

Diferentes fatores controlam a morfologia dos canais fluviais e suas inter-relações, conforme apontado (RICCOMINI et al., 2009). Segundo os autores, se em uma dada região a vegetação for abundante, as raízes das plantas oferecerão resistência à erosão, causando a estabilização das margens dos canais. Essa condição favorecerá o desenvolvimento de canais meandantes e anastomosados. No cenário oposto, com baixa cobertura vegetal, predominarão rios entrelaçados.⁶

Em condições de desequilíbrio no sistema, novas relações entre o trabalho do canal e a forma adequada para executá-lo serão estabelecidas com o decorrer do tempo, até que um novo estado de ajuste se estabeleça. Nesse intervalo de tempo, o sistema percorre uma trajetória de readaptação, e o entendimento das relações entre processos e formas se tornam complexos (ROCHA, 2010). O conjunto canal-planície indica desajuste entre o atual (canal) e o antigo (planície) no rio Paraguai (SILVA et al. (2008). Conforme discutido pelos autores, a planície deve ter sido construída por um rio anastomosado, hoje descaracterizado pelo canal ativo, que inclusive deve ter removido os diques marginais antigos.

Nesse sentido, mudanças no sistema, sejam no sentido longitudinal ou transversal, são bem expressas nos grandes sistemas aluviais. Conforme apontam Latrubesse et al. (2009), o padrão de canal do médio Araguaia tem sido definido como *anabranching* de baixa sinuosidade com tendência ao entrelaçamento (*braided*). A tendência à mudança, apontada pelos autores, pode ter relação com a carga de sedimentos (acréscimo na carga transportada em decorrência do uso e ocupação na bacia – conectividade estrutural).

Duas noções surgem como importantes para o transporte fluvial: competência e capacidade. A primeira retrata o tamanho das partículas que podem ser movimentadas pelo fluxo, sendo denominada pelo maior diâmetro encontrado entre os detritos transportados como carga de leito. A capacidade relaciona-se com a quantidade de material que pode ser movimentada por unidade de tempo (CHRISTOFOLETTI, 1981). De acordo com o autor, a granulometria dos sedimentos fluviais vai diminuindo em direção a jusante, o que representa diminuição na competência do rio.

Portanto, conforme destaca o autor, o transporte da carga em suspensão é controlado pelo volume de sedimentos que são fornecidos os cursos de água, enquanto que o volume dos sedimentos grosseiros (carga de leito) é controlado ou limitado pela

⁶ Como a abundância de vegetação está ligada a climas úmidos, os rios meandantes e anastomosados estão preferencialmente ligados a essa condição climática. Os rios anastomosados, em particular, dependem fortemente da ação da vegetação na fixação das margens. Rios entrelaçados, por sua vez, são mais comuns em regiões áridas, como no deserto de Nazca, Peru, proglaciais ou periglaciais (RICCOMINI et al., 2009).

capacidade de transporte. Desse modo, segundo Luz (2015), é importante notar que os diferentes sistemas fluviais possuem uma evidente correlação entre a morfologia fluvial (forma) e os sedimentos que a compõe (materiais), os quais, por sua vez, resultam dos processos que atuam, ou que já atuaram, no sistema.

1.1.4. Sistema rio-planície de inundação: registros de sua evolução

Os rios tropicais drenam uma variedade de províncias geológico-geomorfológicas, como os cinturões orogenéticos, os platôs/plataformas sedimentares e basálticas, as áreas cratônicas, as planícies em bacias sedimentares e os terrenos mistos (LATRUBESSE et al., 2005). No território brasileiro, grandes sistemas fluviais constituem mosaicos de ambientes e estruturas morfológicas aluvionares, a saber: os rios pantaneiros, com destaque para o Paraguai (SOUZA, 2004; SILVA, 2006; ASSINE et al. 2015); o sistema multicanal do rio Paraná (ROCHA e SOUZA FILHO, 2005); as grandes estruturas amazônicas, como Anavilhanas (ALVES, 2013); o médio Araguaia (BAYER e ZANCOPÉ, 2014), entre outros.

O vale aluvial do rio apresentará tipicamente variadas feições topográficas: 1) vertentes que compõem os lados do vale; 2) um ou mais níveis de terraços remanescentes de planícies de inundação; 3) ativa planície de inundação (inundada anualmente); 4) diques naturais que são dispostos ao longo do canal do rio, compostos de sedimentos depositados quando a velocidade da água diminui rapidamente na ocasião em que o rio sobrepõe suas margens; 5) curvas de meandros, elevações e baixios na superfície da planície que se intercalam (os diques geralmente são os pontos mais altos da planície e exibem solos de textura grosseira e bem drenados); 6) canais de drenagem naturais de diques rompidos, que formam conexões entre a planície de inundação e o canal do rio; 7) corpos aquáticos permanentes e temporários em vários estágios de sucessão hídrica (WARD e STANFORD, 1995a).

Desse modo, ao considerarmos os estudos morfodinâmicos, destacam-se as pesquisas desenvolvidas no rio Araguaia. Sobre as estruturas que compõem esse importante sistema fluvial, Bayer (2002) e Latrubesse e Stevaux (2002) identificaram a ocorrência de três unidades morfosedimentares constituídas por sedimentos do Holoceno e do Pleistoceno tardio, denominadas: I – planície de escoamento impedido, II – planície de paleomeandros, e III – planície de bancos e ilhas acrescidos (BAYER e ZANCOPÉ, 2014). No rio Araguaia, os autores identificaram as unidades presentes no canal e na planície de inundação (Figura 8).

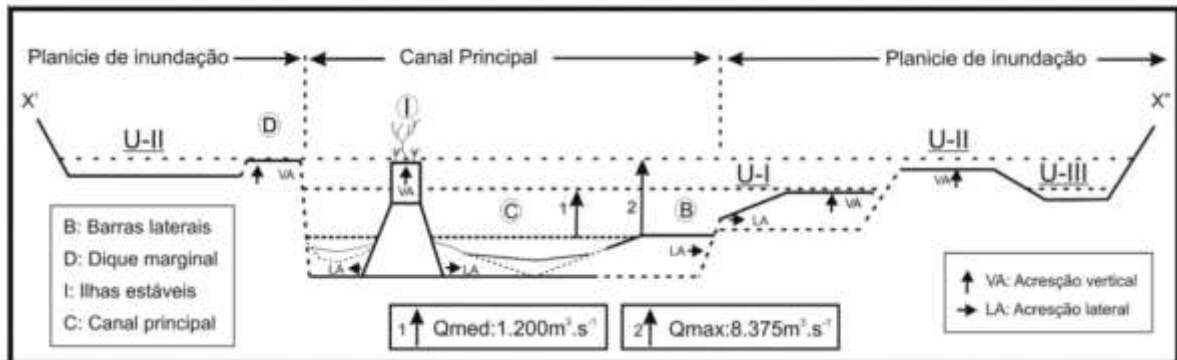


Figura 8. Recorte transversal com a identificação das unidades geomorfológicas e croqui topográfico da planície de inundação do rio Araguaia

Fonte: Bayer e Zancopé (2014)

Tomando como referência o regime alternado da hidrologia do sistema e as feições geomorfológicas, dois tipos de ambientes podem ser característicos: os ambientes terrestres, que na verdade são inundados em uma parte do ano e, por conseguinte, melhor definidos como ZTAT – Zona de Transição Aquática-Terrestre, segundo Junk et al. (1989), e os Corpos Aquáticos Perenes (ROCHA, 2010). Na planície aluvial do médio Araguaia, Latrubesse e Stevaux (2006) classificaram a vegetação em quatro unidades: a) vegetação pioneira herbácea, b) vegetação arbustivo-arbórea, c) vegetação arbórea e d) vegetação antropizada. Nesse sentido, a planície aluvial do médio Araguaia é considerada um complexo mosaico de unidades morfo-sedimentares quaternárias, o que confere uma diversidade de ecossistemas associados aos pulsos de inundação.

Morais et al. (2008) concluíram que a planície aluvial, com destaque para o médio Araguaia, tem sua origem ligada a processos agradacionais do ambiente fluvial, com sistemas lacustres associados. A dinâmica fluvial e o tipo de sedimentos associados às unidades da planície determinam a ocorrência de certas espécies vegetais. O controle imposto pelo meio físico através das características morfológicas da planície aluvial e pelo funcionamento hidrológico do sistema fluvial (fatores abióticos) condiciona o surgimento e a manutenção das unidades vegetacionais.

Logo que o transporte de sedimentos é iniciado em um canal, originam-se numerosas formas de leito. As formas classificam-se como micro ou macro-ondas, antidunas e camadas planas, sendo possível haver várias combinações. Sucedem no leito de acordo com as mudanças das condições hidráulicas. Portanto, a interação dinâmica entre fluido e sedimentos em transporte desenvolve no leito da corrente uma diversidade de formas características (SUGUIO, 1990). Sobre a carga detrítica Christofolletti (1981) destaca que

O material transportado pelos cursos de água abrange variedade granulométrica muito grande. As argilas e siltes, carregados em suspensão, passam pela planície de inundação em velocidade semelhante a da água, e só são depositados quando os transbordamentos inundam a planície circunvizinha ao canal. As areias transportadas por gama variada de fluxos, mas em escala menor que os sedimentos em suspensão e em velocidade menor, ficam sujeitas a estocagem temporária no leito do canal. Os detritos de granulometria mais grosseira, cascalhos e fragmentos maiores são transportados de modo mais lento e por fluxos de elevada magnitude (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 213).

Conforme salienta Chirstofoletti (1981), nas paisagens aluviais, a diversidade de depósitos torna-se frequente conforme o padrão de canal, a diminuição da vazão e os tipos de sedimentos. As espiras de meandros convexas (*point bars*), por exemplo, constituem elementos geomorfológicos muito difundidos e resultam do principal processo de sedimentação que ocorre nos canais fluviais meandrantess. O autor discute, ainda, que a expansão da topografia relacionada com as espiras de meandros marginaiss está relacionada com o movimento migratório das curvas meândricas.

Como resultado dos processos migratórios, surgem os canais abandonados. A migração pode ocorrer de forma drástica e relativamente súbita a partir da (i) travessia, seguindo depressão topográfica; (ii) corte do pedúnculo; ou, ainda, (iii) por avulsão. Os canais abandonados são preenchidos por sedimentos de forma rápida nas pontas terminais e depois de forma lenta no interior do agora lago, a partir da colmatagem com a decantação de carga suspensa quando das fases de transbordamento (CHISTOFOLETTI, 1981). No rio Paraguai, Silva et al. (2007) identificaram mudança brusca do canal para leste no início do compartimento III, que resultou em importante fenômeno de avulsão. Feições morfológicas existentes no local corroboram tal interpretação.

Outras estruturas deposicionais corroboram para o registro da evolução dos canais fluviais e seus sistemas aluviais. Destacam-se, por exemplo, os diques marginaiss e as bacias de inundação. De acordo com Christolfoletti (1981), diques marginaiss são saliências alongadas compostas por sedimentos, bordejando os canais fluviais. São mais bem desenvolvidos nas margens côncavas, enquanto no lado convexo, nos cordões marginaiss, não chegam a se distinguir dos referidos cordões. O processo de deposição ocorre quando o fluxo ultrapassa as margens, associado ao progressivo abaixamento do nível da água. Portanto, para a edificação dos diques marinaiss, há a combinação entre o tipo de sedimento (areias finas e médias), o abaixamento das águas e a variação na altimetria das margens.

As bacias de inundação são as partes mais baixas da planície, com formas assimétricas. São áreas pobremente drenadas, planas, sem movimentação topográfica, localizadas nas adjacências das faixas aluviais dos canais meandricos – ativos ou abandonados (CHRISTOFOLETTI, 1981). Conforme argumenta o autor,

As bacias de inundação atuam como áreas de decantação, nas quais os sedimentos finos em suspensão carregados nas fases de transbordamento se depositam, depois que os detritos mais grosseiros hajam se depositado nos diques e nos depósitos de recobrimento. O tamanho, forma e posição dependem da história da planície de inundação e seus depósitos são controlados pela forma e padrão de canal. Em áreas de clima úmido, as bacias de inundação são baixas, úmidas e densamente cobertas pela vegetação propiciando o desenvolvimento de pântanos. A densa cobertura vegetal propicia a incorporação de muita matéria orgânica nos depósitos sedimentares (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 246-247).

Portanto, uma diversidade de feições em diferentes estágios geomórficos sucessionais pode ser observada nos sistemas rio-planície de inundação, quer seja nas altas latitudes ou nos trópicos, ou do ponto de vista do perfil longitudinal dos rios, os quais admitem relações particulares entre o canal fluvial e sua planície de inundação (ROCHA, 2010). Cabe destacar, ainda, a contribuição da evolução dos canais fluviais para a construção da planície de inundação e, portanto, para a configuração dos diversos ambientes mencionados. As feições morfológicas construídas tornam-se registros de sua evolução, sendo bem expressas em sistemas meandantes, por exemplo.

Segundo Christofolletti (1981), a planície de inundação é a faixa do vale fluvial composta por sedimentos aluviais, bordejando o curso de água e periodicamente inundada pelas águas de transbordamento provenientes do rio. O autor enfatiza que, para o geomorfólogo, a planície de inundação apresenta configuração topográfica específica, com formas de relevo e depósitos sedimentares relacionados às águas fluviais, na fase do canal e de transbordamento.

No sistema do rio do Peixe, com padrão meandrante, Morais e Rocha (2016) identificaram importantes unidades geomórficas de 2ª ordem inseridas nas de 1ª ordem. Como resultado, o sistema rio-planície apresentou as unidades de terraços, planície de inundação e canal (MORAIS e ROCHA, 2016). Com relação aos canais, acrescenta-se, ainda, a distinção entre canal principal, secundário e tributário. As feições de menor tamanho e que compõem essas unidades são denominadas de unidades geomórficas, por exemplo, os paleocanais (unidade geomórfica) presentes nos terraços ou na planície de inundação (unidade), os leques de espriamento (unidade geomórfica) presentes na planície de inundação (unidade), e as barras centrais (unidade geomórfica) presentes no

canal (unidade). Essas unidades geomórficas constituem-se em táxons de 2ª ordem (MORAIS, 2015). A proposta de classificação do autor para o vale aluvial foi baseada nos estudos de Brierley e Fryirs (2005) e na adaptação de Coffman et al. (2010).

Nesse contexto, a partir da evolução do relevo e dinâmica fluvial, cabe destacar a ocorrência de níveis de terraços. Estes representam antigas planícies de inundação que, devido ao entalhamento do canal em clima úmido, foram alçados cota acima das cheias sazonais. Assim, esses terrenos tornam-se inativos do ponto de vista hidrológico⁷ e passam a ser dissecados, representando formas residuais (CHRISTOFOLETTI, 1981). Ainda segundo o referido autor, para formação dos níveis de terraços, duas fases distintas são fundamentais. A primeira diz respeito à fase deposicional, responsável pela formação da planície de inundação decorrente do fornecimento detrítico que se acumula nessas áreas. Já a segunda, a fase de entalhamento, ocorre quando o canal fluvial escava e aprofunda o leito do rio, estabelecendo novo nível de base, abandonando o anterior.

De acordo com Suguio (2010), baixos terraços fluviais têm sua gênese relacionada ao abandono do rio de sua antiga planície de inundação, que resulta na formação de patamares aplainados ao longo do curso fluvial. Os terraços limitados por escarpas possuem suave inclinação no sentido do canal fluvial e constituem fragmentos de antigos níveis de base que foram abandonados após nova incisão vertical do rio. Desse modo, verifica-se que terraços mais antigos ocupam topografias superiores e os mais recentes estão localizados mais próximos do canal fluvial.

⁷ Os terraços fluviais representam áreas de sedimentação de antigas planícies de inundação abandonadas, situadas acima do curso do rio atual, que não têm mais capacidade para recobri-los em épocas de cheia (CHRISTOFOLETTI, 1981).

CAPÍTULO 2

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS



2.1. Materiais e procedimentos técnico-metodológicos

No âmbito da Geomorfologia, os estudos sobre os sistemas fluviais envolvem diferentes perspectivas de investigação, as quais contemplam desde o entendimento dos processos morfogenéticos, da dinâmica sedimentológica e hidrossedimentológica, aos estudos morfológicos dos canais fluviais. Portanto, o método de abordagem, os materiais utilizados e as técnicas operacionais aplicadas para cada perspectiva são distintos (QUEIROZ, 2018).

Nesse sentido, para o desenvolvimento da presente tese, foram fundamentais os trabalhos de gabinete, campo e laboratório (ROSS e FIERZ, 2009). Inicialmente, foram realizados revisão bibliográfica, levantamento cartográfico e aquisição de dados secundários. O inventário de materiais consistiu em uma parte da etapa de gabinete, realizada de forma preliminar às outras e ao longo de todo o processo de investigação (Figura 9). Para tanto, recorreu-se ao uso de livros, relatórios, teses, dissertações, artigos, cartas topográficas, imagens orbitais e mapas temáticos (ver Quadro 3). Com isso, foram gerados: 1) revisão da literatura, 2) estado da arte e 3) base cartográfica e de dados primários e secundários.



Figura 9. Materiais cartográficos disponibilizados para uso e consulta no Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial – LAPEGEOF da Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT

Fonte: Pesquisa de Gabinete (2017)

A utilização das Geotecnologias, conforme descrita por Junior et al. (2004) *apud* Coelho (2007), foi subdividida em diferentes estágios e caracterizou etapa fundamental do trabalho em gabinete. Desse modo, seu uso contribuiu para o mapeamento de aspectos físico-ambientais, uso e ocupação da terra e das mudanças morfológicas no sistema rio-planície de inundação da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso.

Nesse contexto, foram executadas as etapas (estágios) de: pré-geoprocessamento (organização e aquisição dos dados); geoprocessamento (tratamento

e análise dos dados e das informações em formato digital); e pós-geoprocessamento (escala, configuração das legendas dos mapas entre outros). Tais etapas contaram com o apoio técnico de membros do Grupo de Pesquisa Interações na Superfície Terrestre, Água e Atmosfera – GAIA, e logístico do Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos – LGGRH da Faculdade de Ciências e Tecnologia – FCT, Campus de Presidente Prudente da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, coordenado pelo professor Dr. Paulo Cesar Rocha.

Os trabalhos de campo e de laboratório, conforme previsto, ocorreram nos períodos de a) vazante b) seca c) enchente e d) cheia para reconhecimento, monitoramento e coleta de amostras em trechos do sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso. Para tanto, foram considerados: o baixo curso da bacia hidrográfica, acessibilidade, estações fluviométricas e ambientes fluviais (confluência, unidades e feições morfológicas – canal secundário, baías), a fim de se estabelecer uma rede de monitoramento.

Tais etapas contaram com o apoio técnico e logístico do Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial – LAPEGEOF, Campus de Cáceres da Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, com a disponibilização equipamentos, bem como com a participação de membros do grupo de pesquisa Hidro-Pantanal coordenado pela professora Dra. Célia Alves de Souza (Figura 10).



Figura 10. Suporte logístico concedido pela Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT para o transporte terrestre dos equipamentos e da equipe de trabalho (Campo de dezembro de 2017)

Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Para facilitar a compreensão de cada uma das etapas da investigação deste estudo, elaborou-se um quadro onde constam os principais documentos consultados, bem como um fluxograma síntese no qual estão expostas as principais etapas do trabalho até a sua conclusão (Figura 11).

Quadro 3. Principais fontes e materiais consultados sobre a temática, e estudos realizados na bacia do Alto Paraguai, Mato Grosso.

Cartas Topográficas	Mapas Temáticos	Teses	Dissertações	Livros	Relatórios Técnicos
Escala: 1:100.000 - Três Rios - Rio Sepotuba - Nova Fernandópolis - Rio Maracanã - Fazenda Carmacã - Aldeia Parecis - Tangara da Serra - SD-21-Y-B-III	Escala: 1:250.000 - Mapa geológico - Mapa geomorfológico - Mapa solos - Mapa vegetação (PROJETO RADAMBRASIL, 1982; ProBIO, 2004; IBGE, 2018)	Rocha (2002) Souza (2004) Serigatto (2006) Mirandola-Avelino (2007) Silva (2010) Grizio-Orita (2012) Ritela (2014) Morais (2015) Queiroz (2018) Luz (2019)	Silva (2006) Araújo (2011) Silva (2011) Bühler (2011) Leandro (2015) Carvalho (2015) Lorenzon (2016) Oliveira (2017) Félix (2018) Lima (2018) Santos (2018) Neves (2019) Carvalho (2019) De Paula (2019)	Suguio (1973) Suguio e Bigarella (1990) Silva (2004) Souza (2012) Souza et al. (2012) Latrubesse e Stevaux (2017)	PCBAP (1997). Camargo (2011). IBGE (2012). EMBRAPA (2013).
Artigos publicados em periódicos conforme as palavras-chave: Rio Sepotuba; Dinâmica fluvial; Conectividade; Alto rio Paraguai; Mato Grosso					
- Rocha e Souza Filho (2005) - Silva et al. (2007) - Silva et al. (2008) - Carvalho (2009) - Leili et al. (2010) - Rocha (2011) - Rocha (2009) - Rocha (2010) - Rocha (2015) - Silva et al. (2012) - Silva e Souza (2012) - Souza et al. (2012) - Leandro et al. (2012) - Silva et al. (2014) - Rodrigues et al. (2014)			- Leandro et al. (2014) - Assine et al. (2015) - Moraes e Rocha (2016a) - Moraes e Rocha (2016b) - Rocha (2016) - Lorenzon et al. (2017) - Rocha e Santos (2018) - Leandro et al. (2019) - Leandro et al. (2020)		

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Materiais e Procedimentos técnico-metodológicos

Revisão bibliográfica da literatura internacional, nacional e regional sobre a temática, levantamento cartográfico e aquisição de dados primários e secundários.

Compartimentação da bacia hidrográfica do rio Sepotuba: morfoestruturas e morfoesculturas

Trabalho de Gabinete (1)

- Aquisição de cartas topográficas e imagens de satélite INPE e USGS.
- Identificação das principais sub-bacias hidrográficas e confecção dos perfis longitudinais dos afluentes.
- Elaboração de mapas temáticos dos aspectos físico-ambientais a partir da compilação do IBGE (geologia, geomorfologia, esboço pedológico, declividade e hipsometria).

Sistema rio-planície de inundação no baixo curso

Trabalho de Gabinete (2)

- Vetorização das unidades e feições morfológicas com o auxílio de imagens do *Google Earth Pro*, Modelo Digital de Elevação e Mapas Temáticos (geologia, geomorfologia, declividade e hipsometria).
- Pontos de Controle para a realização dos Trabalhos de Campo: GPS.

Trabalho de Gabinete (3)

- Identificação, classificação e quantificação das feições morfológicas.
- Classificação e quantificação das principais mudanças morfológicas no canal principal.
- Análise dos dados de laboratório/campo.
- Representação dos resultados com tabelas e gráficos.

Evolução do uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba

- Classificação dos principais usos e ocupação da terra.
- Identificação das coberturas vegetais, e a evolução espaço-temporal dos sistemas produtivos com sua supressão a partir da análise de Imagens Landsat.
- Aplicação do Índice Kappa para validação das classes de uso e cobertura.
- Aplicação do Índice de Transformação Antrópica.
- Identificação das principais intervenções no canais fluviais e impactos associados.
- Uso e ocupação nas unidades morfológicas (terraços fluviais e planície de inundação).

Trabalhos de Campo e Análises de Laboratório

- (Períodos: vazante, seca, enchente e cheia)
- Coletas de sedimentos de fundo; sólidos em suspensão; sedimentos dos depósitos de canal.
 - Análises hidrossedimentológicas (granulometria – pipetagem e peneiramento, evaporação).
 - Validação dos mapeamentos de uso e ocupação da terra e aquisição de imagens das feições morfológicas com sobrevoo de drone.

Avaliação do comportamento hidrológico e dos aspectos hidrodinâmicos

- Mapeamento das estações pluviométricas e fluviométricas.
- Aquisição de dados secundários relacionados a precipitação, cota e vazão e plotagem em alguns mapas temáticos.
- Preenchimento das falhas nas séries históricas.
- Análise do comportamento interanual e intra-anual com a confecção de gráficos.
- Monitoramento de variáveis hidrodinâmicas representadas em gráficos (Períodos: vazante, seca, enchente e cheia).
- Aplicação do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (Períodos: vazante, seca, enchente e cheia).

Trabalho de Gabinete (4)

- Fase de integração e interpretação dos resultados.
- Organização dos Capítulos da Tese.
- Redação Final.

- Bacia Hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso.
- Sistema rio-planície de inundação no baixo curso.

Figura 11. Organograma síntese das principais etapas e procedimentos metodológicos da pesquisa
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

2.1.1. Compartimentação da bacia hidrográfica do rio Sepotuba: morfoestruturas e morfoesculturas

Para o desenvolvimento da pesquisa foram consideradas duas escalas distintas de investigação: inicialmente, foi adotada uma abordagem regional da bacia hidrográfica do rio Sepotuba a partir da caracterização de seus aspectos físico-ambientais, principalmente os relacionados com geologia, geomorfologia, condicionantes hidroclimáticas, esboço pedológico, cobertura vegetal, bem como com as mudanças relacionadas ao uso e ocupação da terra, cujos produtos cartográficos foram elaborados na escala de 1:370.000.

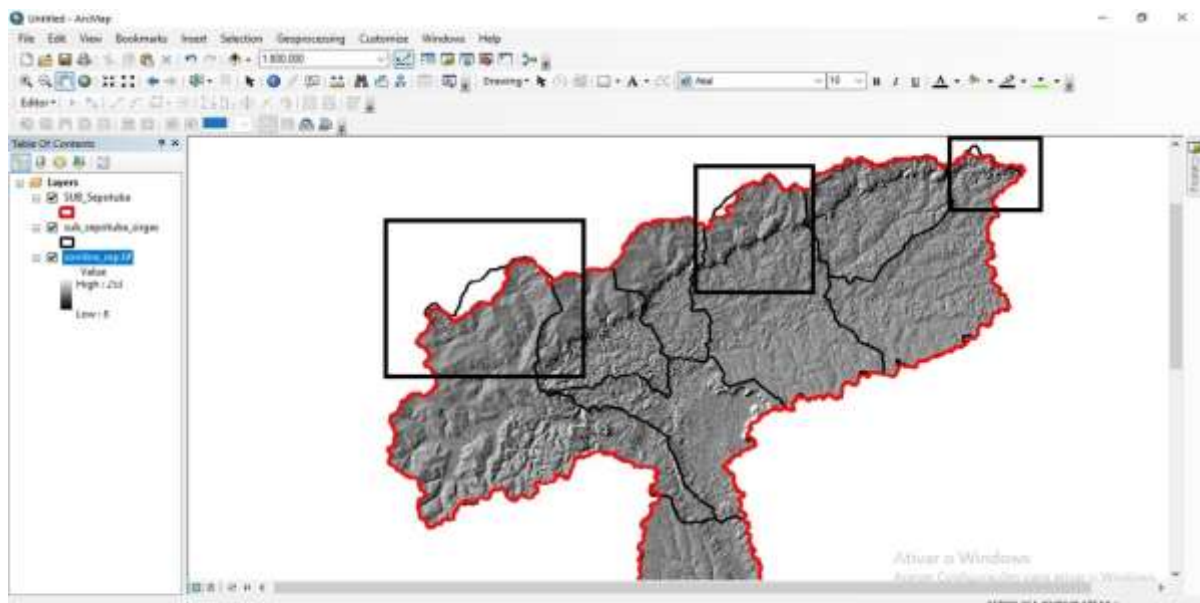
Em seguida, recorreu-se a um recorte local, em escala maior, ou seja, o sistema rio-planície de inundação no baixo curso. Nessa perspectiva, foram analisados os padrões atuais de circulação de sedimentos de fundo (características granulométricas), concentração em suspensão, depósitos de canal e aspectos hidrodinâmicos atuais em seções transversais. Também foram analisadas as mudanças morfológicas em resposta aos processos de apropriação a montante, cujos produtos cartográficos foram elaborados em diferentes escalas, como será apresentado ao longo da tese.

Desse modo, para a hierarquização dos diferentes compartimentos morfoesculturais presentes na área de estudo, conforme objetivo específico 1, foram utilizadas as bases: cartas topográficas (escala 1:100.000) disponibilizadas pelo IBGE (1973-1975), bem como produtos orbitais (imagens de satélite e dados SRTM – Modelo Numérico do Terreno e Modelo Sombreado disponibilizados pela plataforma Topodata, em <http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>). A base de dados da Agência Nacional de Águas – ANA também foi consultada para a identificação das divisões em relação aos principais afluentes do sistema – e suas respectivas sub-bacias hidrográficas, conforme disponibilizado em <http://metadados.ana.gov.br/geonetwork/srv/pt/main.home>.

Também foram necessárias ferramentas computacionais de geoprocessamento, como os *softwares ArcGIS 10.3* e *Google Earth*, pois subsidiaram o tratamento dos dados coletados. Ao mesmo tempo, foram utilizadas cartas topográficas, as quais possibilitaram aferir as informações geradas pelo Sistema de Informações Geográficas, por exemplo, o traçado da rede de drenagem, cotas de elevação, limite da bacia e principais sub-bacias hidrográficas. Dessa forma, as etapas foram cumpridas ao se considerar (Figura 12):

- A) Extração automática no *ArcGIS 10.3*;
- B) Identificação da divisão por sub-bacia hidrográfica, conforme a delimitação inicial da Agência Nacional de Águas – ANA;

- C) Identificação dos principais afluentes, conforme a sobreposição dos dados sistematizados nas etapas A e B, a partir dos rios nomeados nas cartas topográficas;
- D) Correção dos limites da i) bacia hidrográfica do rio Sepotuba; ii) das sub-bacias, conforme os *shapes* disponibilizados; iii) das drenagens principais, bem como de todo o sistema hidrográfico (preenchimento, principalmente de canais de primeira e segunda ordem devido à escala);
- E) A etapa D foi necessária, pois ocorreram divergência quando sobrepostos os dados, principalmente em relação ao nível de detalhe das informações. Portanto, as correções se deram de forma supervisionada a fim de corrigir os dados gerados de forma não supervisionada (automática).



 Processo de correção a partir da sobreposição dos Shapes.

Figura 12. Processamento das bases de dados para confecção de mapa temático
Fonte: Trabalho de Gabinete (2017)

A classificação hierárquica do sistema de drenagem foi baseada na proposta de Strahler (1952), a qual permite analisar mais detalhadamente a morfometria da bacia hidrográfica, a exemplo da identificação das sub-bacias hidrográficas de maior representatividade, como também auxiliar no gerenciamento físico-econômico ao integrar com os dados de uso e ocupação da terra, conforme objetivo específico 2 da presente tese (COELHO, 2007). Nesse sentido, essa etapa auxiliou no cumprimento dos objetivos específicos 1 e 2 quando da identificação e delimitação das oito sub-bacias hidrográficas que compõem o sistema do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso (Figura 13).

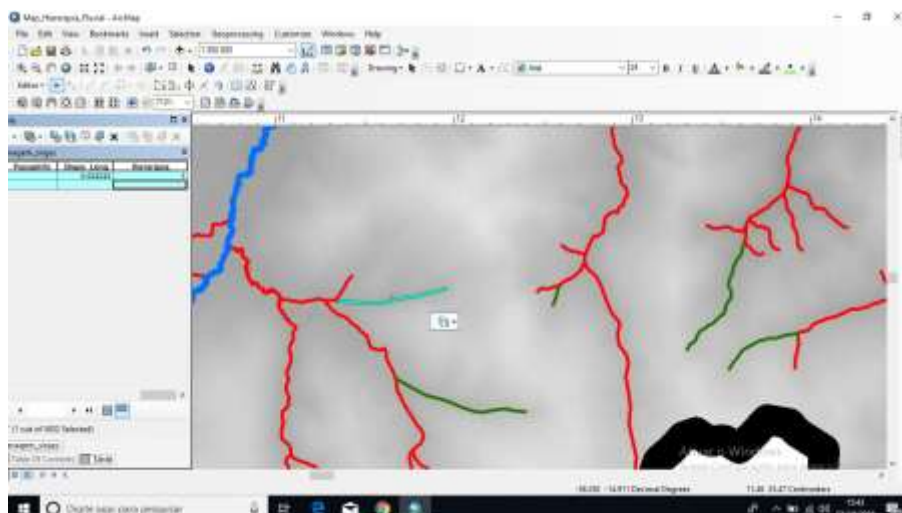


Figura 13. Processamento dos canais fluviais para a identificação de suas hierarquias
Fonte: Trabalho de Gabinete (2017)

Baseado na hierarquização da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, realizou-se a caracterização dos aspectos físico-ambientais. Os mapas temáticos, gerados a partir das técnicas de gabinete e aferição de campo, contribuíram para a discussão dos aspectos físico-ambientais, sendo os produtos gerados incorporados ao Capítulo 3 da tese. Para tanto, foram utilizadas as bases disponibilizadas em <https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/cartas>. Também foram consultados o Atlas de Mato Grosso produzido pela Secretaria de Estado de Planejamento – SEPLAN (MT), Manuais Técnicos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE e o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA.

Os mapas base/localização da rede de drenagem foram adaptados a partir das cartas topográficas na escala de 1:100.000 do Ministério do Exército – DSG (1973). O sistema de coordenadas utilizado neste trabalho foi o Universal Transversa de Mercator (UTM), e o Datum foi o SIRGAS 2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas), zona 21, Hemisfério Sul. A adaptação dos mapas básicos se deu com a identificação, delimitação e verificação da rede de drenagem, estações fluviométricas e pluviométricas, Usinas Hidrelétricas - UHEs e Pequenas Centrais Hidrelétricas - PCHs (em operação e previstas), planície de inundação, seções de monitoramento, bem como com a sobreposição dos limites político-administrativos, com destaque para os municípios de Cáceres e Tangará da Serra. Também foram plotados os pontos de coletas de amostras de água (sólidos em suspensão) e sedimentos (de fundo e dos depósitos de canal), que foram obtidos com uso de GPS.

Os dados para a adaptação do mapa geológico foram extraídos da folha SD21 – Cuiabá, na escala de 1: 250.000, do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. A adaptação do mapa geológico (formações geológicas) se deu com a delimitação

da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, dos limites geológicos sobre a folha SD21 – Cuiabá. Com o uso do programa *ArcGIS 10.3*, o mapa delimitado foi digitalizado e georreferenciado a partir de informações contidas na carta topográfica e em relatórios técnicos, sendo estabelecida a escala final de trabalho de 1:370.000.

Os dados para a adaptação do mapa geomorfológico foram extraídos da folha SD21 – Cuiabá, na escala de 1: 250.000 (IBGE, 2018). Foram extraídos os dados relacionados a: 1 – processos geomorfológicos (acumulação, dissecação e aplainamento) e 2 – morfoesculturas. Com o uso do programa *ArcGIS 10.3*, os produtos cartográficos foram produzidos com a extração dos polígonos, inserção da drenagem (canal principal e afluentes), bem como o limite da bacia (sub-bacias), em que também se estabeleceu a escala final de trabalho de 1:370.000. Para a identificação das unidades geomorfológicas, foram consultadas teses, dissertações, bem como os relatórios produzidos pela Secretaria do Estado de Planejamento – Mato Grosso.

Os dados para a adaptação do mapa pedológico (esboço) foram extraídos da folha SD21 – Cuiabá, na escala de 1: 250.000 (IBGE, 2018). Sua elaboração se deu com a delimitação das principais associações de solos. A identificação das principais classes, ou seja, as predominantes, foi baseada no Manual Técnico da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 2013). Com o uso do programa *ArcGIS 10.3*, o *shape* foi importado e os dados foram tratados com a finalidade de agrupar as principais ocorrências pedológicas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Também, foram consultadas teses e dissertações a fim de identificar áreas chave, em referência ainda às características geológicas e geomorfológicas (FARIAS, 2012). A composição RGB de cada classe de solo foi identificada a partir do Manual Técnico Pedológico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, sob escala final de trabalho de 1:370.000.

Os mapas com as características hipsométricas e de declividade foram elaborados a partir das imagens do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Após a obtenção dos dados, foi realizado o recorte a partir da máscara com o limite da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Mato Grosso. Por fim, foram estabelecidos os intervalos de elevação para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba (722-120 m). Posteriormente, elaborou-se o mapa clinográfico a partir do SIG *ArcGIS 10.3*. Para tanto, utilizou-se a ferramenta *slope*, através da qual foram gerados os valores de declividade da bacia hidrográfica em porcentagem.

Por fim, foram elaborados os perfis longitudinais do rio Sepotuba e dos principais afluentes da bacia hidrográfica. Para isso, foram utilizadas a) cartas topográficas e b) perfis de elevação gerados nos *softwares Google Earth™* e *ArcGIS 10.3* (com os dados produzidos a partir das imagens SRTM e Relevo Sombreado). Os gráficos foram

produzidos no *software Excel 2010* a partir da relação: Altitude e Distância (y e x). Com os gráficos gerados, inicialmente foram identificados pontos de ruptura ao longo do perfil longitudinal. As litologias, compartimentos geomorfológicos, bem como rupturas, também foram plotados nos perfis longitudinais (IBGE, 2018). Ainda, foram inseridas nos perfis longitudinais as intervenções nos canais fluviais, sobretudo quanto a empreendimentos hidrelétricos.

2.1.2. Evolução do uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba

Estudos sobre as mudanças na cobertura vegetal baseiam-se, frequentemente, no método de avaliação espaço-temporal (PESSOA et. al., 2013a). Desse modo, no presente estudo, considerou-se a agropecuária, principal setor econômico no estado de Mato Grosso, como parâmetro para a análise da evolução das classes de uso da terra de acordo com as mudanças espaço-temporais na bacia hidrográfica do rio Sepotuba a partir da supressão de suas coberturas vegetais. A execução de trabalhos de campo foi essencial para a validação dos dados orbitais referentes ao uso e ocupação da terra, conforme o objetivo específico 2, com as respectivas discussões no Capítulo 4 desta tese.

Quanto aos materiais, imagens dos satélites Landsat 5 e 8 foram utilizadas, especificamente as cenas 227/70, 227/71 e 228/70. Cabe salientar que 2016 foi o ano de escolhido para a identificação das classes atuais de uso e ocupação da terra. Posteriormente, foram selecionadas as cenas referentes aos anos de 1986 e 1998 a fim de contextualizar sua evolução espaço-temporal e conversão da cobertura vegetal no período de 30 anos.⁸

Dessa forma, criou-se um Banco de Dados Geográficos – BDG no *software SPRING*, versão 5.2.6, do INPE (CÂMARA e MEDEIROS, 2006), utilizando o sistema UTM, fuso 21S e Datum Sirgas 2000. No BDG, fez-se a importação das imagens para a composição do mosaico e seu recorte pela área de estudo (máscara). Em seguida, realizou-se a segmentação, através do método crescimento de regiões, com similaridade 100 e área de pixel 150. Foram realizadas coleta de amostras/treinamento, classificação supervisionada (classificador Bhattacharrya), com aceitação de 99,9% e edição

⁸ Também, foram analisados dados secundários referentes aos usos e ocupação da terra na bacia hidrográfica do Alto Paraguai – BAP, com destaque para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba (SILVA et al., 2011; SERIGATTO, 2006; e SILVA, 2020).

matricial/vetorial. A edição do mapeamento foi realizada no *software ArcGIS 10.3*, versão 10.3 (Esri, 2007), com sobreposição da composição colorida RGB das bandas 4, 5 e 6.

A legenda das classes dos mapas de uso da terra e cobertura vegetal foi definida a partir de pesquisas no relatório técnico do Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira (PROBIO) (BRASIL, 2004) e no Manual Técnico de Vegetação e Uso da Terra (IBGE 2012), quais sejam: Fa: Floresta aluvial; Fs: Floresta estacional decidual sub-montana; Sa: Savana arborizada; Sd: Savana florestada; Tp+Sa: Savana parque+savana arborizada; Ag: Agricultura; Iu: Influência urbana; Ap: Pecuária; Sc: Silvicultura.

Com a finalidade de verificar a confiabilidade do mapeamento gerado com auxílio dos *softwares SPRING 5.2.6* e *ArcGIS 10.3*, foi realizada uma avaliação da exatidão por meio do *Índice Kappa*, que varia de -1 a 1, e quanto mais próximo de 1, maior a precisão da classificação (COHEN, 1960; LANDIS e KOCH; 1977; SILVA, 2003). Para tanto, foram comparados aos limiares estabelecidos por Landis e Koch (1977), conforme a Tabela 1.

Tabela 1. Qualidade da classificação associada aos valores da estatística Kappa.

Índice Kappa	Concordância
<0,00	Péssima
0,00 – 0,20	Ruim
0,20 – 0,40	Razoável
0,40 – 0,60	Boa
0,60 – 0,80	Muito Boa
0,80 – 1,00	Excelente

Fonte: Adaptada de Landis e Koch (1977, p.165)

Diante da complexidade das paisagens, as técnicas de inferência espacial vêm contribuindo, por meio da combinação de informações espaciais, para a análise e compreensão da inter-relação dos processos. Sob o contexto de elaboração de novos mapas com base em dados ou documentos cartográficos já existentes, há diversas técnicas disponíveis (FUSHIMI, 2016).

Com a aplicação das geotecnologias na investigação do uso da terra e cobertura vegetal, pode-se mensurar as transformações realizadas na paisagem através do Índice de Transformação Antrópica – ITA, ou seja, as ações humanas que modificam os atributos da paisagem natural por meio de seus usos diversos (ROCHA e CRUZ, 2009).

O Índice de Transformação Antrópica – ITA, desenvolvido por Lèmechev (1982) e aplicado em estudos geoecológicos para mensurar o nível de carga antrópica sobre as

paisagens (RODRIGUEZ 1991; TEIXEIRA 2003; GOUVEIA et al. 2013; RODRIGUES et al. 2015), fornece resultados acerca do estado de conservação/degradação das áreas de vegetação nativa e daquelas decorrentes de usos da terra.

Nesse sentido, o Índice de Transformação Antrópica – ITA foi determinado a partir das porcentagens de áreas das classes temáticas quantificadas no mapa de uso da terra e cobertura vegetal de cada sub-bacia. No entanto, determinou-se que não seriam quantificadas aquelas que ocupassem área com porcentagem menor que 1%.

O cálculo do índice foi realizado usando a fórmula:

$$ITA = \sum (\%USO \times PESO) / 100$$

em que: ITA = Índice de Transformação Antrópica; Uso = área em valores percentuais da classe de uso e cobertura; Peso = peso dado aos diferentes tipos de uso e cobertura quanto ao grau de alteração antrópica – variando de 1 a 10, em que 10 indica as maiores pressões (Tabela 2).

A transposição dos valores mensurados quantitativamente para classes qualitativas ocorreu por meio de adoção do método de quartis utilizado por Cruz et al. (1998): pouco degradada (0 - 2,5), regular (2,5 - 5), degradada (5 - 7,5) e muito degradada (7,5 - 10) (RODRIGUES et al., 2015).

Tabela 2. Pesos atribuídos às classes temáticas de cobertura vegetal e uso da terra

Categorias	Classes	Pesos
Uso da terra	Agricultura	8,0
	Influência urbana	9,7
	Pecuária	5,5
	Silvicultura	1,0
	Écotoño	1,0
Cobertura vegetal	Floresta aluvial	1,0
	Floresta submontana	2,0
	Floresta terras baixas	1,0
	Savana arborizada	1,0
	Savana Parque	1,0
Água	Lâminas d'água	2,0

Adaptado de: Lèmechev (1982)

Entretanto, os valores apresentados neste estudo foram atribuídos pelos autores tendo em vista o conhecimento sobre a área de estudo, corroborando, assim, com Mateo

(1991), que menciona que cada classe apresenta um peso atribuído em função do conhecimento que o autor tem sobre as mesmas em relação ao grau de antropização, conforme pontuam Rodrigues et al. (2015). Portanto, constrói-se o indicador do Índice de Transformação Antrópica atribuindo valores para o peso em cada classe de uso da terra e cobertura vegetal que contribui para a transformação da paisagem, através da consulta sistemática chamada “Delphi”, que possibilita o estabelecimento do consenso sobre como quantificar o grau de modificação da paisagem (SCHWENK e CRUZ, 2008).

2.1.3. Avaliação do comportamento hidrológico e dos aspectos hidrodinâmicos

Por meio de Inventário, mapearam-se as estações pluviométricas e fluviométricas existentes na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso (Figura 14). Posteriormente, foram realizadas consultas na base de dados da Agência Nacional de Águas – ANA, disponível em www.ana.gov.br, para a seleção das estações com série histórica longa, em funcionamento, e/ou que tiveram coletas de dados. Essa etapa foi imprescindível, pois, além de permitir a avaliação do comportamento hidrológico na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, contribuiu para a identificação dos períodos intra-anuais para a análise dos aspectos hidrodinâmicos no sistema rio-planície de inundação, conforme objetivo específico 3. Em relação à disponibilidade de dados, verifica-se que poucas são as estações que dispõem de informações relacionadas a chuva, cota e vazão, conforme Quadro 4.

Quadro 4. Estações com dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas – ANA

Estação Fluviométrica		Cotas	Vazão
1	Tapirapuã (66050000)	1971-2018	1971- 2018
2	São José do Sepotuba (66055000)	1970- 2018	1970-2018
Estação Pluviométrica		Chuvas	
1	Tangará da Serra (1457001)	1970-2018	
2	Tapirapuã (1457000)	1970-2018	
3	São José do Sepotuba (1557005)	1970-2018	

Fonte: Trabalho de gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

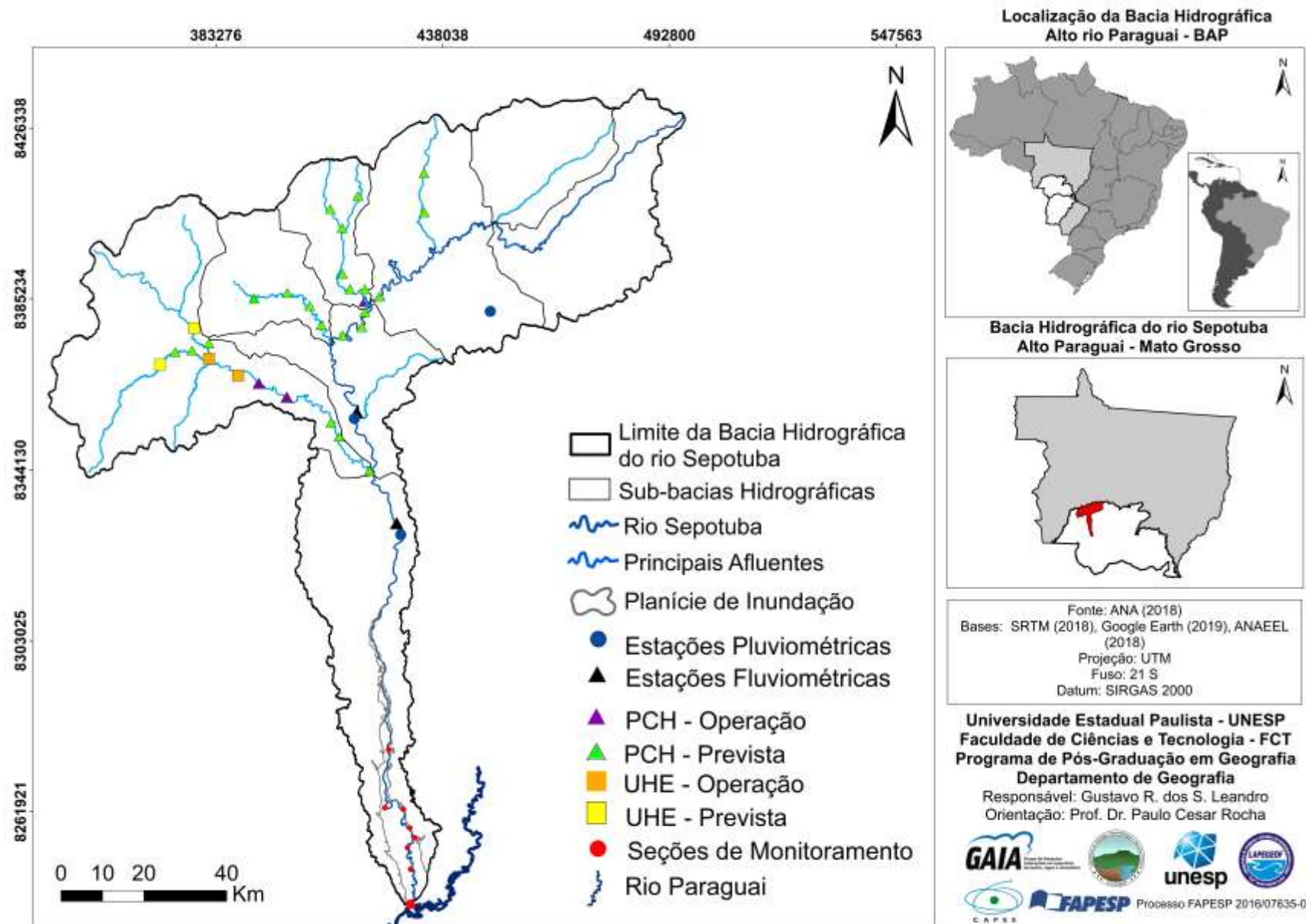


Figura 14. Espacialização das estações pluviométricas e fluviométricas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Fonte: Agências Nacional de Águas – ANA (2017). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Em hidrologia, as séries históricas de precipitação são informações fundamentais para o entendimento do regime hidrológico (MELLO e SILVA, 2005). Com base no período de anos das estações e disponibilidade de dados, delimitou-se o período com intervalo de 1970 a 2018. Contudo, em decorrência de falhas nos dados disponíveis para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, foi necessário realizar o preenchimento das séries a partir de técnicas estatísticas.

Para tanto, utilizou-se da ponderação regional (BERTONI e TUCCI, 2009; SANTOS, 2018). De acordo com esses autores, o método da ponderação regional é normalmente usado para preencher séries mensais ou anuais de precipitações. Nele, são selecionados pelo menos 3 postos que possuam, no mínimo, 10 anos de dados. As falhas são preenchidas de acordo com a equação:

$$y = \frac{1}{3} \left[\frac{x_1}{x_{m1}} + \frac{x_2}{x_{m2}} + \frac{x_3}{x_{m3}} \right] \cdot y_m$$

onde: y é a precipitação do posto Y a ser estimada; x1, x2 e x3 são as precipitações correspondentes ao mês (ou ano) que se deseja preencher, observadas em três estações vizinhas; y_m é a precipitação média do posto Y; x_{m1}, x_{m2}, x_{m3} correspondem às precipitações médias nas três estações vizinhas. Neste trabalho, o método da ponderação regional foi utilizado no preenchimento das médias mensais das séries de cada estação (BERTONI e TUCCI, 2009).

Para as estações fluviométricas com série histórica incompleta, os dados foram estimados a partir de correlacionamento (neste trabalho, estabelecido para R² maior que 0,7) através de regressão linear simples entre estações dentro da mesma área geográfica, conforme preconizado por Poff et al. (1997) e MacDonald e Phillips (2008), adotado por Rocha e Santos (2018). Para a avaliação da magnitude interanual no rio Sepotuba, foram calculadas as médias anuais de vazão de cada posto. Posteriormente, os dados foram apresentados em gráficos sistematizados com auxílio do *software Excel 2010*.

A identificação dos períodos hidrológicos foi feita a partir da análise visual e, em seguida, por teste estatístico comparativo das médias, desvio padrão e coeficiente de variação para validação (ROCHA e SANTOS, 2018). Posteriormente, para a definição de possíveis variabilidades, destacam-se a elaboração e a interpretação dos gráficos fluviométricos das vazões e pluviométricos ao longo da série histórica. Além da inspeção visual do comportamento temporal das séries hidrológicas de chuva, cotas e vazão, estudos sobre regimes que enfatizam alterações na variabilidade de vazões a partir de 1970 na bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai, foram consultados (CLARKE et al., 2003;

GRIZIO e SOUZA FILHO, 2010), bem como na bacia hidrográfica do rio Paraná, com a análise de variabilidades de outros rios, como o Paraná, Paranapanema, Aguapeí e Peixe (ROCHA, 2010; ARAÚJO, 2011; ROCHA e SANTOS, 2018).

Aspectos hidrodinâmicos

O Pantanal, e os rios pertencentes a bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai, apresentam cheias e secas bem-definidas na hidrógrafa das estações fluviométricas. Nesse sentido, a periodicidade do regime de cheia e seca do rio Sepotuba foi identificada a partir de cálculos referentes às médias mensais para os postos fluviométricos considerando o período de 1970-2018 (ARAÚJO, 2011). Baseado no comportamento histórico das vazões, foram identificados quatro períodos para a realização dos trabalhos de campo. O monitoramento das variáveis hidrodinâmicas, e todas as amostragens sazonais (conforme as especificidades dos materiais – sedimentos em suspensão, de fundo e dos depósitos de canal) ocorreram nos meses de abril, setembro e dezembro de 2017 e março de 2018, respectivamente, períodos de vazante, seca, enchente e cheia (Figura 15).



Figura 15. Sazonalidade das vazões do rio Sepotuba, em Cáceres – Mato Grosso, para o período de 1970 a 2018

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2017). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Para isso, foram obtidos dados referentes à largura/profundidade do canal, com o auxílio de ecobatímetro GPSmaps 420s GARMIN, e à velocidade, com o molinete

hidrométrico modelo CPD-10. Posteriormente, os dados foram sistematizados em trabalho de gabinete como subsídio para os dados referentes à hidrodinâmica do canal (Figura 16).



Figura 16. Instrumentos e equipamentos utilizados em campo A) Sonar Garmin para determinação de largura e profundidade; B) Molinete hidrométrico para determinação de velocidade de fluxo

Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2012)

Conforme indica Carvalho (2008), para se estabelecer uma média da velocidade da correnteza de forma coerente, é necessário realizar medições da velocidade do fluxo em diferentes seções transversais ao canal, e em cada seção medir em diferentes verticais/profundidade (Figura 17). Nesse sentido, a velocidade do fluxo foi mensurada em três setores da seção transversal (margem esquerda, centro e margem direita) a profundidades de 20%, 50% e 80% na coluna da água.

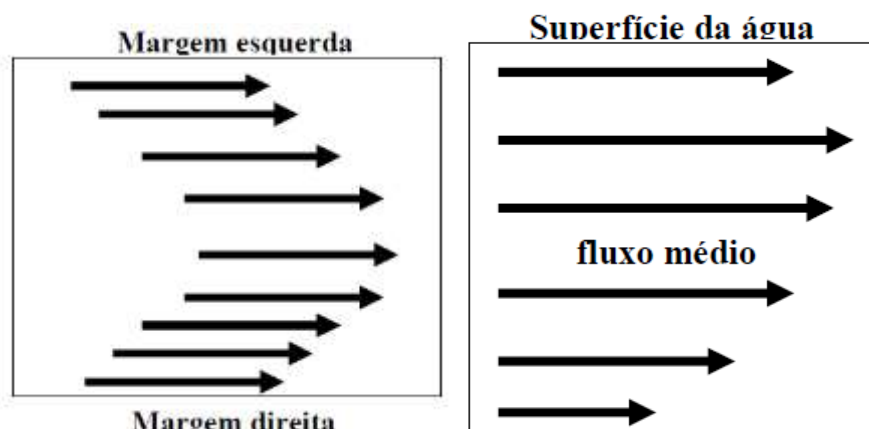


Figura 17. Variação do fluxo representado por setas, as quais indicam a direção e a velocidade do fluxo: visão em planta (A) e em perfil (B)

Fonte: Carvalho (2008)

Cálculo de vazão

Os valores da área na seção transversal no nível de margens plenas e área da seção molhada foram obtidos com a fórmula: $A = L \times P$, onde: A = área da seção; L =

largura do canal; P = profundidade média. Para obter o cálculo da vazão, utilizou-se a seguinte fórmula: $Q = V \times A$. Onde: Q = vazão; V = velocidade das águas; A = área (CUNHA, 2009).

Aplicação do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

Ao se considerar as interações existentes entre elementos da bacia hidrográfica com a dinâmica do sistema rio-planície de inundação, aplicou-se o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) para os períodos de vazante, seca, enchente e cheia, referente aos meses de monitoramento e amostragens no campo (Abril de 2017, Setembro de 2017, Dezembro de 2017 e Março de 2018 respectivamente) sendo os resultados obtidos apresentados no Capítulo 5 da presente tese.

O NDVI baseia-se na assinatura espectral das plantas, cujo objetivo é a estimativa de biomassa vegetal presente na cena, visto que mudanças no regime hídrico podem acarretar alterações nas taxas de crescimento arbóreo (CLARK e CLARK, 1994; VETTER e BOTOSO, 1989), uma vez que a precipitação é a maior fonte de umidade do solo e, conseqüentemente, a principal fonte de água para a vegetação (LAY et al., 2008; TIMM et al., 2006).

O NDVI, portanto, foi adotado para medir a exuberância da vegetação, sendo que quanto maior o índice (positivo), mais é a ocorrência de vegetação; enquanto que menores valores (negativos) condizem com a menor densidade da cobertura vegetal (TEIXEIRA, 2019). A estimação da vegetação foi feita no aplicativo IDRISI a partir da utilização das bandas do vermelho e do infravermelho próximo, que correspondem, respectivamente, às bandas 4 (intervalo espectral 0,630 μm - 0,680 μm) e 5 (entre 0,845 μm e 0,885 μm).

Foram selecionadas, a partir da análise dos dados de precipitação e vazão, quatro imagens Landsat 8 que recobrem o baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, órbita/ponto 227/71, cujas datas são representativas dos meses dos períodos de vazante, seca, enchente e cheia quando foram realizados os trabalhos de campo para monitoramento e amostragens, respectivamente períodos de vazante, seca, enchente e cheia.

As imagens NDVI foram geradas através de programas computacionais implementados em linguagem de programação Java, através do *software* NetBeans. Os índices analisados foram quantificados através da razão, diferença ou qualquer outra transformação espectral de dados. A seguir o índice com sua respectiva fórmula:

$$NDVI = \frac{\rho_{nir} - \rho_{red}}{\rho_{nir} + \rho_{red}}$$

Em que: B4 é a banda do infravermelho próximo; B3 é a banda do vermelho.

Para a determinação das diferenças entre os índices de vegetação, foi realizada uma comparação das diferenças sazonais referentes aos períodos de campo (vazante, seca, enchente e cheia), por classe (intervalo entre 1 e -1) e ambiente sendo baixo curso do rio Sepotuba, Terras Fluviais e Planície de Inundação.

2.1.4. Amostragens dos materiais transportados e depositados no sistema rio-planície de inundação

Coleta de sedimentos de fundo e sólidos em suspensão

Ao longo de quatro trabalhos de campo (períodos de vazante, seca, enchente e cheia), mencionados anteriormente, foram coletadas 135 amostras de sedimentos de fundo e 54 amostras de sedimentos em suspensão em diferentes ambientes do sistema rio-planície de inundação, tais como (i) canal principal e (ii) canal secundário (Figura 18). Com auxílio do aparelho do tipo Van Veen (amostrador de mandíbulas), as amostras de sedimentos de fundo foram coletadas em seções transversais na margem esquerda, centro do canal e margem direita, de forma a caracterizar o talvegue e as porções laterais do canal (ROCHA e SOUZA FILHO, 2005).

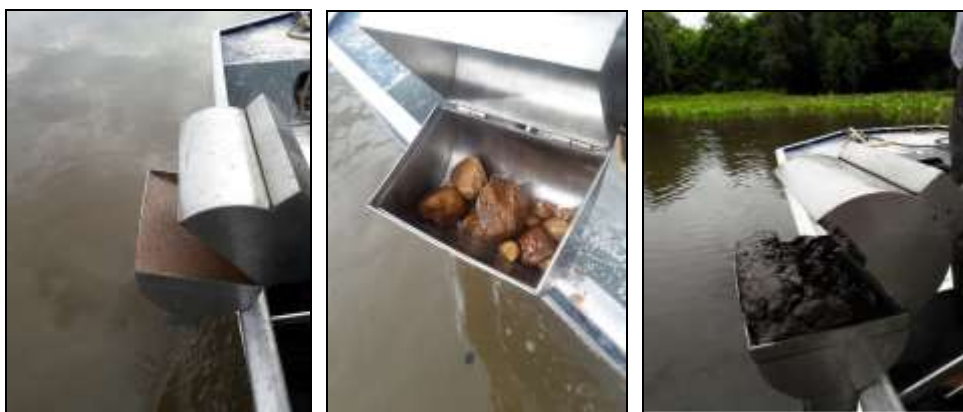


Figura 18. Coleta de sedimentos de fundo em diferentes ambientes do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba – Mato Grosso

Fonte: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

A coleta de material em suspensão foi realizada com um mostrador pontual denominado garrafa de Van Dorn, conforme procedimentos indicados por Carvalho

(2008), Carvalho (2009), Leli et al. (2010) e Bühler e Souza (2012). As coletas ocorreram nas seções transversais nos mesmos períodos de coletas dos sedimentos de fundo e monitoramento da hidrodinâmica, ou seja, nos meses de Abril, Setembro e Dezembro de 2017 e Março de 2018 que correspondem aos períodos de vazante, seca, enchente e cheia, respectivamente. O material foi armazenado em garrafas plásticas, esterilizadas com a água do próprio rio, a partir do procedimento de lavagem (LELI et al., 2010; BÜHLER e SOUZA, 2012). Posteriormente, as garrafas foram identificadas e o material foi armazenado em caixa de isopor com gelo (Figuras 19 e 20).

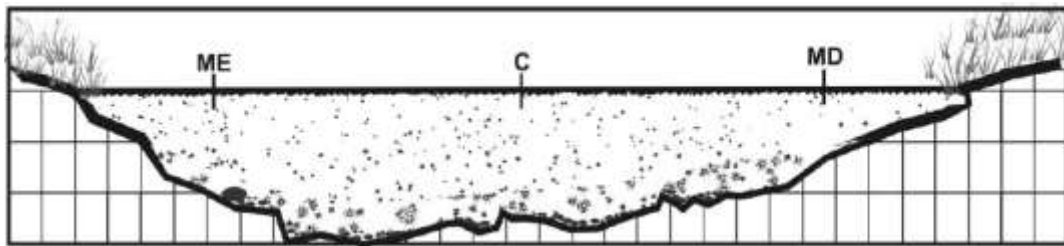


Figura 19. Seção de canal com plano de amostragem dos sedimentos de fundo e em suspensão
Fonte: Leli et al. (2010)



Figura 20. Procedimento de coleta e armazenamento de material em suspensão
Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Coleta de sedimentos nos depósitos de canal

As amostras dos depósitos de canal foram coletadas em diferentes ambientes do sistema fluvial no mês de setembro de 2017 referente ao período de seca, sendo: i) canal principal – barra lateral e dique marginal; ii) canal secundário – barras laterais e submersa (formas de leito); iii) confluência – barra lateral, dique marginal e planície de inundação; e iv) canal principal – depósito em anexo à ilha fluvial, no total de 72 amostras. Para tanto, utilizou-se um trado para a extração do material nas profundidades: 0-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm, 60-80 cm e 80-100 cm (Figura 21).



Figura 21. Ambiente fluvial – canal secundário com ocorrência de barras laterais e armazenamento das amostras coletadas

Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

2.1.5. Análises hidrossedimentológicas dos sedimentos coletados em trabalho de campo

As análises foram realizadas no Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial – LAPEGEOF, Campus de Cáceres da Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, também com suporte técnico do Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos da Faculdade de Ciências e Tecnologia, Campus de Presidente Prudente da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”.

Análise granulométrica

Para a análise dos sedimentos de fundo, consideraram-se as propriedades físicas e os percentuais granulométricos quanto à ocorrência temporal e distribuição espacial ao longo do sistema fluvial. A quantificação e classificação granulométrica foram obtidas por pipetagem e peneiramento. O material foi submetido a processo mecânico em um agitador eletromagnético, com uma sequência de peneiras padronizadas, por 30 minutos. As parcelas retidas em cada peneira foram pesadas, permitindo a classificação das frações arenosas e silte/argila (SUGUIO, 1973).

I - Ensaio de pipetagem (dispersão total)

Para quantificar as frações argila e silte, foi adotada a pipetagem – dispersão total (EMBRAPA, 1997). Esse método é baseado nas mudanças de concentração de partículas em uma suspensão originalmente uniforme (SUGUIO, 1973). Os procedimentos constaram das seguintes etapas:

- Após secagem em estufa modelo TE-394/2, 20 g de amostra de cada ponto de coleta foi destorroada e condicionada em béqueres contendo 10 mL de solução

dispersante (NaOH 0,1 m.L⁻¹) e água destilada (100 m.L⁻¹). Em seguida, o conteúdo dos béqueres foi agitado com um bastão de vidro, tampado com um vidro de relógio e deixado em repouso por uma noite.

- Transcorrido o período de repouso, as amostras foram novamente agitadas mecanicamente durante 15 minutos no agitador de Wagner TE-160. Na sequência, o material foi lavado em uma peneira de 20 cm de diâmetro e malha de 0,053 (nº 270), apoiada sobre um funil que tinha, logo abaixo, uma proveta de 1000 m.L⁻¹. As frações silte e a argila passaram para a proveta de 1000 m.L⁻¹ e a areia ficou retida na peneira.
- O material da proveta foi agitado com um bastão de vidro por 30 segundos e deixado em repouso. Transcorrido o tempo de decantação, foi introduzida uma pipeta no interior da proveta até a profundidade de 5 cm, sendo em seguida aspirada a suspensão (fração argila).
- Ao fim do processo, o material suspenso e a areia retida na peneira foram transferidos para béqueres identificados de acordo com o ponto de coleta e levados à estufa modelo TE-394/2.
- Concluída a secagem, foi realizada pesagem com balança analítica e calculados os valores de areia, silte e argila. A fração silte equivale à diferença da soma areia/argila das 20 g iniciais. Foram realizados três ensaios por ponto de coleta para obtenção da composição média dos sedimentos depositados.

II - Ensaio de peneiramento

O material retido na peneira de 20 cm de diâmetro e malha de 0,053 (nº 270) pela pipetagem (dispersão total) foi seco em estufa. Posteriormente, foi submetido ao processo mecânico de peneiramento no agitador eletromagnético, com uma sequência de peneiras padronizadas, por 30 minutos (Quadro 5). O material retido em cada uma das peneiras foi pesado separadamente (SUGUIO, 1973).

Quadro 5. Sequência de peneiras adotadas para a análise granulométrica

Peneiras – numeração/malha	Classificação
4,75	Seixos
2,00	Grânulos
1,18	Areia Muito Grossa
0,600	Areia Grossa
0,475	Areia Média
0,212	Areia Fina
0,053	Areia Muito Fina
Fundo	Silte + Argila

Adaptado de: Suguio (1973)

Evaporação em estufa

Leli et al. (2010) apresentam diferentes procedimentos para a determinação da quantidade de sedimento suspenso, a saber: 1) filtração, 2) evaporação ou 3) granulômetro a laser. No presente estudo, considerando as interações entre a vazão e os sedimentos em suspensão bem expressa pela descarga sólida, foi adotada a *evaporação*, no intuito de determinar a quantidade de material suspenso. Nesse método, determinado volume de amostra é posto em um béquer pré-pesado levado à estufa modelo TE-394/2 (65°C) para que a umidade seja totalmente extraída do material, principalmente se o material for argila. Por diferença, obtém-se a quantidade de sedimento em suspensão, representado em mg/L^{-1} (LELI et. al., 2010).

Cálculo de descarga sólida

Os valores de descarga sólida em suspensão (Q_{ss}) foram determinados pelo somatório do produto entre a concentração de sedimento suspenso da vertical (C_{ssi}), respectiva descarga líquida da vertical (Q_i) e segundos totais em 24 horas (86400), na forma da expressão abaixo:

$$Q_{ss} \equiv \sum (C_{ssi} \cdot Q_i) \cdot 0,0864$$

em que: Q_{ss} = descarga sólida em suspensão (t dia^{-1}); C_{ssi} = concentração de sedimento em suspensão da vertical (mg l^{-1}); Q_i = descarga líquida da respectiva vertical ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); e 0,0864 = total de segundos/dia (CARVALHO, 2009). Os valores obtidos foram organizados em tabela com auxílio do *software Excel 2010*, sendo os resultados das análises apresentados em gráficos.

Os dados obtidos em trabalhos de campo e análises laboratoriais foram sistematizados em tabelas, utilizando o *software Excel 2010*. Posteriormente, os resultados foram organizados em tabelas e gráficos, sendo apresentadas discussões espaciais e temporais com auxílio do *software Statistica 7*.

2.1.6. Espacialização das mudanças morfológicas no sistema rio-planície de inundação

As análises espaço-temporais das mudanças morfológicas no sistema rio-planície de inundação – baixo curso – em resposta aos processos de apropriação da bacia hidrográfica do rio Sepotuba a montante contaram com: 1) mapeamento das unidades morfológicas – canal, planície de inundação e terraço fluvial - com sua setorização de

montante para jusante a partir da interpretação de imagens de satélite e carta topográfica; 2) análise espaço-temporal dos mecanismos de mudanças e processos fluviais no sistema e 3) classificação das feições morfológicas atuais presentes no canal principal e planície de inundação⁹.

Dessa forma, a setorização do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba foi baseada na interpretação e mapeamento de elementos morfológicos e de zonas homólogas. Inicialmente, foram vetorizados 1) os canais: principal e secundários; 2) a planície de inundação; e 3) o terraço fluvial (MORAIS, 2015). Em seguida, o método de análise utilizado baseou-se na caracterização do padrão de canal e da relação espacial deste com a planície de inundação e feições morfológicas bem como com os terraços fluviais e diferentes unidades físicas do seu entorno - geomorfológicas e geológicas (SILVA et al., 2007).

Com essa finalidade, foram utilizadas a carta topográfica Folha Três Rios – Mato Grosso, escala 1:100.000, do ano de 1975, Diretoria do Serviço Geográfico – DSG, Exército Brasileiro, e imagens 227/071 dos satélites Landsat 3, 5, 8 (1988, 1994, 2004 e 2017) na escala 1:100.000, composição colorida RGB obtidas junto ao *United States Geological Survey* – USGS (SOUZA et al., 2014). Também, foram utilizados os mapas geológico-geomorfológicos (apresentados no Capítulo 3 – Aspectos físico-ambientais na unidade espacial de análise) confeccionados anteriormente com as bases do IBGE (2018).

Posteriormente, o Modelo Digital de Elevação – MDE foi incorporado à Base de Dados. Contudo, foi necessário o ajuste nos intervalos para o ganho qualitativo nos produtos finais, permitindo a diferenciação de feições de baixa amplitude topográfica presentes no sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba (MACEDO et al., 2017). Por fim, o Modelo Sombreado – *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) também foi utilizado no processo de vetorização, sobretudo para a delimitação das Unidades Morfológicas (planície de inundação e terraço fluvial).

Para espacilizar as mudanças morfológicas no canal principal do rio Sepotuba, adotou-se a análise espaço-temporal decadal para o período de 50 anos (1967-2017). Nesse sentido, foram analisadas as imagens dos períodos de vazante e seca para os anos de 1986, 1988, 1994, 2000, 2004, 2005, 2013, 2014 e 2017 com base no comportamento de vazão e precipitação para o período de 1970-2018. O mapeamento

⁹ A avaliação das mudanças morfológicas contou com a análise de carta topográfica e imagens de satélite em uma escala entre 1967-2017, além de imagens disponíveis no Google Earth referente ao período entre 2006-2020, ultrapassando os dados disponíveis para chuva, cota e vazão entre 1970-2018. Também foram analisadas fotografias obtidas em sobrevoo com drone em fevereiro de 2020.

das principais mudanças morfológicas no canal principal foi realizado com a sobreposição dos vetores extraídos das imagens dos sensores, com enfoque nos anos de 1988, 1994, 2004 e 2017 (ANDRADE e SOUZA FILHO, 2011; SILVA et. al. 2012).

Desse modo, o ano de 1988 foi identificado como um ano com vazão acima da média +DP; o ano de 1994 por marcar importantes mudanças morfológicas, considerado acima da média da série, assim como o ano de 2004; e 2017, com vazão abaixo da média, sendo considerado um ano seco com vazão abaixo da média – DP. Também, foram realizadas consultas ao *software Google Earth Pro* (2006-2020), bem como trabalhos de campo com sobrevoos de drone para a validação das vetorizações e a identificação de processos morfológicos através do registro de fotografias avulsas do sistema.

Os mecanismos de mudanças nos meandros foram avaliados ao longo dos Trechos e Segmentos do Setor Geomorfológico C do sistema rio-planície de inundação, sendo classificados conforme a proposta de Hooke e Harvey (1983), que consideram os seguintes tipos: crescimento, migração, migração confinada, lóbulo, duplo lóbulo, corte de pedúnculo, retração, novo meandro e mudança complexa (MORAIS, 2015). Além disso, foram identificados, conforme descrito por Moraes (2015), os meandros estáveis, acrescentando-se como mecanismo de mudanças do canal a ocorrência de avulsão (MORAIS e ROCHA, 2016).

Posteriormente, as feições morfológicas foram incorporadas à análise para cada ano base. Desse modo, foram vetorizadas as feições morfológicas presentes nas Unidades Morfológicas – Canal (principal e secundário) e Planície de Inundação referente aos Setores Geomorfológicos B e C. Como materiais, foram utilizadas imagens 227/071 dos satélites Landsat 3, 5, 8 na escala 1:100.000, composição colorida RGB obtidas junto ao *United States Geological Survey* – USGS. Os anos base, adotados para o mapeamento das feições morfológicas, foram escolhidos considerando a vazão média, a disponibilidade e a qualidade das imagens de satélite.

Em seguida, procedeu-se a quantificação das feições morfológicas para cada ano base, assim como seu agrupamento para o cálculo em área (km²). Posteriormente, cada feição morfológica identificada no ano de 2017 foi classificada considerando os processos morfogenéticos e o estágio evolutivo atual. As feições identificadas incluem as barras de sedimentos, espiras de meandros; meandros abandonados; bacias de inundação, paleocanais, baías e lagoas.

Ainda, foram elaborados perfis transversais, como forma de representação dos Unidades Morfológicas e Setores Geomorfológicos do sistema aluvial do rio Sepotuba no baixo curso. Foram pré-selecionados pontos estratégicos dos Trechos analisados para a

identificação das Unidades Morfológicas (canais principal e secundário, planície de inundação e terraço fluvial), e das principais mudanças morfológicas a fim de cumprir com o objetivo específico 5. A finalização dos perfis foi executada com auxílio do *software Corel Draw*.

Medição e análise de elementos morfométricos

A partir da vetorização do Canal Principal referente aos anos base de 1988, 1994, 2004 e 2017, foram selecionados Trechos que apresentaram mudanças morfológicas expressivas com destaque para o Setor Geomorfológico C. Dessa forma, foram avaliados a extensão do canal e a variação do parâmetro morfométrico da sinuosidade, que compreende a razão entre o comprimento do canal e o comprimento paralelo ao canal (MORAIS, 2015). Individualmente para os meandros, foram analisados: a extensão do canal; o comprimento de onda; a inflexão do meandro; e a amplitude (CHRISTOFOLETTI, 1981). Os dados foram sistematizados e organizados em tabela, e a análise espaço-temporal das mudanças, para cada trecho, foi realizada a partir da sobreposição dos vetores no *software ArcGIs 10.3*.

Evolução de elementos morfológicos

Parte dos dados relacionados às dinâmicas de deposição e conectividade hidrológica-hidrodinâmica foi aferida com auxílio de imagens disponibilizadas pelo *Google Earth Pro* (período de 2000-2020) e em trabalhos de campo. Nesse sentido, foi executado sobrevoo em fevereiro de 2020 (transição entre os períodos de enchente-cheia) para visualização e registros fotográficos. Cabe salientar que foi solicitada autorização de voo junto ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), e que, os acessos às localidades imageadas foram realizados via rios Paraguai-Sepotuba (Figura 22).



Figura 22. A) Operação do drone para obtenção das fotografias B) Início do planos de voo no sistema-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

O drone modelo Mavic Air da marca Dji, número de série OK1UF3400D0054, cadastrado junto ao DECEA sob o número PR 270819870 subsidiou o registro das imagens (fotografias avulsas do sistema rio planície de inundação). A câmera usada no drone abriga um sensor CMOS de 1/3,2 polegadas com HDR e uma lente de abertura f/2.8 com uma distância focal de 24 mm (equivalente a 35 mm). As imagens foram capturadas por foto e vídeo, sendo as fotos com resolução de 12 milhões de pixels (MP) e os vídeos com resolução de 4K (3.840 x 2.160 pixels), realizados em 360 graus a fim de que a visualização mais ampla do ponto representativo fosse registrada, para posterior captura de tela. As imagens capturadas (verticais e oblíquas) foram armazenadas em cartão Secure Digital (SD), sendo posteriormente transferidas para o computador.

CAPÍTULO 3

ASPECTOS FÍSICO-AMBIENTAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA



3.1. Caracterização geoambiental da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

A bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com 9.827,98 km², é um dos principais contribuintes do Alto rio Paraguai, estado de Mato Grosso. Nesse sentido, a vetorização da drenagem permitiu a sub-divisão do sistema para melhor avaliação dos elementos socioambientais, além da sua contribuição para os arranjos espaciais e para a análise das mudanças na paisagem no sistema rio-planície de inundação.

Nesse contexto, 48,11% da bacia hidrográfica do rio Sepotuba é drenada por cursos d'água diretamente relacionados ao rio principal; enquanto que 51,88% da área de drenagem pertence a afluentes que desaguam no rio Sepotuba. Nesse cenário, entre as sub-bacias hidrográficas, a maior área de drenagem, com 2.278,64 km² (23,18%), tem como canal principal o rio Juba, também o afluente de maior extensão, com 128,78 km. E no baixo curso do rio Sepotuba ocorre a segunda maior área de drenagem com 1.910,54 km², correspondente a 19,43%, definida como sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba (Tabela 3).

Tabela 3. Distribuição das áreas de drenagem das sub-bacias hidrográficas do rio Sepotuba e com destaque para os principais afluentes do sistema

Sub-bacia hidrográfica	Área km ²	Percentual Área %	Extensão do canal principal km
1 – Nascentes do Sepotuba*	1.229,64	12	405,44
2 – Rio Sepotubinha	793,59	8,07	56,11
3 – Médio Sepotuba*	1.588,62	16,16	405,44
4 – Rio do Sapo	547,39	5,56	51,93
5 – Rio Formoso	711,47	7,23	53,51
6 – Rio Juba	2.278,64	23,18	128,78
7 – Rio Tarumã	847,32	8,62	36,76
8 – Baixo Sepotuba*	1.910,54	19,43	405,44

*405,44 km corresponde a extensão da Nascente a Foz

Organização: o autor (2020)

É importante considerar que os aspectos geológico-geomorfológicos desempenham controle sobre as formas de relevo com os processos de dissecação, aplanamento e acumulação, sendo esses bem expressos pelos arranjos dos canais fluviais. As sub-bacias hidrográficas 1, 2, 3 e 8 drenam áreas do próprio rio Sepotuba, enquanto que as sub-bacias hidrográficas 4, 5, 6 e 7 correspondem às sub-bacias hidrográficas dos principais afluentes. Os rios do Sapo, Formoso e Juba desaguam pela margem direita e o rio Tarumã pela margem esquerda (Figura 23).

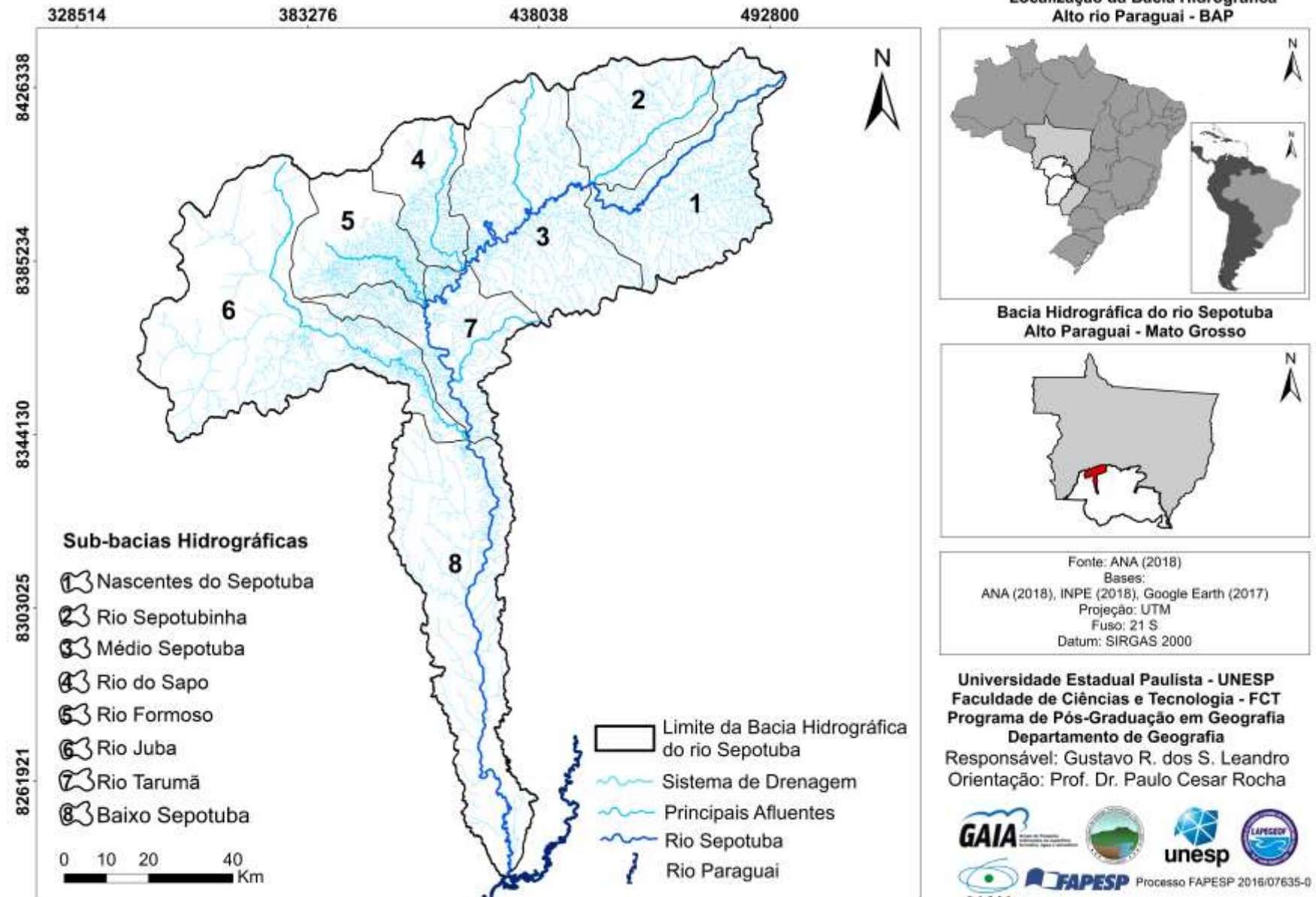


Figura 23. Hierarquização fluvial e as sub-bacias hidrográficas que compõem o sistema do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai no estado de Mato Grosso
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Ao se considerar os arranjos geológicos que constituem a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, é possível observar diferentes tipos litológicos no alto, médio e baixo curso ou, ainda, quando considerados os afluentes, pelas margens esquerda e direita, bem como porções no sentido leste-oeste e centro-sul da bacia hidrográfica. Desse modo, foi possível aferir que na área de estudo estão presentes rochas que datam do Pré-Cambriano Superior até os sedimentos recentes do Quaternário (Quadro 6).

Quadro 6. Ocorrência geológica na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Era	Período	Formações Geológicas		Descrição das Unidades Litoestratigráficas
Cenozoico	Quaternário	Ha – Aluviões atuais Terraços Holocênicos Qa – Formação Pantanal		Composto por sedimentos com variação granulométrica entre areias, siltes, argilas e cascalhos
Mesozóico	Cretáceo	Grupo Parecis	Kut - Formação Utiriti	Sedimentos arenosos feldspáticos de granulometria fina a média com subordinadas intercalações de siltitos, argilitos e raros níveis delgados de conglomerados
			Ksn – Formação Salto das Nuvens	Arenitos com níveis conglomerativos intercalados predominantemente na porção basal
		Kt – Formação Tapirapuã		Derrames basálticos de granulometria muito fina
Proterozóico	Superior	Grupo Alto Paraguai	1) PSs – Formação Sepotuba 2) PSr – Formação Raizama 3) PSa – Formação Araras	1 - Sedimentos pelíticos com predomínio de folhelhos e intercalações de arenitos finos 2 - Arenitos com intercalações de siltitos e argilitos 3 - Predominam sedimentos carbonáticos calcíferos e pelíticos na base e dolomitos no topo. Finas intercalações de siltitos e folhelhos
	Médio	Grupo Serra do Rio Branco – PMSb: riodacitos, granitos pórfiros, andesitos, dacitos e básicas		
		Grupo Aguapeí	1) PMmc - Formação Morro Cristalino 2) Pmvp – Formação Vale da Promissão	1 – Metarenitos ortoquartzíticos e feldspáticos com intercalações de conglomeráticos 2 – Metassiltitos, filitos, ardósia e metarenitos finos

Fonte: CAMARGO (2011)

Inicialmente, verifica-se que no alto curso a bacia hidrográfica do rio Sepotuba apresenta forma alongada no sentido leste-oeste, e os canais fluviais com suas respectivas drenagens no sentido norte-sul. Ainda no alto curso, pela porção leste, os afluentes da margem direita drenam pelas Formações Utiriti e Salto das Nuvens, pertencentes ao Grupo Parecis, constituídas por rochas sedimentares. Pela margem esquerda, os afluentes percorrem a Formação Tapirapuã (rochas magmáticas extrusivas) e o Grupo Alto Paraguai, constituído pelas Formações Diamantino, Sepotuba, Raizama e Araras, bem como pelo Grupo Rio Branco (rochas magmáticas intrusivas e extrusivas).

Conforme destacam Barros et al. (2006), os derrames básicos considerados de caráter fissural, denominados de Formação Tapirapuã, afloram em uma área de

aproximadamente 115 km de extensão por 10 a 20 km de largura, na Serra de Tapirapuã, município de Tangará da Serra, Mato Grosso. Os autores, ainda, destacam a possibilidade de terem ocorrido mais de um derrame na região. Barros et al. (1982) citaram a existência de intercalações desses basaltos com conglomerados e arenitos feldspáticos nas imediações do rio Sepotuba, sugerindo uma relação entre o topo do derrame e a base do Grupo Parecis.

Na porção oeste do Alto curso, margem direita, os afluentes do rio Sepotuba percorrem as Formações Utariti e Salto das Nuvens, pertencentes ao Grupo Parecis, com destaque para a ocorrência de Aluviões atuais na base de trechos do sistema de drenagem do rio Juba. Cabe salientar a ocorrência de rochas da Formação Araras e intrusivas do Grupo Rio Branco (Figura 24).

Litologicamente, a Formação Raizama apresenta camadas conglomeráticas com seixos de quartzo. Em sua base, ocorrem frequentes intercalações de camadas de arenitos grosseiros e conglomerados com matriz arenosa fina, média e grossa; diferentemente das características da Formação Araras¹⁰, por exemplo. Conforme destacado por Karmann (2009), a dissolução do calcário provoca a formação de fendas com maior propensão à ocorrência de drenagem subterrânea através de sumidouros, dutos e dolinas. Portanto, a constituição da Formação Araras pode contribuir para a disponibilidade da rede de drenagem superficial, especificamente nas áreas de ocorrência do calcário.

No médio e baixo curso do canal principal, ocorrem as Formações Sepotuba – PSs e Pantanal – Qp, constituídas por sedimentos, associados à dinâmica de ambientes flúvio-lacustres, ocasionalmente inundáveis, bem como por Aluviões atuais – há, constituídos por depósitos de sedimentos com granulometria variando de argila, areias, cascalhos conforme ambiente de sedimentação (CAMARGO, 2011). Cabe destacar que, a partir de análise visual, foi possível identificar a ocorrência de áreas úmidas em diferentes sub-bacias hidrográficas, com cobertura vegetal classificada como Ecótono. É importante destacar a ocorrência de Aluviões atuais nas sub-bacias hidrográficas Nascentes do Sepotuba (sub-bacia hidrográfica 1), do rio Sepotubinha (sub-bacia hidrográfica 2), bem como no Médio Sepotuba, onde o canal desenvolve-se com padrão meandrante, ainda que no Alto curso de sua bacia hidrográfica. A entrada de sedimentos no sistema tem papel fundamental em sua dinâmica, em conjunto com as características pedológicas, como será discutido adiante.

¹⁰ Tendo em vista a sua elevada solubilidade, sob condições de climas úmidos, os calcários apresentam formas bastante específicas, denominadas de relevos cársticos. O aspecto mais característico do carste é a ausência de rede de drenagem organizada e de erosão superficial, desenvolvendo-se galerias internas (PENTEADO, 1983).

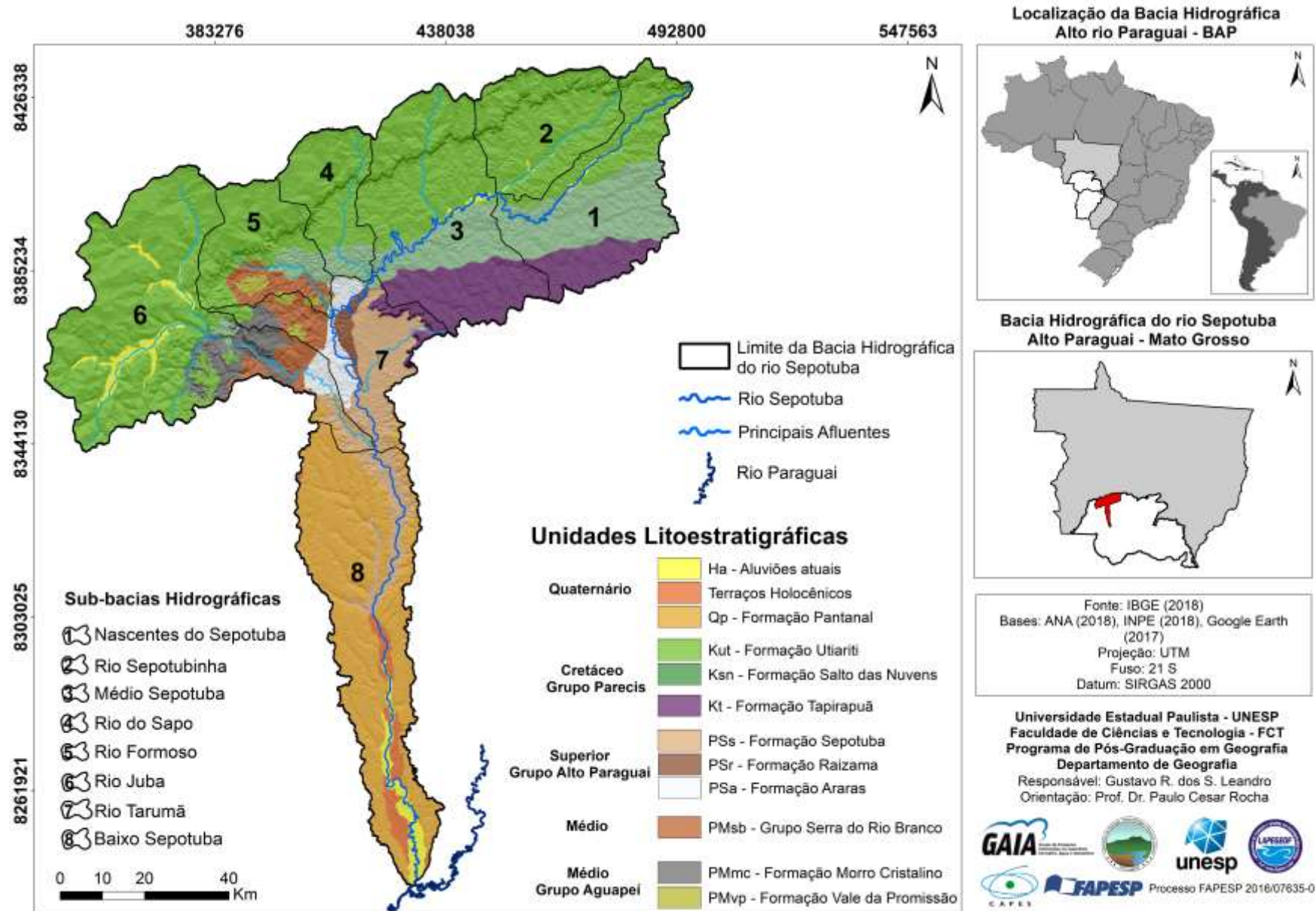


Figura 24. Distribuição das formações geológicas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** SEPLAN (2011) e IBGE (2018)

A bacia hidrográfica do rio Sepotuba drena estruturas morfológicas esculpturadas pela Chapada dos Parecis (principais nascentes dos afluentes), bem como pelo Planalto dos Parecis (nascente do rio Sepotuba), pela Depressão do rio Paraguai e pela Planície e Pantanaís mato-grossenses no baixo curso, constituídas por depósitos quaternários, conforme discutido anteriormente.

Nota-se que a configuração topográfica é dominada por altitudes e declividades constantes ao longo dos perfis longitudinais em cada compartimento geomorfológico. Assim, os principais afluentes do rio Sepotuba possuem segmentos delineados por alta declividade (escarpas). Contudo, os trechos nos quais estão instalados os aproveitamentos hidrelétricos são relativamente pequenos, ou seja, logo o canal principal alcança os depósitos quaternários em sua planície de inundação (SOUZA FILHO, 2013; SILVA et al., 2015). Nesse sentido, ao considerarmos as configurações geomorfológicas relacionadas aos processos ocorrentes na bacia hidrográfica, destacamos as formas estruturais de dissecação e de acumulação.

Dessa forma, para fins de entendimento do contexto geomorfológico do Planalto dos Parecis, Ross e Santos (1982) propõem a criação de duas subunidades: o Planalto Dissecado e a Chapada. Cabe destacar que o Planalto Dissecado dos Parecis constitui um patamar topograficamente abaixo da Chapada, porção a montante da escarpa (FARIA, 2012). Outro fator importante é o fato de que os afluentes da margem direita drenam porções da bacia nessas subunidades de relevo, ou seja, os afluentes nascem na Chapada dos Parecis a partir de importantes cabeceiras em forma de anfiteatro, percorrem o terreno até o limite escarpado, com a formação de inúmeras quedas d'água e, posteriormente, percorrem os terrenos dissecados (Planalto dos Parecis) a jusante até desaguiarem no rio Sepotuba.

O Planalto dos Parecis e a Serra de Tapirapuã configuram as cabeceiras de drenagem de seus canais de primeira a quarta ordem, os quais abastecem os principais afluentes do rio Sepotuba. Nesse contexto, das sub-bacias hidrográficas, seis drenam as morfoesculturas do Planalto e Chapada dos Parecis (Figuras 25 e 26). A sub-bacia hidrográfica 7 – rio Tarumã apresenta ocorrência do Planalto dos Parecis e Depressão do Alto Paraguai, e na sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba ocorre a Depressão do Alto Paraguai e as Planícies e Pantanaís mato-grossenses.

Sobre a temática, Souza Filho (2013) destacou que os empreendimentos previstos para a bacia do Alto rio Paraguai, quando concluídos, poderão influenciar 44% da descarga afluente do planalto e 52% da carga sedimentar afluente ao Pantanal. O autor salientou, ainda, que na bacia do rio Sepotuba há duas Usinas Hidrelétricas (UHEs) e duas Pequenas Centrais Hidrelétricas (PCHs) em operação .

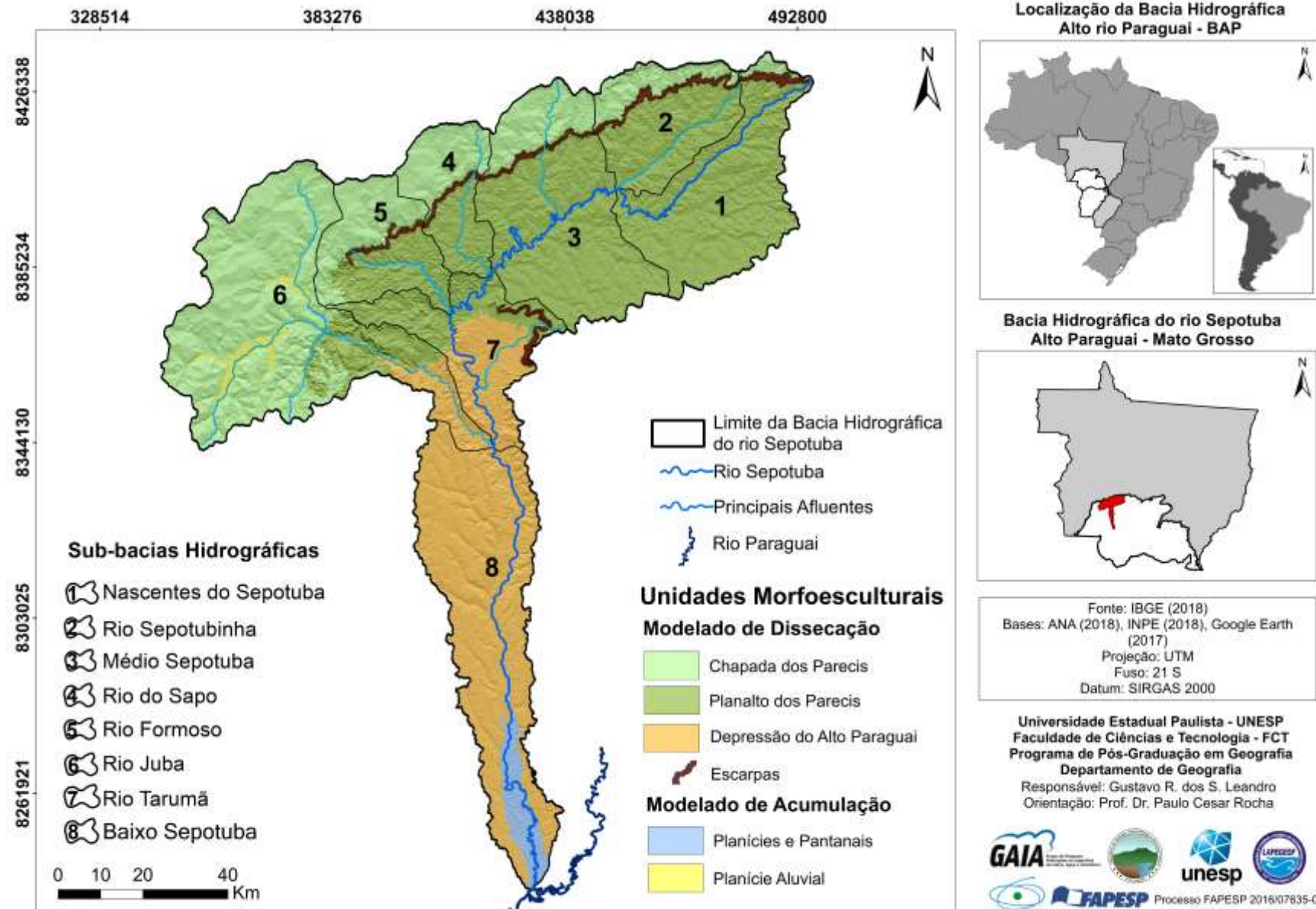


Figura 25. Sub-unidades de relevo ocorrentes na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** SEPLAN (2011) e IBGE (2018)

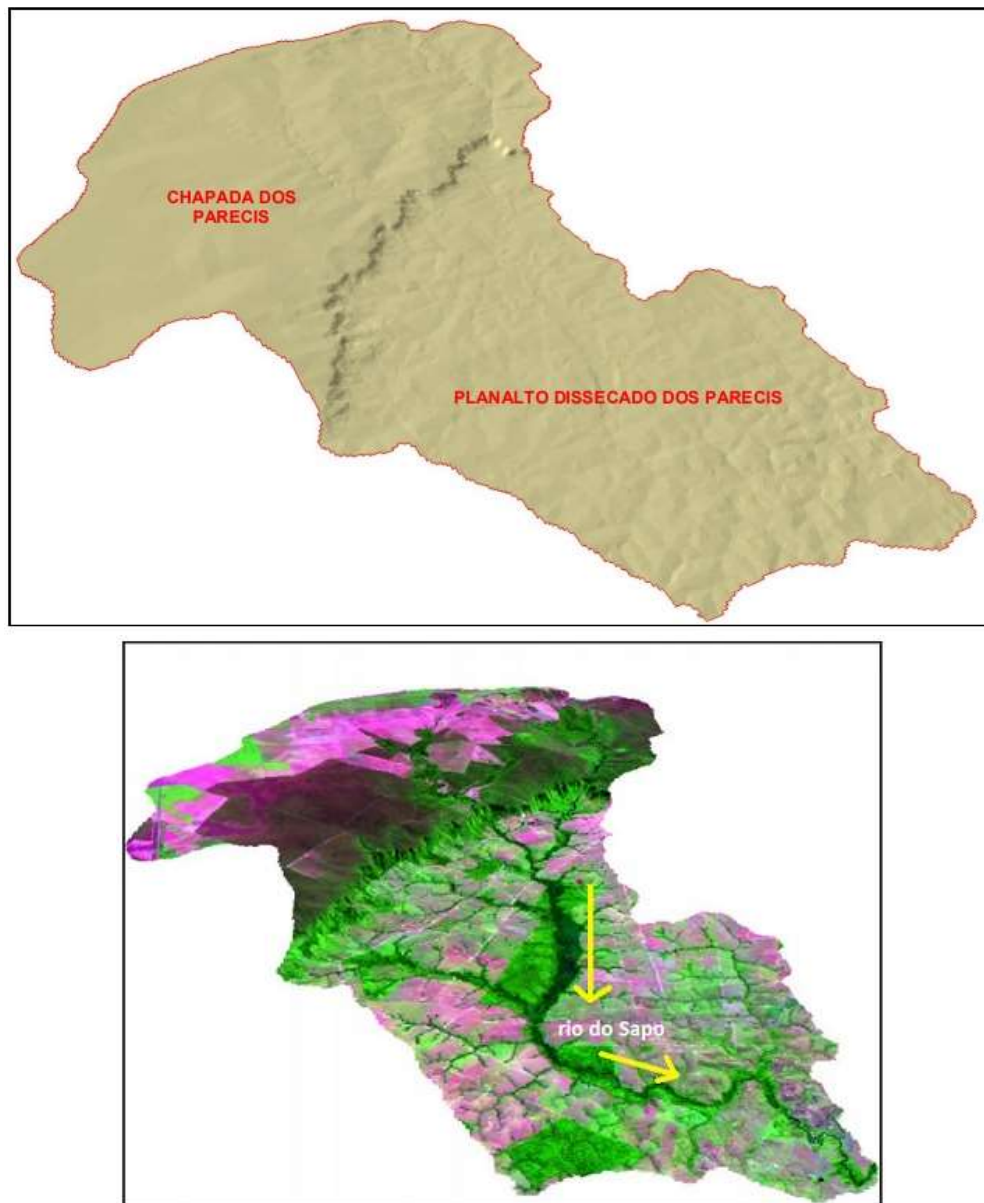


Figura 26. Subunidades de relevo, com destaque para a sub-bacia hidrográfica do rio do Sapo, afluente da margem direita do rio Sepotuba
Fonte: Farias (2012)

Nesse sentido, a identificação dos compartimentos que constituem a bacia hidrográfica do rio Sepotuba fica evidente quando se observa a altimetria e a declividade (Figuras 27 e 28). Portanto, foram classificados três intervalos principais. O primeiro compreende as bordas da bacia hidrográfica no alto curso, com valores entre 722- 450 m (Chapada dos Parecis e Bordas da Serra de Tapirapuã). O segundo corresponde ao relevo dissecado do Planalto dos Parecis, com valores próximos a 350 m (médio curso da bacia hidrográfica). Já o terceiro, com intervalos inferiores a 230 m, inicia-se na sub-bacia hidrográfica 7 – Rio Tarumã (médio e baixo curso), com 104 m no compartimento Planície e Pantanaís mato-grossenses (Figura 27).

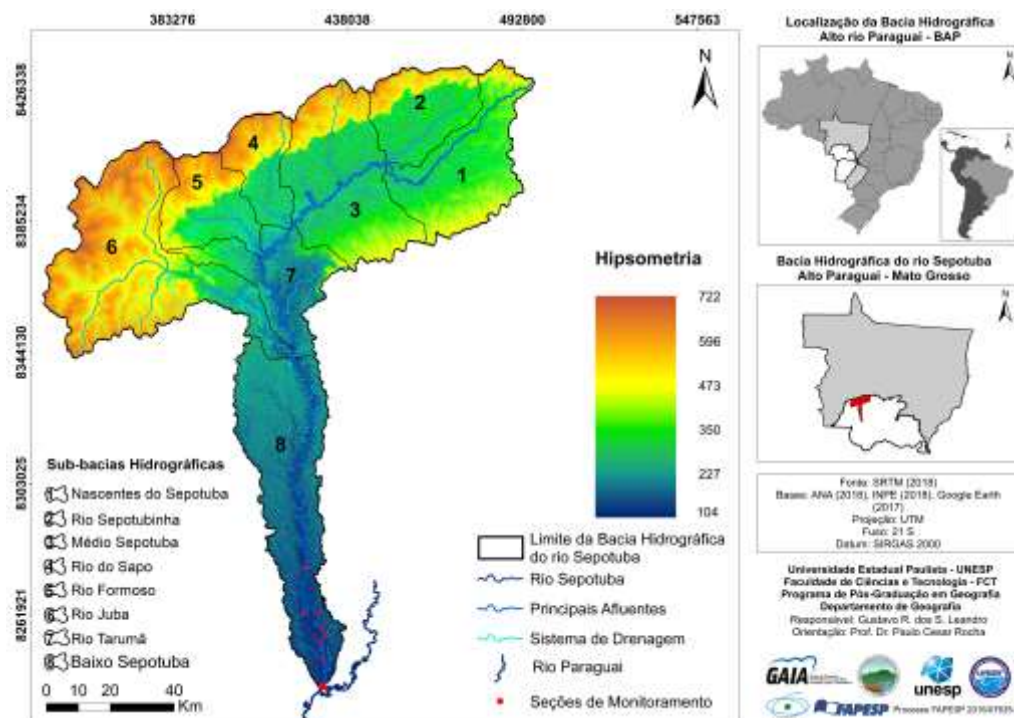


Figura 27. Variação da altimetria na bacia do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Desse modo, a Depressão do Alto Paraguai apresenta relevo pouco dissecado, disposto em patamares com topo plano, os quais se desdobram de 400 metros de altitude no extremo oeste da bacia para pouco mais de 100 metros nas proximidades do Pantanal.

Na correlação entre as declividades e a morfologia do relevo, verifica-se que a declividade apresenta predominância, com valores inferiores a 3%, bem como intervalo entre 3-6%. Destacam-se, ainda, declividades superiores a 45% nas sub-bacias hidrográficas 2, 3 e 4, com a esculturação de um sistema escarpado. Na sub-bacia hidrográfica 6, as maiores declividades estão presentes no médio curso em ambas as margens do rio Juba. Na sub-bacia hidrográfica, rio Tarumã, também ocorre mudança na altitude, sendo bem marcada pela declividade no limite da Serra de Tapirapuã (Figuras 27 e 28).

É importante observar que o rio Sepotuba não possui ruptura na drenagem ocasionada por um sistema em escarpa (declividade >45), como ocorre em seus afluentes da margem direita com a formação de quedas d'água. Isso ocorre porque suas nascentes estão localizadas na Planalto dos Parecis, enquanto que os afluentes nascem na Chapada dos Parecis. Dessa forma, alguns aspectos relacionados à distribuição da drenagem diferenciam as sub-bacias hidrográficas em relação ao rio Sepotuba devido às características do relevo e das formações geológicas (Figura 28).

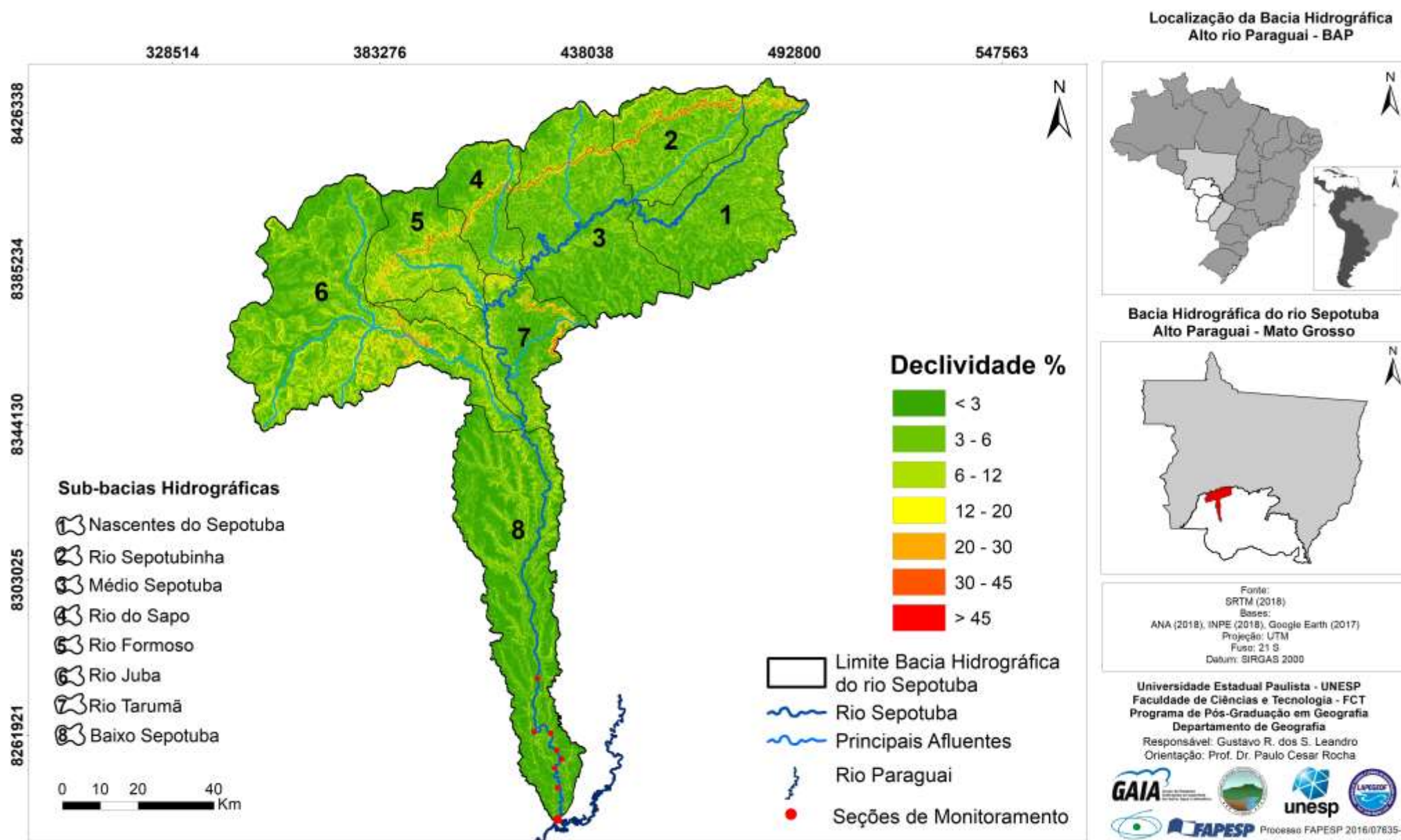


Figura 28. Variação da declividade com destaque > 45% em sistema de escarpa na bacia do rio Sepotuba, Alto Paraguai - Mato Grosso
Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Dessa forma, a declividade permite identificar peculiaridades quando considerada a bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Nas sub-bacias hidrográficas 2, 3, 4, 5 e 7, o sistema em escarpa apresenta-se bem delineado, com intervalos $> 45\%$; enquanto que, nas sub-bacias hidrográficas 1 e 6, sua ocorrência contribui para a identificação de relevos residuais, provavelmente associados à dissecação das bordas da Chapada dos Parecis. Pode-se observar, ainda, a partir da análise integrada, a existência de formações geológicas, o delineamento das planícies aluviais, bem como o controle estrutural no médio curso do rio Juba associado à Formação Morro Crsitalino.

Os cursos médio e baixo do rio Sepotuba possuem formas de relevo da Depressão do Alto Paraguai, quando no baixo curso alcança as Planícies e Pantanaís mato-grossenses (Figura 29). De acordo com Silva (2010), a presente unidade de relevo corresponde a uma superfície pouco dissecada, com pequeno caimento topográfico de norte para sul, rampeada em sua seção oeste, com altimetria variando entre 120 e 300 m. É demarcada a norte pela escarpa da serra Tapirapuã e a leste pelas cristas alongadas e paralelas da Província Serrana, que separa a Depressão do Alto Paraguai da Depressão Cuiabana. Seu limite noroeste é demarcado pelo sopé do Planalto dos Parecis e pela serra do Roncador (SILVA, 2010). Silva (2010) destaca ainda que

Na depressão do rio Paraguai, podem ser identificadas duas fisionomias diferentes na paisagem, em função da litologia e da organização da drenagem: terrenos quaternários da Formação Pantanal e rochas pré-cambrianas. As formas de acumulação mais recentes são representadas pelas planícies e terraços fluviais, encontradas nos afluentes de maior porte. Nos rios Paraguai, Sepotuba e Cabaçal, onde as declividades são menores e os canais cortam os sedimentos mais antigos da Formação Pantanal, as planícies fluviais e os terraços são mais bem desenvolvidos (SILVA, 2010, p. 26).

Contudo, ainda que pouco dissecado, quando comparado às formas de relevo convexas nas sub-bacias hidrográficas 5 e 7 (declividade entre 12-20%), o sistema de drenagem no baixo curso do rio Sepotuba encontra-se sobre a Formação Sepotuba e a Formação Pantanal. Desse modo, suas litologias contribuem para a incisão paralela dos canais fluviais na sub-bacia hidrográfica 8 e para a evolução dos sistemas fluviais. Segundo Souza et al. (2010), seus sedimentos são erodidos com facilidade, sendo que no período de cheias são removidos e acumulados em outros segmentos da planície e do canal, por exemplo, nos terraços aluviais sub-recentes, constituídos por siltes, argilas e areias finas. Isso decorre do fato de serem constituídos de sedimentos finos a grosseiros semi-consolidados.

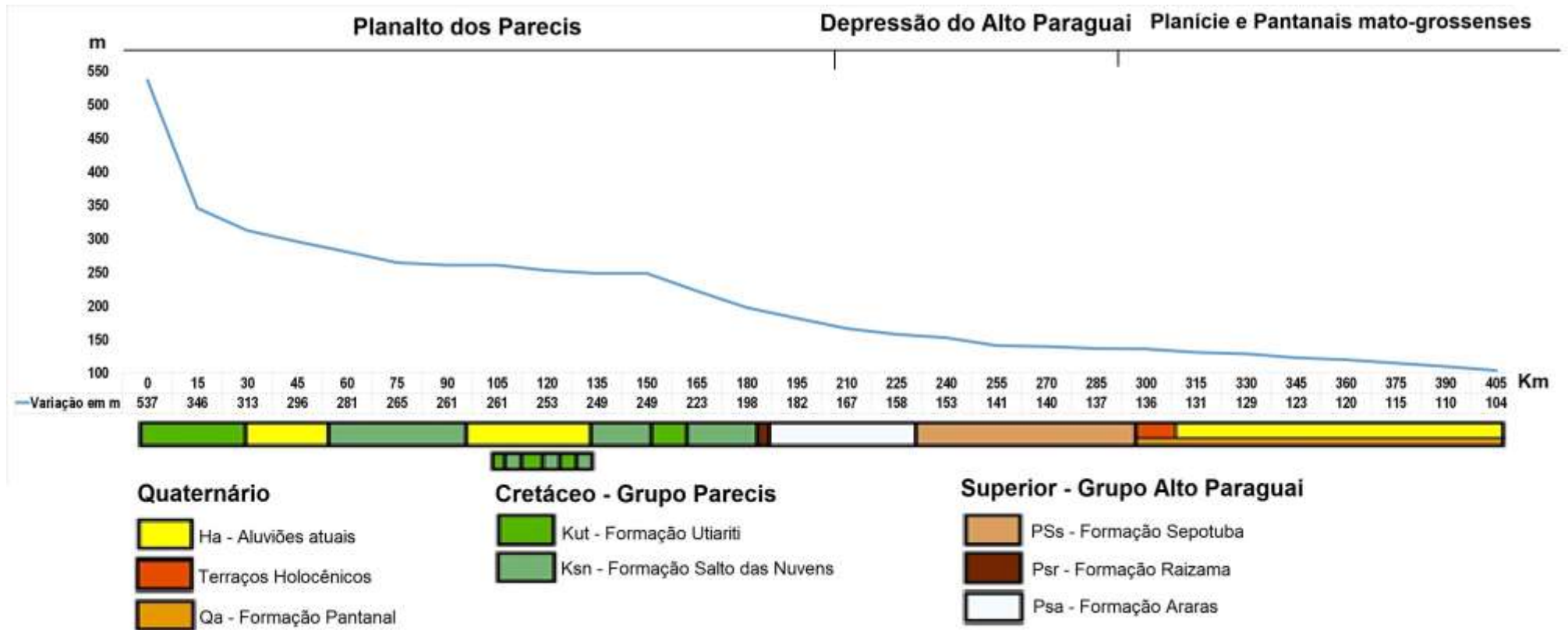


Figura 29. Perfil longitudinal do rio Sepotuba, com destaque para a litologia e os compartimentos geomorfológicos

Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** SEPLAN (2011) e IBGE (2018)

Nesse sentido, uma das propriedades geomorfológicas das rochas que desempenham importante papel nos processos hidromorfoodinâmicos é o grau de permeabilidade. Conforme pontua Penteado (1983), trata-se de um importante elemento do escoamento, desde que o declive das camadas não influencie significativamente na topografia (a declividade no alto curso dos afluentes do rio Sepotuba é < 3%). A permeabilidade depende dos poros da rocha, das fissuras e do grau de solubilidade. Tende a diminuir o escoamento superficial, enquanto que a impermeabilidade tende a aumentar. Nessa perspectiva, as áreas sedimentares apresentam uma rede de drenagem com poucos rios; enquanto que, no embasamento cristalino (Formação Morro Cristalino, por exemplo), constata-se um significativo adensamento da rede hídrica.

Nesse sentido, o adensamento da drenagem nas sub-bacias hidrográficas 4, 5, 6 e 7 pode ter relação com as litologias presentes em suas áreas de drenagem, constituídas de rochas metamorfizadas. Pode ter relação também com a diminuição de canais no alto curso dos afluentes, cuja base geológica é composta por arenitos e sedimentos arenosos (Formação Utiriti). Portanto, o nítido contraste entre formas tabulares e subtabulares com vales encaixados e escarpas, fraca densidade da rede de drenagem, com rios longos e retilíneos, caracteriza as relações entre sua litologia e formas de relevo (PENTEADO, 1983). Desse modo, sua base geológica¹¹ e dinâmica evolutiva contribuem para a formação das planícies aluviais, conforme observado nas sub-bacias hidrográficas 1,2, 3 e 6.

No que se refere à cobertura pedológica, há grandes manchas e associações de Argissolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho + Plintossolo Pétrico, Neossolos Quartzarênico Hidromórfico, Litólico + Regolítico (colúvios, tálus e afloramentos de rocha) e Neossolo Flúvico + Gleissolo, entre outros, conforme Figura 30 (IBGE, 2012; FARIA, 2012; EMBRAPA, 2013). O Argissolo Vermelho corresponde à classe de maior abrangência na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com 38,09%. Seu desenvolvimento ocorre sobre diversos materiais de origem (EMBRAPA, 2013). Já na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, a ocorrência se dá, predominantemente, sobre o Planalto dos Parecis – Formações Utiriti e Salto das Nuvens. Associado ao Argissolo Vermelho, o Latossolo Vermelho apresenta ocorrência sobre a Formação Salto das Nuvens e Tapirapuã, recobrando 16,74% da bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

¹¹ O arenito é altamente permeável devido à porosidade e à rede de diaclases, o que reduz o escoamento superficial em função do aumento da infiltração. Os processos físicos predominam nas encostas, com solapamento das bases e desmoronamento das encostas, o que justifica o fato de as vertentes recuarem lateralmente sem perderem a verticalidade (PENTEADO, 1983) – sistema de escarpa entre a Chapada dos Parecis e o Planalto dos Parecis.

O Nitossolo, com 0,39%, está mais relacionado ao material de origem, sendo originado de rochas básicas – Formação Tapirapuã (basalto, diabásio) e de rochas calcáreas – Formação Araras, associados às áreas de relevos desde suave ondulado a forte ondulado – Bordas da Serra de Tapirapuã e Planalto dos Parecis (EMBRAPA, 2013). Com 0,76%, a maior ocorrência do Cambissolo foi na sub-bacia hidrográfica do rio Tarumã, sobre a Formação Sepotuba. Contudo, registrou-se sua ocorrência na sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba em Terraços Fluviais. Segundo a Embrapa (2013), devido à heterogeneidade do material de origem, das formas de relevo e das condições climáticas, as características desses solos variam muito de um local para outro.

Os Neossolos Litólicos+Regolítico ocorrem principalmente nos limites entre a Chapa e o Planalto do Parecis, com destaque para a morfologia estrutural em forma de escarpa (CAMARGO, 2011; FARIAS, 2012). Conforme salienta Farias (2012), os tipos pedológicos que formam os tálus e colúvios nas proximidades do sopé da escarpa são formados principalmente por Neossolo Litólico e Neossolo Regolítico. O potencial ao desenvolvimento de erosão linear por águas pluviais nas vertentes ocupadas por depósito de tálus e coluviões é também bastante significativa por se tratar de terreno com expressiva declividade (superior a 20%), além de cobertura pedológica com textura predominantemente arenosa, o que torna esses compartimentos geomorfológicos muito sensíveis à supressão de vegetação ou qualquer tipo de uso.

No alto curso, alguns estudos apontam para a grande ocorrência de solos arenosos. Nos trabalhos de Farias (2012) e Oliveira (2017), foram identificadas e mapeadas extensas áreas de Neossolos Quartzarênicos nas sub-bacias dos rios Juba e Sapo, sendo aferidas por trabalhos de campo e análises laboratoriais. As classes de Neossolo, quando somadas, recobrem mais de 40% da bacia hidrográfica do rio Sepotuba (41,23%), sendo predominante o Neossolo Quartzarênico, com 36,18% (Figura 29).

A predominância de Neossolo Quartzarênico Órtico (solo jovem, pouco evoluído, com fragilidade ao intemperismo) ocorre sobre a unidade litoestratigráfica Formação Utiriti (arenitos compostos essencialmente de quartzo e feldspato), relativamente nova, compreendida no período Cretáceo. Ainda, a textura arenosa (925 g/Kg em Ap e 915 g/Kg em C1) e a baixa fertilidade, associadas à falta de técnicas adequadas no manejo do solo, ocasionaram o surgimento de dezenas de faces erosivas, onde várias evoluíram para voçorocas. As voçorocas identificadas no MP-I, bacia hidrográfica do rio Branco, estão todas em áreas antropizadas, cuja ocorrência não se verificou em áreas de vegetação nativa (OLIVEIRA, 2017).

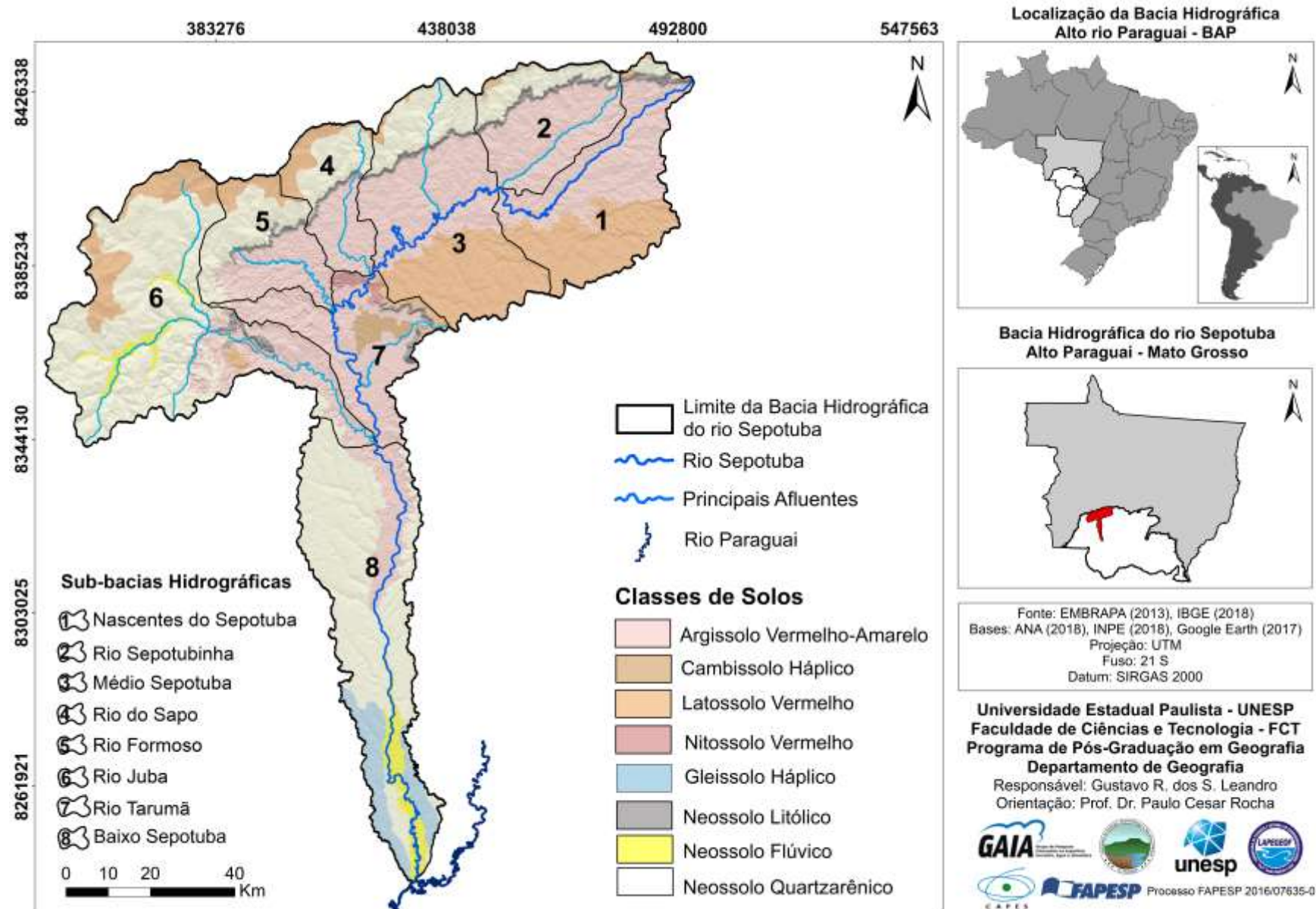


Figura 30. Esboço pedológico com as principais ocorrências na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Fonte: EMBRAPA (2013) e IBGE (2018)

De acordo com Sousa et al. (2015), os Neossolos Quartzarênicos apresentam processo de gênese mais avançado e cota altimétrica ligeiramente superior aos dos Neossolos Flúvicos. Essas condições, somadas aos seus atributos químicos favoráveis nos horizontes superficiais, permitem o estabelecimento de vegetação arbórea. A presença da vegetação contribui para resistência à erosão, atenuando o efeito contrário proporcionado pela estrutura frágil desse solo, principalmente devido aos baixos teores de argila.

No baixo curso do rio Sepotuba, há uma generalização quanto à ocorrência e à classificação dos solos. Camargo (2011) apresenta o Gleissolo como classe predominante na planície de inundação. Contudo, os solos que compõem as margens do rio Paraguai e afluentes constituem associações de classes¹², com ampla variação morfológica e de atributos químicos e físicos, os quais resultam em diferentes suscetibilidades aos processos erosivos, ocorrendo em diferentes graus ao longo do rio (SOUSA et al., 2015). Destacamos, ainda, os processos que conferem diversidade às classes pedológicas no sistema canal-planície de inundação, principalmente as de caráter flúvico, com a deposição de sedimentos ao longo do tempo devido aos ciclos de inundação no período chuvoso (Quadro 7).

Nesse contexto, processos de liquefação e de pedogênese, apontados por Silva (2010), conferem maior complexidade e diversidade quanto à ocorrência de solos no baixo curso do rio Sepotuba. Em trabalho de campo, foram identificadas três classes de solo. Nos compartimentos mais elevados, áreas dos terraços fluviais, foi possível classificar dois processos pedogenéticos e, portanto, duas classes de solo. No topo, a ocorrência de Cambissolo Flúvico foi registrada em dois pontos; enquanto que, no terraço fluvial, foi identificado o Plintossolo Argilúvico. No contato entre o Terraço e a Planície, foi possível identificar a ocorrência de Neossolo Flúvico associado à deposição atual (Figura 31).

¹² De acordo com o IBGE (2012), associação é um grupamento de unidades taxonômicas definidas, associadas geográfica e regularmente em um padrão de arranjo definido. É constituída por classes de solos distintos, com limites nítidos ou pouco nítidos entre si, que normalmente podem ser separados em levantamentos de solos mais pormenorizados.

Quadro 7. Síntese dos aspectos físicos-ambientais da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso

Unidades litoestratigráficas	Unidades morfoesculturais	Classes e associações de solos
Período Quaternário (Q) (Ha) Aluviões atuais – baixo curso das sub-bacias hidrográficas 1, 2, 3 e 8 do rio Sepotuba, bem como nas sub-bacias hidrográficas dos rios Juba e do Sapo, totalizando 2,80% Terraços Holocênicos – ocorrência na Unidade 8 – Baixo Sepotuba, caracterizando a evolução do sistema fluvial dos afluentes paralelos, totalizando 1,39% (Qp) Formação Pantanal – 14,73% - do Período Quaternário	Planície e Pantanaís mato-grossenses com 1,28% e Planície Aluvial com 0,71%. Ocorrência sobre os depósitos atuais, com desenvolvimento de trechos dos canais fluviais sobre os sedimentos inconsolidados ou semi-consolidados	Gleissolo Háplico – 2,74%. Situados nas partes relativamente mais baixas da planície aluvial Neossolo Flúvico – 2,70%. Depósitos de canal com atividade pedogenética
	Depressão do Alto Paraguai – 23,62%. Sobreposta principalmente sobre a Formação Pantanal, porém com sua morfologia ocorrendo sobre as Formações Sepotuba, Raizama e Araras	Cambissolo Háplico – 0,76%. Ocorrência na Depressão do Alto Paraguai sobre a Formação Sepotuba Neossolo Quartzarênico – 36,18%. Composição de 900 g/Kg de areia, sobretudo na Chapada dos Parecis e Depressão do Alto Paraguai (OLIVEIRA et al., 2017)
	Chapada dos Parecis – 30,74%. Ocorrência principalmente de litologias da Formação Utiriti, com seu relevo ocorrendo em 6 das 8 sub-bacias hidrográficas, principalmente nas unidades dos afluentes, com destaque para o rio Juba. Ocorrência de Planície Aluvial, principalmente na sub-bacia-hidrográfica do rio Juba	Neossolo Litólico + Neossolo Regolítico – 2,35%. Ocorrência no Sistema de Escarpa (transição entre a Chapada dos Parecis e o Planalto dos Parecis) e em relevos residuais da sub-bacia hidrográfica do rio Juba – Formação Morro Cristalino.
Grupo Parecis – Cretáceo Sobre suas Formações, com registros de Aluviões atuais nas sub-bacias hidrográficas 1, 2, 3 (Kut) Formação Utiriti – 46,71%. Maior ocorrência sobretudo na Chapada dos Parecis (Ksn) Formação Salto das Nuvens – 11%. Mais antiga com ocorrência no Planalto dos Parecis (Kt) Formação Tapirapuã com 7,46%	Planalto dos Parecis, unidade morfoescultural com maior percentual – 43,63%. Abrangência de terrenos sobrepostos às Formações Utiriti em 5 das 8 sub-bacias hidrográficas, porém com a unidade morfoescultural estendendo-se sobre a Formação Tapirapuã, bem como sobre Formações pertencentes aos Grupos Alto Paraguai e Grupo Aguapei, assim como a Formação Serra do Rio Branco	Argissolo – 38,09%. Com maior ocorrência na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, sobreposto às Formações Sepotuba, Tapirapuã, Utiriti e Salto das Nuvens Latossolo Vermelho – 16,74%. Ocorrência sobre a Formação Tapirapuã e Salto das Nuvens – Planalto dos Parecis Nitossolo Vermelho – 0,39%. Associados às áreas de relevos desde suave ondulado a forte ondulado – Bordas da Serra de Tapirapuã e Planalto dos Parecis (EMBRAPA, 2013)
Grupo Alto Paraguai – Superior (FSs) Formação Sepotuba – 6,81%: Siltitos e folhelhos (FSr) Formação Raizama – 0,61%: rochas areníticas (FSa) Formação Araras – 1,91%: rochas calcárias		
(PMsb) Grupo Serra do Rio Branco – Médio Ocorrência nas sub-bacias hidrográficas 5, 7 e 6 com 3,34% Grupo Aguapei – Médio (PMmc) Formação Morro Cristalino – 2,68%. Ocorrência sobretudo na sub-bacia hidrográfica 6 (PMvp) Formação Vale da Promissão – 0,57%. Ocorrência nas sub-bacias hidrográficas 6 e 7		

Fonte: IBGE (2018); EMBRAPA (2013). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

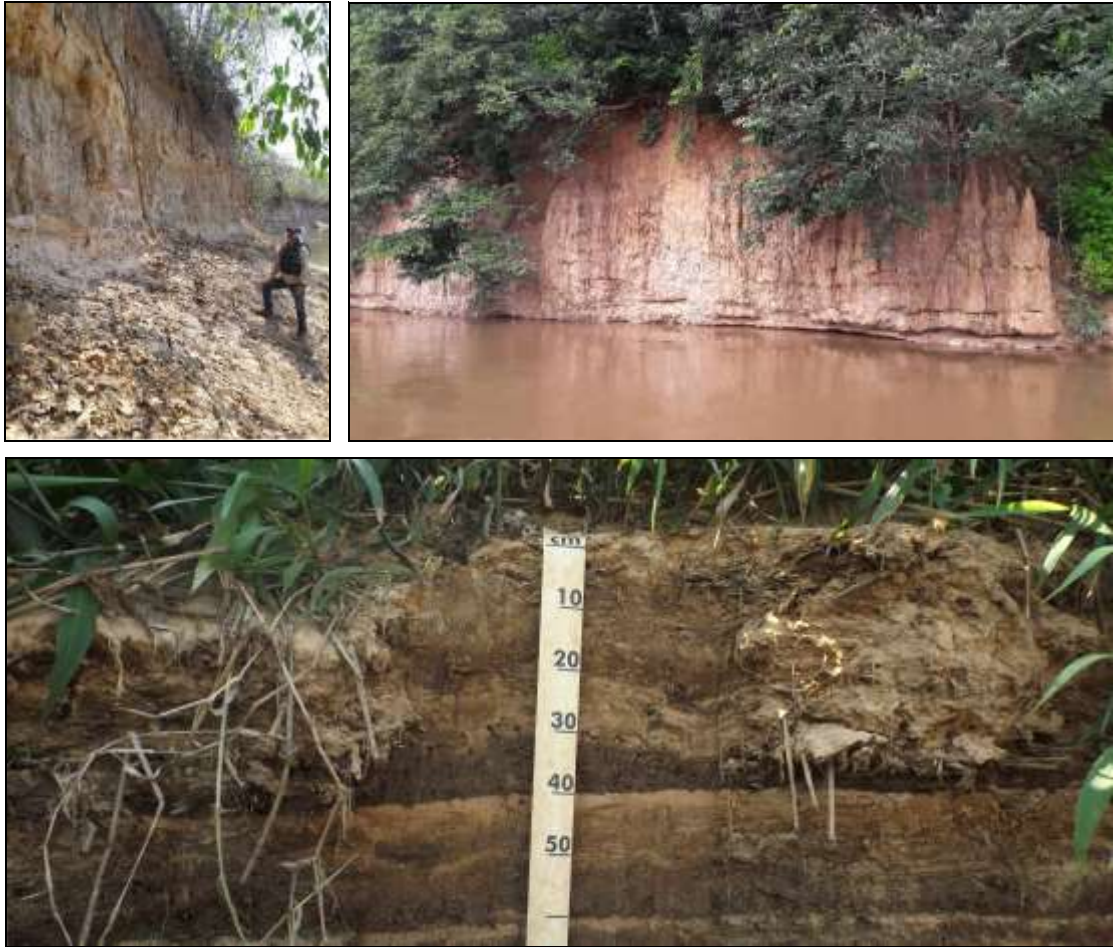


Figura 31. Terraço fluvial com morfologia íngreme-rampeada e evidências de processos erosivos; e Neossolo Flúvico às margens do rio Sepotuba, Alto Paraguai - Mato Grosso
Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Em função de peculiaridades edáficas e topográficas, a bacia hidrográfica do rio Sepotuba apresenta diferentes cobertura vegetais, como exemplificado anteriormente, Ecótono e Floresta Aluvial. Além desses, a partir da análise espectral, identificou-se, ainda, ocorrência de Cerrado, o qual, constituído por diferentes fisionomias, compõe Formações de Contato – sendo Savana Parque e Savana Arborizada. Ademais, segundo o IBGE (2012), as áreas de Savana são caracterizadas em função do estrato arbóreo descontínuo, com altura variando entre 7 e 12 metros, com presença de arbustos, subarbustos e ervas (gramíneas e outras).

De acordo com Ab'Saber (2006), a bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai está situada entre três grandes domínios morfoclimáticos e fitogeográficos sulamericanos – dos Cerrados, do Chaco e da Pré-Amazônia –, funcionando como uma imensa depressão aluvial tampão e, ao mesmo tempo, como receptáculo de componentes bióticos provenientes das áreas circunvizinhas, a exemplo do Complexo do Pantanal.

Nesse sentido, a classe Savana Arborizada é composta pelas formações de

Campo, Cerrado e Cerrado Aberto, por isso a diversidade de espécies vegetais, bem como da fauna (Figura 32). Tal diversidade apresenta, ainda, relação com os elementos abióticos, como a declividade e tipos de solo. Por sua vez, o termo Parque foi empregado por Tansley e Chipp (1926) como um tipo de vegetação (*Parkland*) e sinônimo de “savana arborizada”. Foi adotado para designar uma fisionomia dos subgrupos de formações campestres brasileiras, sejam naturais ou antrópicos. Sua fisionomia é caracterizada pela presença de árvores baixas, espaçadas (isoladas), em meio a um estrato herbáceo contínuo (IBGE, 2012).

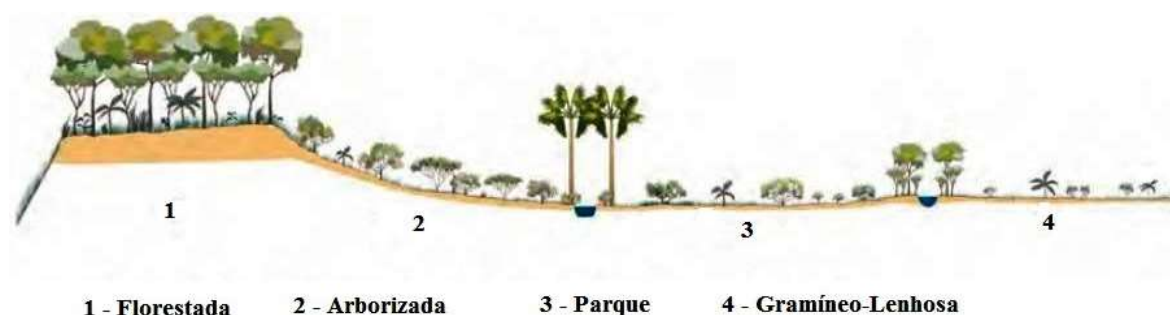


Figura 32. Perfil com as espécies constituintes das formações de savana
Fonte: IBGE (2012). **Adaptado de:** Veloso, Rangel Filho e Lima (1991)

O rio Paraguai e os seus afluentes Sepotuba, Cabaçal e Jauru drenam áreas parcialmente cobertas por florestas de linhagem amazônica (ADÁMOLI, 1986; CASTRILLON et al., 2011). Na região da foz desses rios, encontra-se o Pantanal de Cáceres. Nesse contexto, no baixo curso do rio Sepotuba, ocorrem contatos entre vegetações Ripárias associadas aos solos e depósitos quaternários (Formação Pantanal e Aluviões atuais). Sua preservação, ou melhor, sua predominância, embora com avanço das atividades econômicas, ocorre em áreas úmidas. Isso se deve aos processos hidrodinâmicos relacionados aos pulsos de inundação e umidade nas unidades da planície e terraços fluviais – o que pode dificultar a introdução de atividades agrícolas.

A Floresta Aluvial¹³ é composta por espécies arbóreas, arbustivas e herbáceas e, por isso, apresenta fragilidade ambiental por estar associada à dinâmica hidrológica/morfológica de deposição de sedimentos no corredor fluvial. Nesse sentido, sua ocorrência deve ser considerada para a implantação de atividades econômicas, principalmente a pecuária (LEANDRO, 2015). Salientamos, novamente, a classe Ecótono presente na sub-bacia hidrográfica 7 – Rio Tarumã, associada às Florestas de Terras Baixas e Aluvial por caracterizar importantes transições entre Cerrado, Floresta e áreas úmidas.

¹³ Condiçonnées ao transbordamento dos rios, com inundações temporárias em terrenos sedimentares do Quaternário (IBGE, 2012).

Nos ambientes de deposição, ocorrem, ainda, vegetações pioneiras. Trata-se de comunidades vegetais das planícies aluviais que refletem os efeitos das cheias dos rios nas épocas chuvosas ou, então, das depressões alagáveis todos os anos. Nesses terrenos aluviais, conforme a quantidade de água empoçada e ainda o tempo que ela permanece na área, as comunidades vegetais vão desde a pantanosa criptofítica (hidrófitos) até os terraços alagáveis temporariamente de terófitos, geófitos e caméfitos (IBGE, 2012). Uma das principais espécies que se destaca nas áreas de deposição do rio Sepotuba é o Sarã (*Sapium obovatum*), que tem papel fundamental para a colonização de outras espécies nos ambientes fluviais do Pantanal. Conforme argumentam Pott e Pott (1994), trata-se de uma espécie de abundante a dominante na mata ciliar alagável, em ilhas, trechos de beira de rio e corixos no Pantanal de Mato Grosso (Figura 33).



Figura 33. Ambientes de deposição no baixo curso do rio Sepotuba com estabilização a partir da colonização do Sarã (*Sapium obovatum*)

Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Nesse sentido, a identificação da diversidade presente na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, a exemplo da cobertura vegetal, é fundamental para efetivar sua conservação ou, ainda, a recuperação de áreas degradadas, principalmente junto aos cursos d'água. Assim, cabe salientar que o Cerrado está presente nos limites da Chapada e da Escarpa Estrutural ao norte, isso porque as áreas a jusante estão ocupadas por agricultura e pecuária (Planalto dos Parecis e de Tapirapuã), conforme será abordado adiante. Portanto, trata-se de um importante *continuum* ainda nativo, com transições entre as classes identificadas.

CAPÍTULO 4

EVOLUÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NA BACIA HIDROGRÁFICA



4.1. Expansão agropecuária e degradação ambiental na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

A classificação do uso e ocupação da terra, bem como das coberturas vegetais, com representação nos mapas temáticos, tiveram sua acurácia verificada pela matriz de erros, usando-se o *Índice de Concordância Kappa*. Os resultados obtidos com a utilização do estimador de acerto para a classificação realizada nos anos de 1986, 1998 e 2016 são valores considerados excelentes ($K > 0,8$), indicando que a classificação alcançou o resultado esperado (Tabela 4).

Segundo Veloso et al. (1991), o Ecótono representa o contato entre regiões fitoecológicas que se manifestam na forma de interpenetrações de espécies em uma mesma área. Desse modo, seu contato com a Floresta Aluvial e sua ocorrência em área úmida podem explicar a confusão média registrada para o ano de 1986, associada ainda à qualidade da imagem, ou seja, resolução espacial e espectral.

Tabela 4. Resultados obtidos para a avaliação da classificação dos usos e cobertura da terra

Ano	Desempenho Geral	Confusão Média	Índice Kappa
1986	94,42%	5,58%	0,92
1998	85,27%	14,73%	0,85
2016	100%	0%	1,00

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Pessoa et al. (2013) obtiveram excelentes resultados relacionados aos mapeamentos de uso e ocupação da terra na interbacia do médio Paraguai, vizinha à bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Em relação à acurácia global, alcançaram percentuais acima de 99,5%, e 0,98 para o Índice Kappa. Cabe salientar que as imagens utilizadas pelos autores foram obtidas para os anos de 1991, 2001 e 2011, assim, com maior qualidade quando comparadas às imagens de 1986.

4.1.1. Avanço dos arranjos econômicos: papel do setor agropecuário

Mato Grosso, com respaldo na exploração de suas terras, se consolidou economicamente como um dos carros-chefe brasileiros. Desse modo, Dubreuil et al. (2005) contextualizaram a evolução da “conquista pioneira”, a exemplo das dinâmicas socioespaciais no Centro-Oeste (Figura 34). Destaca-se a consolidação agropecuária em importantes sistemas fluviais que, anteriormente, contribuíram para a colonização não indígena na região. Para tanto, a efetivação de projetos como os Planos de Incentivo – PIN “Nova Amazônia” e Polocentro foram fundamentais (DUBREUIL et al., 2005).

A história de ocupação e ordenamento territorial de Mato Grosso pode ser pensada em dois tempos históricos distintos, porém sincrônicos. O primeiro é o tempo da mineração e das extrações vegetais (poaia, erva-mate e borracha), que teve início no período colonial com os achados auríferos chegando até o governo Getúlio Vargas com o estabelecimento do projeto nacional de ocupação do Centro-Oeste denominado de Marcha para o Oeste (OLIVEIRA, 2009).

Nesse sentido, o modelo de reocupação agrícola adotado no estado de Mato Grosso influenciou diretamente na produção dos espaços do atual município de Tangará da Serra, e consequentemente na região sobretudo na Chapada dos Parecis, Planalto dos Parecis e Serra de Tapirapuã principais áreas de drenagem dos afluentes e do próprio rio Sepotuba. Soma-se aos sistemas produtivos das monoculturas a pecuária. Atualmente, ambos são as principais atividades econômicas presentes na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, seguida do setor hidrelétrico e turismo que utilizam de seus recursos hídricos de forma direta.

De acordo com Oliveira (2004) no caso de Tangará da Serra sua “colonização” ocorreu através de um projeto privado para o território rural e urbano, por uma empresa colonizadora denominada Sociedade Imobiliária Comercial Tupã para Agricultura – SITA. Desse modo, os arranjos produtivos e sociais não indígena de Tangará da Serra começou a ocorrer no início dos anos de 1960, porém a intensificação da força migratória se deu nos anos de 1970. E esse movimento migratório se deu em grande parte no fenômeno da migração rural-rural.

Portanto, as decisões públicas de “colonização” e sua efetivação, inicialmente, por empresas privadas foram essenciais para o atual cenário de uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba tendo como arranjo central o município de Tangará da Serra que também, influencia o setor agropecuário dos demais municípios limítrofes na região como Nova Olímpia, Campo Novo do Parecis, Campos de Júlio, entre outros.

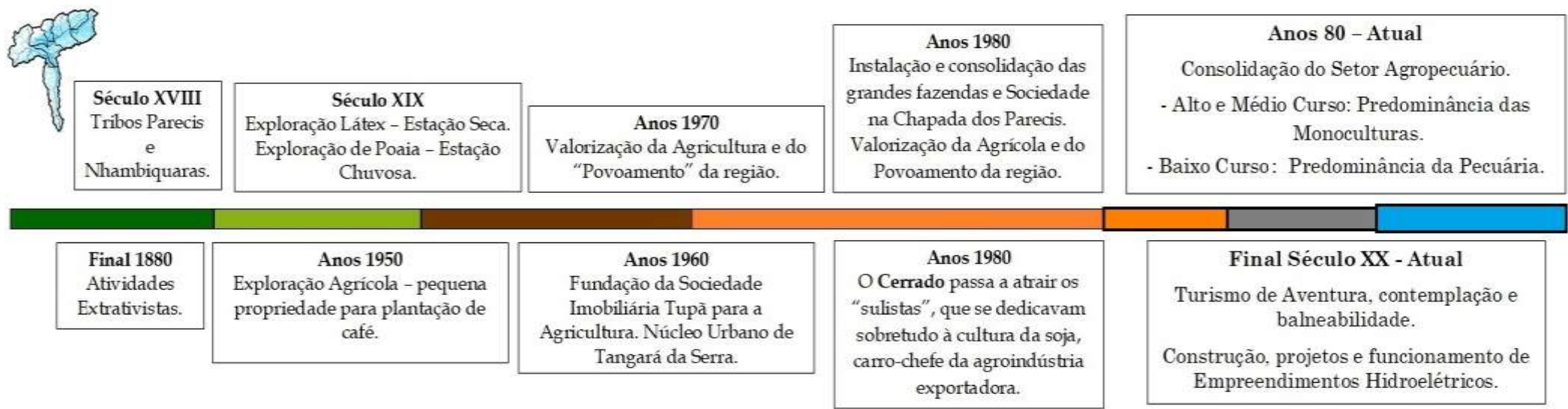


Figura 34. Síntese dos estágios e planos de ocupação na região sobreposta à bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Adaptado de:** Dubreuil et al. (2005)

Como resultado, por meio da análise espectral, foram identificados seis tipos de cobertura vegetal, três formas de uso e ocupação da terra, além das lâminas d'água para o ano de 1986 em resposta a consolidação agropecuária na região. Ao considerar a totalidade da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, foi possível verificar que a matriz econômica é voltada para atividades agropecuárias, principalmente em relação à extensão das áreas ocupadas pelo setor e em relação à sua expansão.

No entanto, a introdução do uso da terra e a sua ocupação ocorreram de distintas formas, conforme os compartimentos geomorfológicos da bacia hidrográfica, e unidades morfológicas do baixo curso. Portanto, a segmentação de seu sistema por sub-bacias hidrográficas permitiu identificar detalhadamente cada dinâmica de uso, bem como suas particularidades.

As porções destinadas à agricultura para o ano de 1986 concentravam-se nas sub-bacias hidrográficas 1 – Nascentes do Sepotuba e 3 – Médio Sepotuba (24,54% e 39,86%, respectivamente). Inicialmente, tal fenômeno teve relação direta com a influência de Tangará da Serra, mais precisamente com a locação do sítio urbano – sub-bacia 3: Médio Sepotuba associado aos planos de “povoamento” de Mato Grosso. De acordo com Dubreuil et al. (2005), o município tende a se firmar como pólo regional concentrando os serviços essenciais. A maior parte dos grandes fazendeiros opta, respectivamente, por viver e instalar suas sedes administrativas em Tangará (DUBREUIL et al., 2005).

Ainda, foram identificadas áreas agrícolas, inicialmente fragmentadas, nas sub-bacias hidrográficas 2 e 4, inseridas em compartimentos de cabeceira entre a Chapada dos Parecis e o sistema de escarpa e, ainda, entre o Planalto de Tapirapuã (sub-bacia hidrográfica 7 – rio Tarumã), dando continuidade às áreas agrícolas da sub-bacia hidrográfica 3. Conforme apontado por Dubreuil et al. (2005), as áreas de produção agrícola em Mato Grosso distribuem-se por três polos principais, sendo a região da Chapada dos Parecis um importante produtor.

Sobre as coberturas vegetais e classes de uso da terra, ganham destaque as sub-bacias hidrográficas 7 e 8 – Rio Tarumã e Baixo Sepotuba, respectivamente. No ano de 1986, apresentavam a maior ocorrência de coberturas relacionadas aos depósitos aluviais e em áreas úmidas, sendo Ecótono, Floresta de terras baixas e Floresta aluvial. Na Figura 34, é possível observar sua predominância de cobertura nativa, mesmo com o uso pecuário e agrícola. Na sub-bacia hidrográfica do rio Tarumã, sua ocorrência era superior a 60%, enquanto na sub-bacia hidrográfica 8 - Baixo Sepotuba a cobertura vegetal correspondeu a mais de 70% da área total (Figura 35).

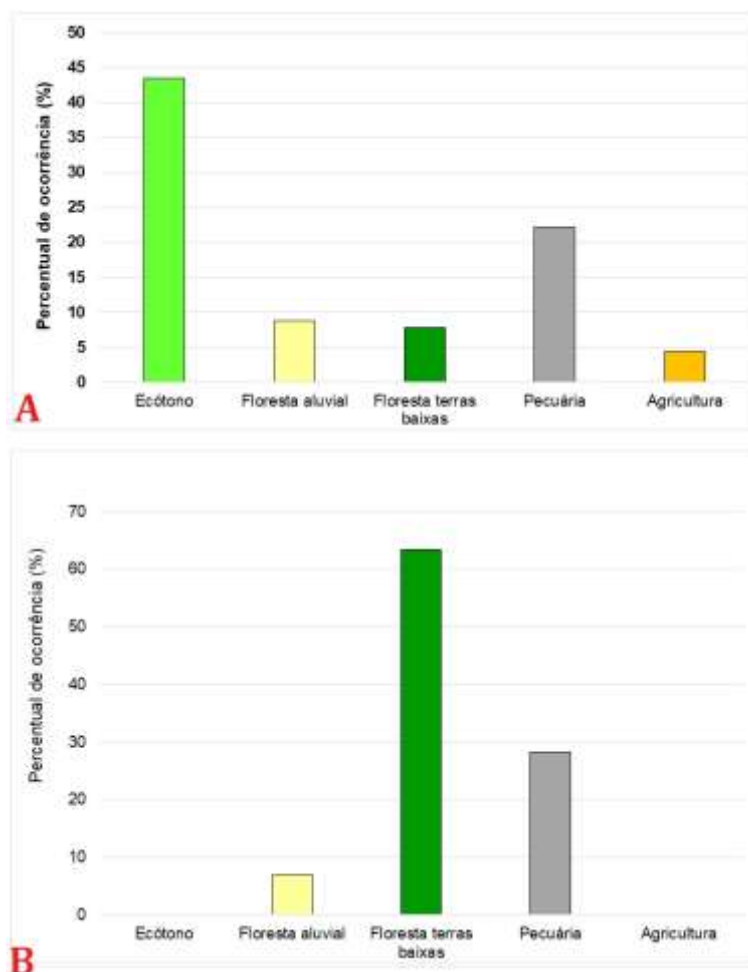


Figura 35. Predomínio da cobertura vegetal nas sub-bacias hidrográficas 7 – rio Tarumã (A) e 8 – Baixo Sepotuba (B) para o ano de 1986

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

Segundo Schwenk e Cruz (2008), a técnica imprópria aos solos mato-grossenses, trazida pelos imigrantes da região sul e sudeste, resultou em uma resposta negativa do meio ambiente, o que levou, posteriormente, à busca do uso mais adequado, além da correção dos solos. Ainda, ao transformar o solo pobre em solo produtivo, aliado ao baixo preço das terras, houve avanço acelerado na produção de soja altamente tecnificada nas vastas terras planas do Planalto e da Chapada dos Parecis.

Nesse sentido, o uso e a ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba apresentam papel fundamental nas transformações e nas mudanças em suas paisagens, as quais se deram, primeiramente, pela retirada da cobertura vegetal, o que pode gerar uma série de processos, como a diminuição da biodiversidade (Figura 35). Serigatto (2006), ao corroborar a discussão anterior, destaca que o rio Sepotuba e sua bacia hidrográfica apresentavam em 1984 aproximadamente 70% de sua área preservada, com Floresta Nativa, Cerrado e Campo Sujo, e 0,50% de água.

No entanto, a partir de 1989, registrou-se diminuição em todas as classes naturais

como consequência do aumento da classe agropastoril. Entre 1994 e 1999, está registrado o período de aumento das áreas plantadas, sendo portanto o marco divisor da consolidação agropecuária na bacia hidrográfica (SERIGATTO, 2006). Dessa forma, o mapeamento dos usos e ocupação da terra e coberturas vegetais, referente ao ano de 1998, corrobora o fato de que os anos finais da década de 1980, e ao longo dos anos de 1990, a apropriação e as mudanças nas coberturas vegetais se intensificaram (Figura 36).

Nas sub-bacias hidrográficas do rio Tarumã e Baixo Sepotuba, por exemplo, a pecuária apresenta expansão entre 1986-1998 e se consolida como o principal arranjo produtivo. Em 1986, correspondeu a 22,22% das áreas ocupadas na sub-bacia hidrográfica 7, e de 28,18% na 8 – Baixo Sepotuba. No ano de 1998, quase 40% da área total do Baixo Sepotuba foi ocupada por pastagem (39,15%), enquanto que na bacia do rio Tarumã avançou para 26,97%. Nesse mesmo ano, nota-se a redução das classes de vegetação, apresentando queda no mesmo período (Figuras 37 e 38).

Entretanto, em outras sub-bacias hidrográficas de afluentes do rio Sepotuba, como 1 - Nascentes do rio Sepotuba e 3 - Médio Sepotuba, a consolidação da terra se deu pela agricultura. No ano de 1998, destaca-se, ainda, o avanço da agricultura na sub-bacia hidrográfica do rio do Sapo, pois ocorreu, em suas cabeceiras – com impactos ambientais ao longo dos anos relacionados, a erosão de seus solos arenosos.



Figura 36. Transição entre as áreas de pastagem no segundo plano, e a planície de inundação do rio Sepotuba na sub-bacia hidrográfica 8. **Foto:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

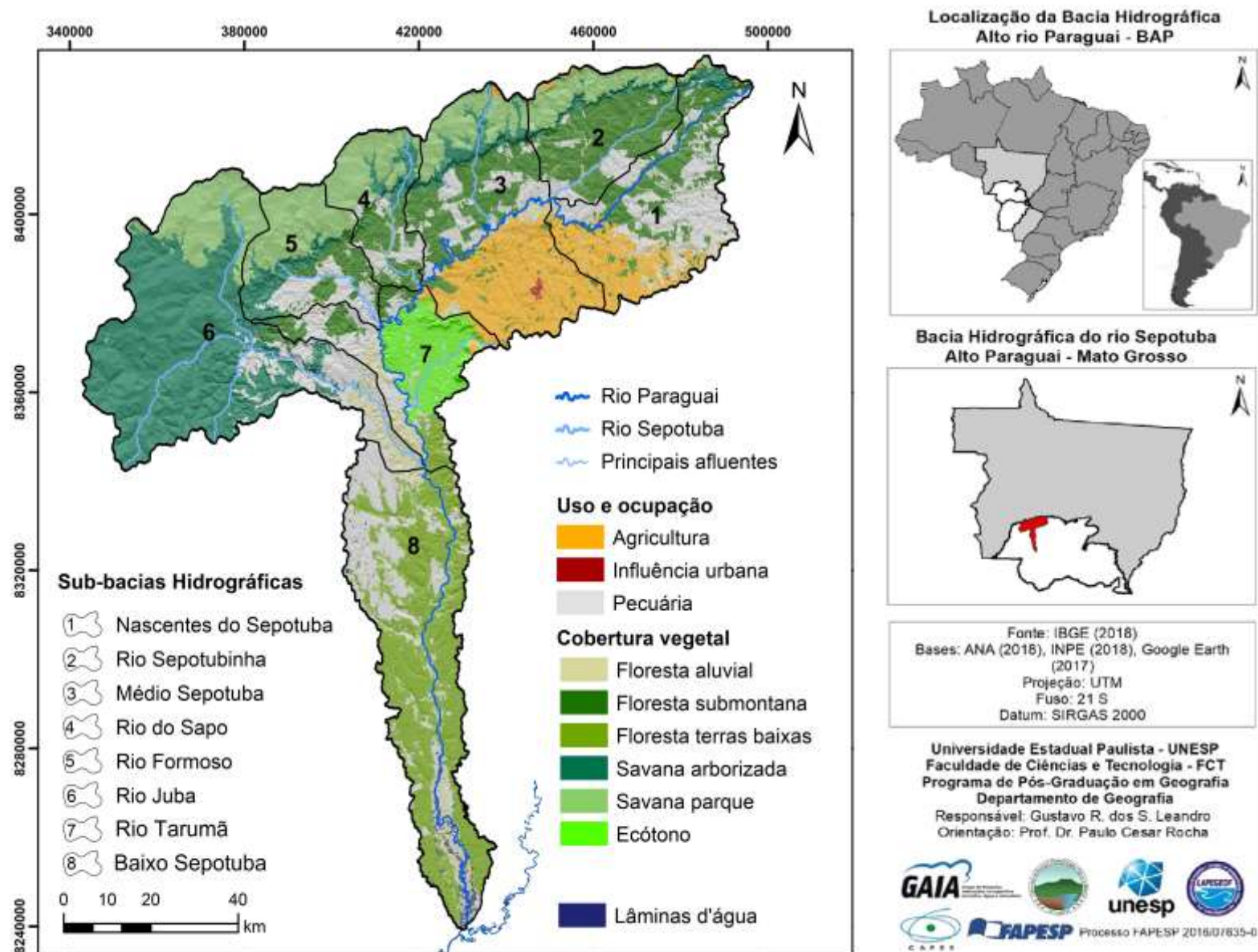


Figura 37. Ocorrência das principais coberturas vegetais referente ao ano base de 1986
 Legenda adaptada do PROBIO (2004) e IBGE (2012)
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

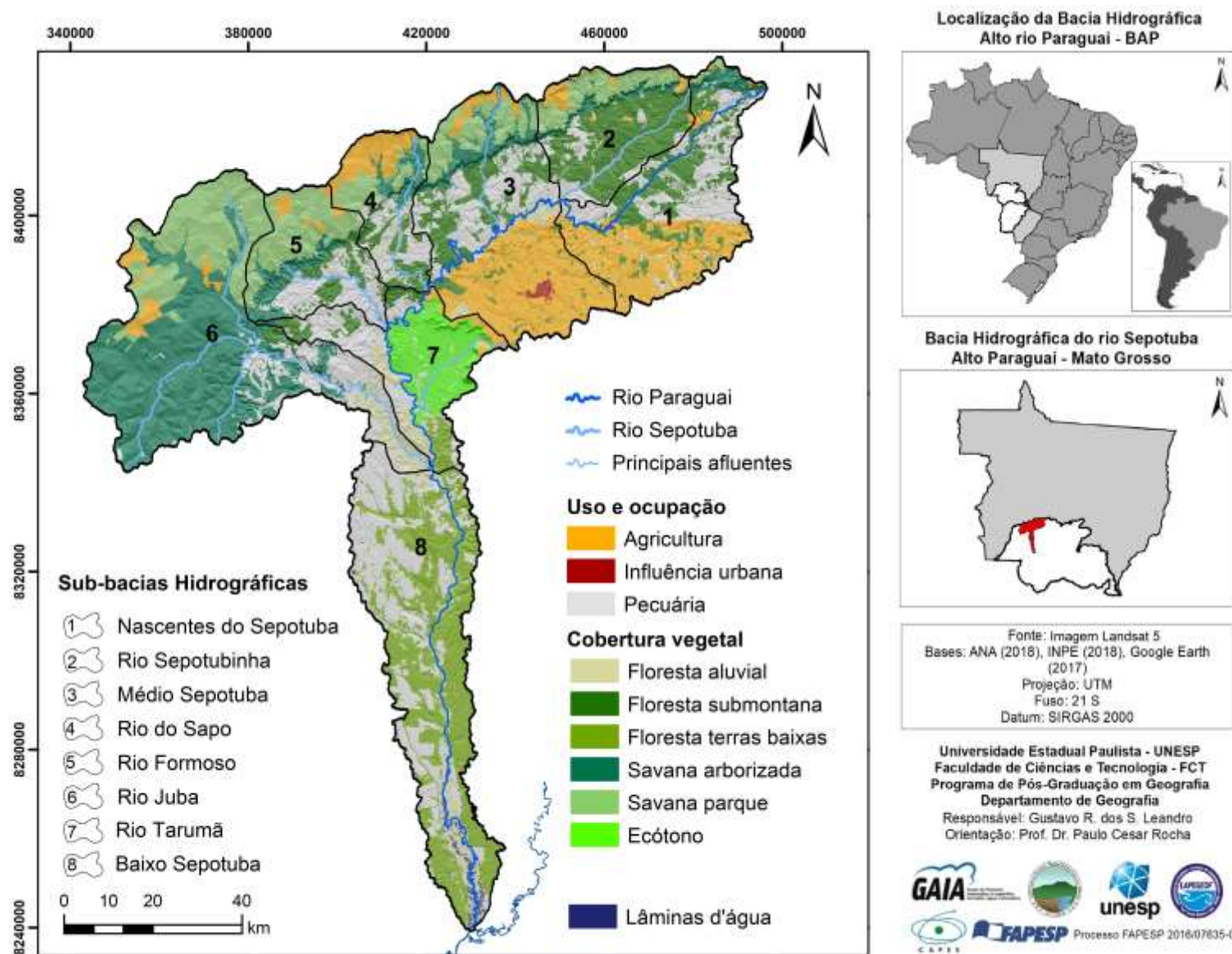


Figura 38. Principais classes de uso e cobertura atual, denotando a expansão das áreas ocupadas, assim, consequentemente, a redução das formações naturais, referente ao ano de 1998

Legenda adaptada do PROBIO (2004) e IBGE (2012)

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

No ano de 2016, fica evidente o domínio agropecuário na região e as importantes alterações na cobertura vegetal. Como consequência, extensas áreas foram desmatadas para a introdução de pastagem e agricultura, ampliando o domínio monocultor. Pode-se dizer que, na bacia do Alto rio Paraguai, as relações econômicas ancoradas em sua agropecuária registraram, por meio de vários estudos, um avanço nas últimas três décadas. Todavia, a Silvicultura passa a compor as formas de uso e de ocupação da terra na bacia do rio Sepotuba, ainda que com caráter econômico (sub-bacia hidrográfica 7 e áreas próximas ao sistema cana-planície de inundação, sub-bacia hidrográfica 8).

No alto curso do rio Sepotuba, sobretudo nos compartimentos da Chapada e do Planalto dos Parecis, observa-se a predominância da atividade agropecuária. No entanto, é nítida a distinção da agricultura na Chapada e a pecuária no Planalto. Farias (2012) aponta que, em relação ao uso e à ocupação presentes na sub-bacia hidrográfica do Sapo – afluente da margem direita do rio Sepotuba, pode-se verificar grande destaque para a atividade agropecuária. De modo geral, é possível observar que, no contexto do uso agropecuário, a criação de gado constitui a principal atividade econômica, especialmente por meio da criação por sistema extensivo, que utiliza o pasto como principal alimento.

Portanto, além das monoculturas, o setor pecuário ocorre em todas as sub-bacias. As áreas destinadas à pastagem ocorreram principalmente em seu eixo central, com destaque para os cursos médio e baixo dos afluentes. Portanto, nos anos de 1980, o setor agrário já era presente, intensificando-se durante a década de 1990 em importantes compartimentos geomorfológicos. Nesse caso, cabe ainda uma maior atenção para as sub-bacias hidrográficas 1 e 2 – cabeceira de drenagem, bem como para as áreas de transição – Ecótono, na sub-bacia hidrográfica 7, tendo em vista que mais de 55% de sua área foi convertida em pastagem no ano de 2016 (Figuras 39 e 40).

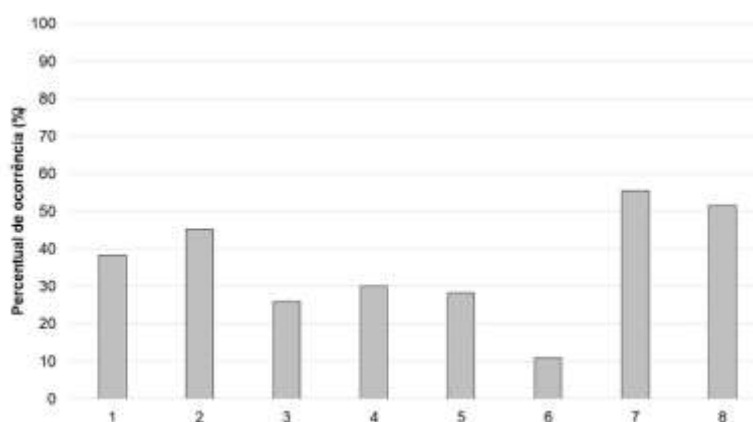


Figura 39. Ocorrência de pecuária por sub-bacia hidrográfica em 2016. 1 - Nascentes do Sepotuba; 2 - Rio Sepotubinha; 3 - Médio Sepotuba; 4 - Rio do Sapo; 5 - Rio Formoso; 6 - Rio Juba; 7 - Rio Tarumã e 8 - Baixo Sepotuba

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

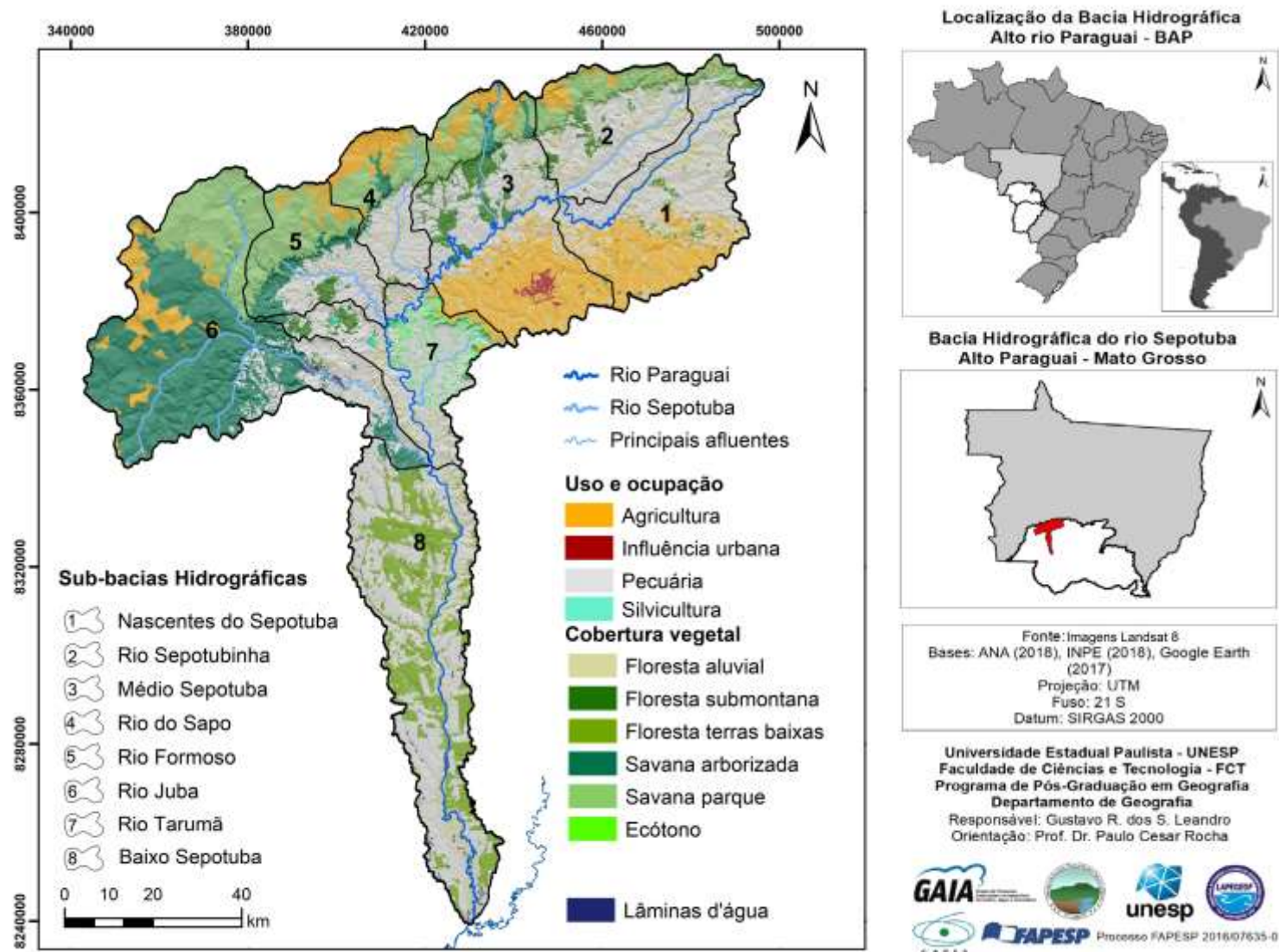


Figura 40. Expansão da pecuária, com destaque para as sub-bacias hidrográficas do rio Tarumã e baixo Sepotuba, referente ao ano de 2016

Legenda adaptada do PROBIO (2004) e IBGE (2012)

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

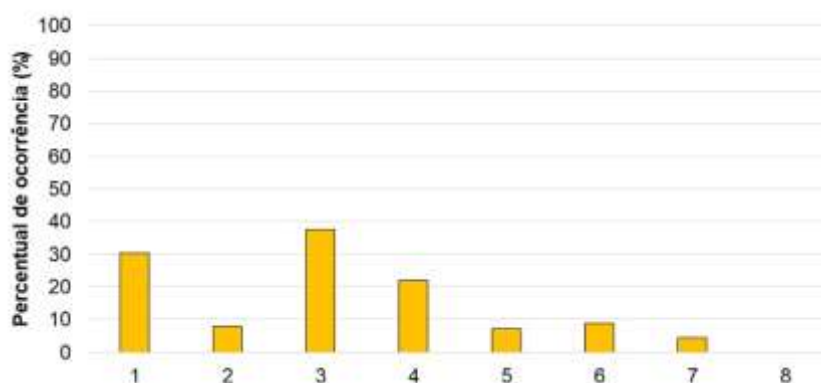


Figura 41. Agricultura por sub-bacia para o ano de 2016. 1 - Nascentes do Sepotuba; 2 - Rio Sepotubinha; 3 - Médio Sepotuba; 4 - Rio do Sapo; 5 - Rio Formoso; 6 - Rio Juba; 7 - Rio Tarumã e 8 - Baixo Sepotuba

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

Nesse sentido, o avanço agropecuário que se estende por toda a bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai, conforme estudos realizados nas bacias hidrográficas de importantes afluentes, não foi diferente da realidade registrada no presente estudo ver Figura 41).

Conforme apontam Abdon et al. (2007), no Pantanal, a atividade predominante é a pecuária extensiva de corte (cria e recria), com mais de três milhões de cabeças de gado, cuja base de alimentação é a pastagem nativa. Sendo assim, Cáceres tem importante papel em relação ao setor (MIRANDA et al., 2018; SILVA et al., 2011). Destacamos, portanto, a relação entre o avanço das pastagens e do gado no baixo curso do rio Sepotuba, considerando-se a influência municipal do ponto de vista territorial, conforme mencionado na sub-bacia hidrográfica 8, bem como do ponto de vista econômico. Miranda et al. (2018) identificaram crescimento do setor na ordem de 29,44%, no período de 2003 a 2013, no município.

O município de Cáceres, o mais antigo da região, fundado no século XVIII, não só apresenta o maior rebanho bovino regional do Estado como ocupa a quarta posição no ranking nacional. As características de seu quadro natural apontam a pecuária como inerente ao cenário produtivo e, por conseguinte, ao conjunto socioeconômico da região. Isso posiciona a pecuária bovina como um elemento importante dentro das chamadas “vocações regionais” de Mato Grosso (FERREIRA, 2017; SOARES et al. 2017).

Ainda, conforme destacam Soares et al. (2017), a topografia do relevo, a abundância de água e as pastagens naturais das grandes planícies contribuíram para o desenvolvimento da pecuária como atividade econômica, responsável por uma larga parcela do Produto Interno Bruto – PIB municipal. Em relação à arrecadação, Cáceres

possui duas principais fontes: serviços e pecuária (rebanho bovino com 1.073.531 em 2018), cabendo salientar que a primeira está relacionada diretamente com a segunda.

Silva (2019) constatou que, no córrego Padre Inácio (afluente a jusante do rio Sepotuba), as atividades pecuárias ocorrem nas grandes e pequenas propriedades. Desse modo, geralmente é praticada a pecuária de corte nas grandes fazendas, e com maior frequência o gado leiteiro nas pequenas propriedades, cuja produção é destinada principalmente aos laticínios da região.

No ano de 2016, a ocupação e uso da terra pelo setor era de 64,9%, enquanto que 21,21% da bacia hidrográfica do córrego Padre Inácio era destinada a culturas temporárias. Nesse contexto, fica mais uma vez evidente o papel do município de Cáceres enquanto pólo econômico regional. Isso se dá porque 74,79% da respectiva bacia hidrográfica se sobrepõe ao território do município de Cáceres, estado de Mato Grosso, e os 26% a municípios da região (Mirassol d'Oeste e Curvelândia) que mantém suas economias também embasadas na pecuária (DASSOLLER et al., 2014; SILVA et al., 2019).

Associados ao uso pecuário, impactos negativos foram identificados, sobretudo no baixo curso. Em relação ao canal principal, os processos erosivos ocorrem de forma natural; no entanto, em vários pontos, houve a intensificação da erosão marginal associada ao acesso e pisoteio do gado, conforme verificação de campo. Miranda et al. (2018) destacaram, ainda, o papel das queimadas como práticas de manejo do solo com influências na cobertura vegetal das Florestas e Cerrados, com ocorrência nas unidades morfológicas de Terraços Fluviais do rio Sepotuba.

4.1.2. Os impactos do modelo produtivo atual

O desmatamento é um termo geral para diferentes mudanças de cobertura e uso da terra. Assim, segundo Bruijnzeel (1990), é necessário defini-lo de acordo com o nível de alteração que ocorre na área. Nesse sentido, Tucci e Clarke (1997) salientam que os principais elementos do desmatamento são: o tipo de cobertura no qual a floresta é substituída e o procedimento utilizado para o desmatamento, sendo esses classificados em: 1) extração seletiva de madeira, 2) culturas permanentes e 3) culturas anuais. Ainda conforme os autores, durante o processo de transformação da cobertura, o impacto sobre o escoamento superficial pode ser importante. Após o seu desenvolvimento, o balanço hídrico depende do comportamento da cultura, e o novo balanço hídrico tende a se estabelecer em um outro patamar.

Desse modo, a utilização de indicadores é de grande importância, pois são

instrumentos valiosos na análise de informações sobre o ambiente. Além disso, indicadores colaboram para a execução da estruturação do território (PÉREZ; CARVALHO, 2012). Portanto, conforme os autores, as abordagens de planejamento e gestão que utilizam a bacia hidrográfica como unidade básica são mais adequadas para a compatibilização da produção com a preservação ambiental.

Em relação à bacia hidrográfica do rio Sepotuba, a partir do Índice de Transformação Antrópica – ITA, que considera as formas de uso e ocupação da terra, foram identificados diferentes estágios de apropriação e degradação considerando sua evolução temporal. Dessa forma, quando comparado os anos base de 1986, 1998 e 2016 verifica-se que, ao longo dos últimos trinta anos, ocorreram transformações espaciais e temporais no que se refere à retirada das coberturas vegetais.

Do ponto de vista espacial, as condições ambientais referentes ao Índice de Transformação Antrópica – ITA também apresentaram diferenças conforme os usos e ocupação da terra em cada sub-bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Cabe salientar que as classes de Influência Urbana, Agricultura e Pecuária têm maior peso na definição do nível de degradação. Desse modo, na avaliação referente ao uso da terra, de 1986, seis sub-bacias foram classificadas como Pouco Degradada. Todavia, as sub-bacias hidrográficas 1 – Nascentes do Sepotuba e 3 – Médio Sepotuba, para o referido ano, já apresentavam condição Regular devido ao intenso uso agrícola.

Nesse sentido, relembremos o papel dos arranjos espaciais em relação às estruturas de pequenas propriedades com culturas permanentes, que foram substituídas por médias e grandes propriedades monocultoras – culturas anuais, bem como o protagonismo de Tangará da Serra no processo de apropriação e reconfiguração do espaço geográfico. Tais mudanças foram discutidas por Dubreuil et al. (2005), as quais, segundo os autores, ocorreram a partir dos anos de 1980. Tal fato influenciou diretamente nos indicadores das sub-bacias hidrográficas 1 e 3, pois já eram ocupadas por extensas áreas agrícolas.

No período entre 1986-1998, a sub-bacia hidrográfica 3 manteve o mesmo índice, diferentemente das demais sub-bacias hidrográficas. A sub-bacia hidrográfica Nascentes do rio Sepotuba passou de Regular para Degradada (Figuras 42 e 43). Por sua vez, as demais sub-bacias hidrográficas mudaram de Pouco Degradada para Regular na medida em que os usos agropecuários avançavam, com a introdução de novas áreas sobretudo de pastagem em substituição as coberturas vegetais. Dessa forma, ainda no ano de 1998, a bacia hidrográfica do rio Sepotuba já apresentava um cenário preocupante no que diz respeito à sua apropriação e possíveis impactos ambientais, logo econômicos, a médio e longo prazo.

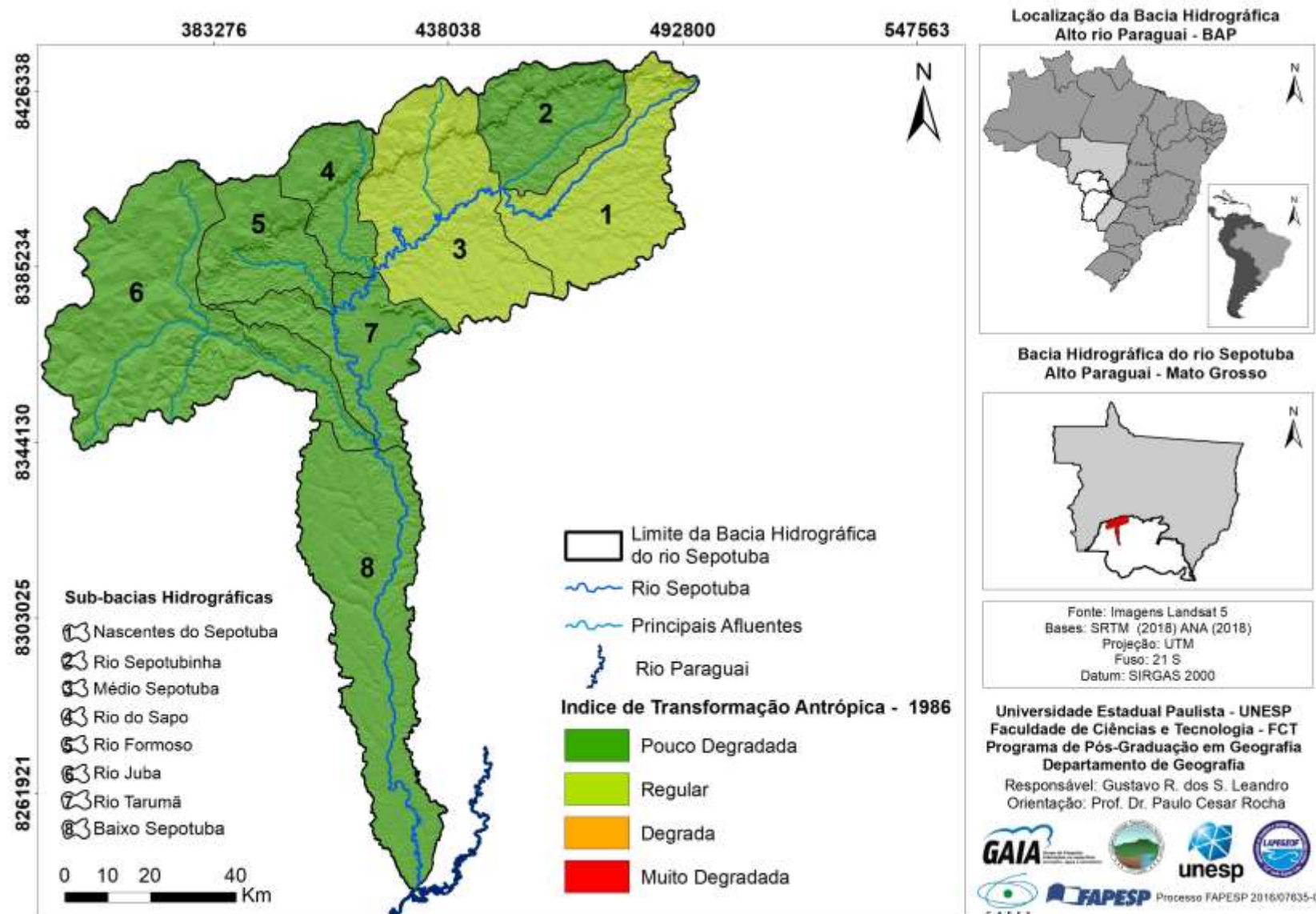


Figura 42. Índice de Transformação Antrópica referente ao mapeamento do uso e cobertura da terra de 1986, bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

Nesse sentido, paralelamente ao avanço agropecuário, a degradação ambiental na bacia hidrográfica do rio Sepotuba se intensificou na medida em que houve a expansão das monoculturas, conforme observado ao longo de trinta anos. De acordo com Tucci e Clarke (1997), os desmatamentos associados a culturas permanentes, adotadas anteriormente, podem ser considerados de intensidade pequena ou intermediária, conforme as condições de alteração de cada caso. No entanto, o impacto é grande quando o desmatamento dá origem a culturas anuais, como a soja produzida na região.

Nota-se que a sub-bacia hidrográfica 1 passou de Regular para Degradada entre 1986-1998; contudo, em 2016, retornou à condição de Regular. Processo inverso ao ocorrido na sub-bacia hidrográfica 3, que foi classificada com condição Regular em 1986-1998, enquanto que, em 2016, como Degradada. Contudo, é preciso salientar que na sub-bacia-hidrográfica 1 tal regresso a condição Regular não significa, necessariamente, que as Nascentes do rio Sepotuba estejam protegidas ou recuperadas. Ao contrário, nota-se que houve o aumento da ocupação e uso da terra pela pecuária no período de trinta anos, o que para o ano de 2016 correspondeu a 38,41% de sua área, e somado a agricultura (30,52%) corresponderam a 68,93% de áreas desmatadas com fins agropecuários.

O uso agrícola ou pecuário, de fato, influenciaram nas mudanças ambientais em todas as sub-bacias hidrográficas do rio Sepotuba. Conforme mencionado anteriormente, a Agricultura, que possui peso 8, é a classe de maior ocorrência, enquanto que, seguido da Pecuária, que possui peso 5,5, e da classe Influência Urbana, a de maior alteração na paisagem, com peso 9. Nesse sentido, a alternância com possíveis conflitos de uso pelas atividades agrícola e pecuária, ao longo dos anos, influenciou no comportamento do Índice de Transformação Antrópica – ITA. Desse modo, outros indicadores como o de fragilidade ambiental poderão contribuir para os estudos futuros dos impactos ambientais nas sub-bacias hidrográficas do rio Sepotuba ao considerar suas especificidades e níveis de detalhe.

As mudanças registradas nas sub-bacias hidrográficas 1 e 3 podem ter relação direta com a influência de Tangará da Serra, isso porque a mesma tem o seu sítio urbano no sub-bacia hidrográfica 3, o que contribuiu diretamente para a consolidação da agricultura na sub-bacia hidrográfica Médio Sepotuba a partir de sua logística. Logo, a expansão urbana de Tangará da Serra e os arranjos monocultores, ora alternando com a pecuária, foram as principais classes de uso que contribuíram para os cenários apresentados de 1986-2016. Por fim, na sub-bacia hidrográfica 6, as mudanças foram mais expressivas, pois a sub-bacia hidrográfica do rio Juba retornou à condição de Pouco Degradada em 2016, mesma condição de 1986, diferentemente da classificação de 1998.

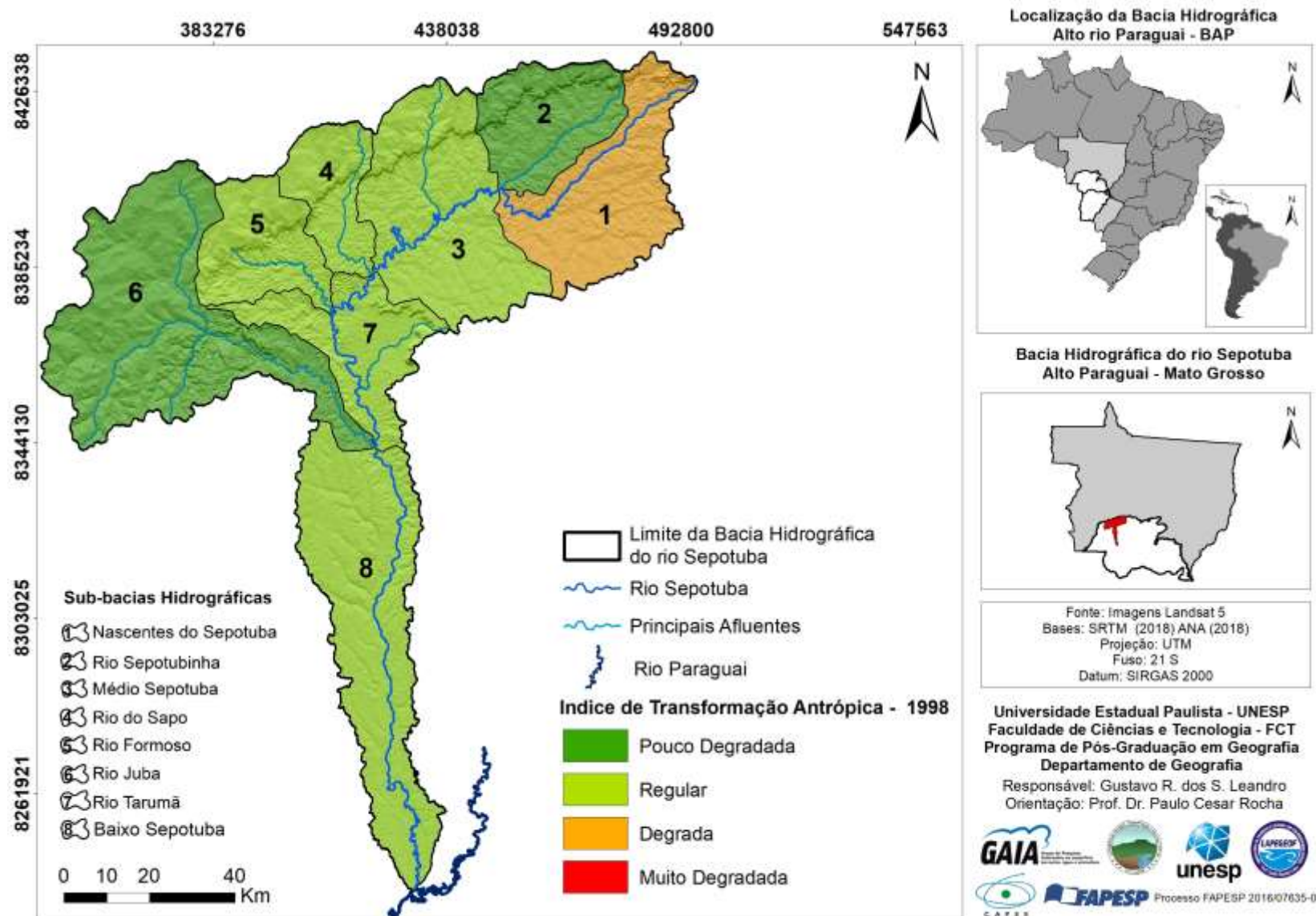


Figura 43. Índice de Transformação Antrópica referente ao mapeamento do uso e cobertura da terra de 1998, com expressiva mudança em relação ao mapeamento anterior para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018).

A sub-bacia hidrográfica 1 - Nascentes do rio Sepotuba, conforme discutido anteriormente, retornou a condição Regular em 2016. Entretanto, com o ITA de 4,84 é passível de retorno à classe Degradada (valores entre 5,00-7,50) quando se relaciona ao elevado índice de uso da terra, com mais de 68% de sua área ocupada pela Pecuária e Agricultura. Igualmente, sua sub-bacia hidrográfica precisa ser considerada pelo fato de apresentar o maior percentual da classe Floresta Aluvial (mais de 24% para o ano de 2016). Portanto, verifica-se a importância de planos de recuperação e de conservação de sua sub-bacia hidrográfica.

Ainda em relação ao ITA – 2016, fica evidente o papel do avanço do uso agrícola no Médio Sepotuba, com mudança de Regular para Degradada (Figura 44). Estudos realizados em importantes afluentes que drenam essa sub-bacia hidrográfica corroboram para a relação entre os usos da terra e a mudança de classe. Gouveia et al. (2013) constataram que mais de 80% da bacia do córrego do Bezerro Vermelho apresentou estado de antropização ainda em 2011. No trabalho realizado por Rodrigues et al. (2015), o rio Queima-Pé também apresentou condição similar, com variação de Regular-Degradada.

As culturas anuais implementadas na região envolvem a retirada da cobertura anualmente ou sazonalmente com diferentes plantios. No processo, ocorre a preparação do solo (aragem) em determinadas épocas do ano, resultando na falta de proteção do mesmo em épocas que podem ser chuvosas (TUCCI e CLARKE, 1997). Normalmente, o preparo do solo é realizado antes do período chuvoso, conforme verificado por imagens de satélite (dezembro de 2017), o que contribui para a intensificação do escoamento superficial e para o aporte de sedimentos aos canais fluviais.

Ao avaliar a relação entre a dinâmica de uso e o nível de degradação na bacia hidrográfica do rio Cabaçal, afluente vizinho ao rio Sepotuba, Lorenzon (2016) constatou que, em 1984, a bacia apresentava estado Regular, tendo avançado para estado Degradada em algumas de suas sub-bacias hidrográficas. Desse modo, torna-se preocupante a previsão para até o final deste século. Se algumas medidas de recuperação e de fiscalização não forem tomadas, todo o sistema alcançará o estado Degradada (LORENZON et al., 2015; LORENZON, 2016).

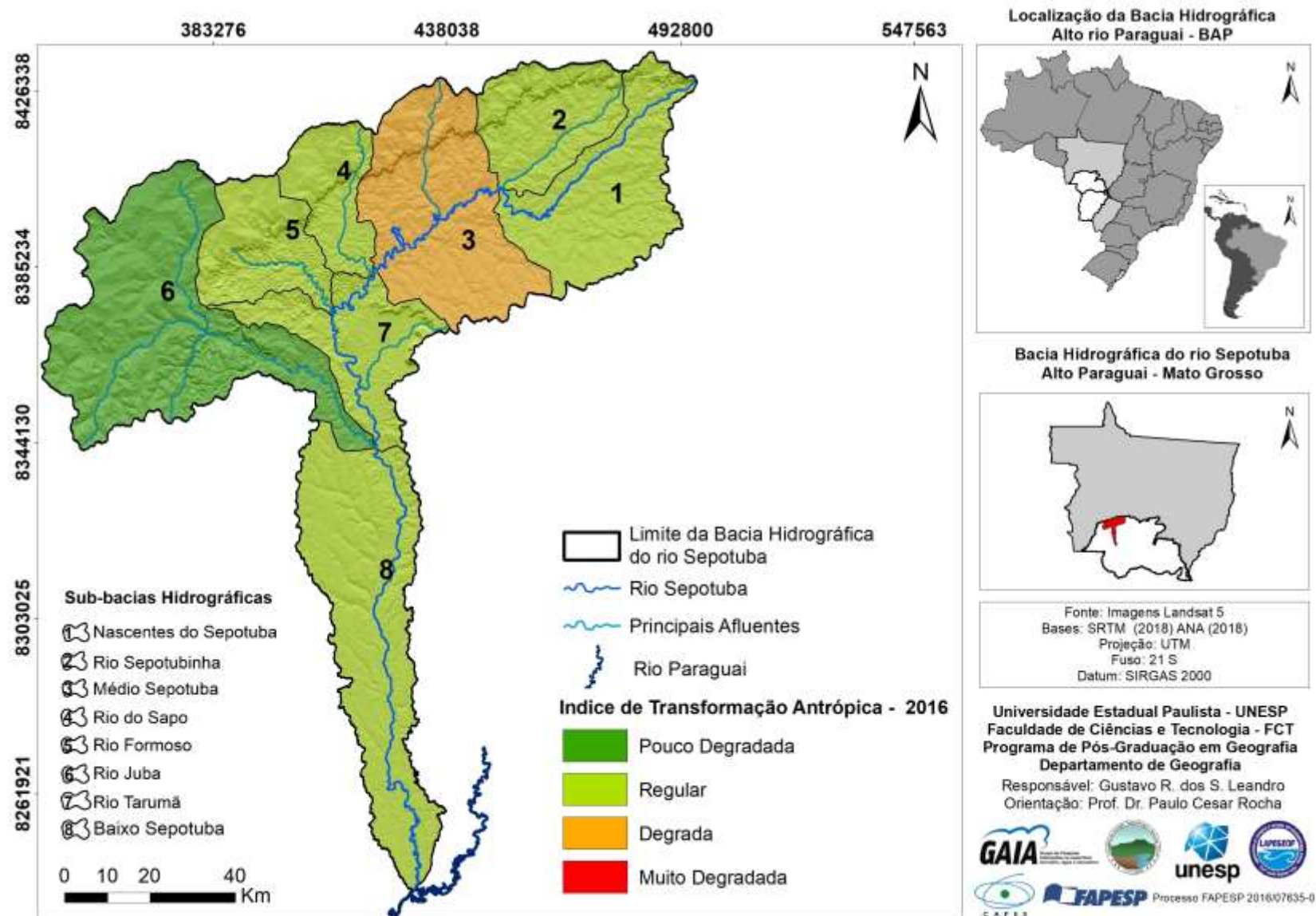


Figura 44. Mudança no Índice de Transformação Antrópica referente ao mapeamento do uso e cobertura da terra de 2016, bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

Em relação a pecuária, conforme as discussões apresentadas na presente tese, seu avanço na bacia hidrográfica do rio Sepotuba se deu especialmente no baixo curso de todos os afluentes. Contudo, torna-se emergencial estudos sobre seus impactos nas unidades morfológicas do sistema rio-planície de inundação na sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba (classificada como Regular de acordo com o ITA). Além de a formação das pastagens ocorrer após o desmatamento, a forma de condução de seu uso pode comprometer sua produtividade e, desencadear a degradação dos solos com potencial produção de sedimentos, tendo em vista de se tratar de áreas frágeis. Trata-se de ambientes deposicionais pré-atuais e atuais com áreas úmidas nos terraços fluviais e planície de inundação, cujas características demandam a implementação de medidas efetivas de recuperação e preservação.

De qualquer forma, independentemente da predominância de uso e ocupação da terra, é preciso ter consciência de que, durante o processo de apropriação, as coberturas vegetais vêm sendo suprimidas ao longo de todos esses anos. Na segunda metade do século XXI, os percentuais apresentaram valores inferiores a 45% conforme verificado no presente estudo. Silva (2020) avança com a discussão quando apresenta em seu estudo um percentual de coberturas vegetais de 41,02% para o ano de 2018, enquanto que, para as classes de Agricultura e Pecuária, os valores se aproximam de 60% da ocupação em toda a bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Nesse contexto, o aumento em área da Floresta Aluvial – Fa (em 7 das 8 sub-bacias hidrográficas) reforça a importância dos estudos sobre o regime hidrológico das chuvas e sua resposta no escoamento (vazão dos rios), bem como o aporte de sedimentos nos canais fluviais associado a apropriação dos compartimentos geomorfológicos, principalmente pela pecuária. Assim também ocorreu em áreas de Savana Arborizada – Sa (em cinco das oito das sub-bacias hidrográficas), pois foram processos inversos quando considerada a dinâmica de redução nas demais coberturas vegetais. De fato, sua sucessão pode ter relação com transições de uso ou, ainda, com o avanço de espécies pioneiras sobre depósitos de sedimentos ao considerarmos a ocorrência da Floresta Aluvial ao longo dos canais fluviais em resposta ao aumento da entrada de sedimentos e diminuição da vazão no sistema.

Nesse contexto, no ano de 2016 verifica-se que uma única sub-bacia hidrográfica foi classificada como Pouco Degradada na bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Dessa forma, a sub-bacia hidrográfica do rio Juba não apresentou mudança em relação ao Índice de Transformação Antrópica - ITA obtido em 1986, fato diretamente relacionado a conservação da cobertura vegetal em sua bacia hidrográfica, o que contribuiu para tal indicador. Em contra partida, outras intervenções apresentam potencial impacto negativo

quando considerados seu sistema fluvial, e sua contribuição para o rio Sepotuba.

Logo, outra importante mudança na paisagem está relacionada à ocorrência de lâminas d'água. Nas sub-bacia hidrográficas 4, 5 e 6, ocorreu o aumento em área. Contudo, tal aumento tem relação com a prática de reservação e não com disponibilidade natural (Tabela 5). Em contrapartida, processo inverso ocorreu em quatro das sub-bacias hidrográficas, com importante redução principalmente na sub-bacia hidrográfica 8, onde a dinâmica entre os canais fluviais e a planície de inundação é marcante (redução da lâmina d'água e aumento da Floresta Aluvial – sucessão vegetal em depósitos de sedimentos).

Tabela 5. Mudanças nas coberturas vegetais com perdas e acúmulos para o período 1986-2016

Classes ⁽¹⁾ km ²	1	2	3	4	5	6	7	8	Balanco 30 anos
Uso e ocupação da terra									
Ag	+ 73,78	+ 48,80	-33,61	+112,46	+50,08	+201,86	-0,01	0	Aumento
Ap	+ 18,14	+ 276,18	+224,16	+87,13	+40,93	+16,17	+282,54	+445,59	Aumento
Sc	0	0	0	0	0	0	+6,53	0	Recuperação
Iu	+ 0,02	+0,16	+27,63	0	0	0	0	0	Aumento
Coberturas vegetais e água									
Fa	+260,44	+118,90	+104,80	+48,64	+40,49	-59,55	+48,11	+86,33	Sucessão
Fs	-330,73	-384,06	-197,43	-139,14	-101,73	-17,79	-59,54	0	Redução
Fb	0	0	0	0	0	+0,29	-65,93	-533,49	Redução
Sa	-12,79	+133,75	+81,59	+34,62	-17,90	-256,33	+9,88	+9,99	+ Redução
Sp	-7,72	-193,67	-198,48	-144,48	-12,24	+101,62	0	0	Redução
Ecótono	0	0	-7,43	0	0	0	-221,15	0	Redução
Água	-0,27	0	-1,00	+0,76	+0,37	+13,88	-0,42	-7,94	Aumento

(1) Ag: Agricultura; Ap: Pecuária; Sc: Silvicultura; Iu: Influência urbana; Fa: Floresta aluvial; Fs: Floresta estacional decidual sub-montana; Fb: Floresta Terras Baixas; Sa: Savana arborizada; Sp: Savana parque (PROBIO, 2004; IBGE, 2012)

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

De forma geral, na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, torna-se emergencial a realização de levantamentos e análises que incluam as variáveis físico-ambientais, sobretudo relacionadas ao relevo considerando os processos erosivos. Tal urgência se dá, principalmente, pelo avanço agrícola e pecuário decorrente das políticas mencionadas anteriormente, que exploram o solo há anos e, em muitos casos, sem o devido manejo e práticas de conservação. Consequentemente, os efeitos de tais práticas têm sido evidenciados nos sistemas geomorfológicos, conforme será abordado nos Capítulos 5 e 6.

Assim, no presente estudo, foram identificadas as principais intervenções relacionadas à conservação e apropriação dos recursos naturais (água e solo) na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, bem como particularidades por sub-bacia hidrográfica (mais de 880 pontos identificados). Em relação à hidrodinâmica e ao aporte de sedimentos, as influências ocorrem devido às obras para a construção de pequenos barramentos ao longo dos cursos d'água, com destaque para os canais fluviais de primeira e segunda ordem (Figura 45).

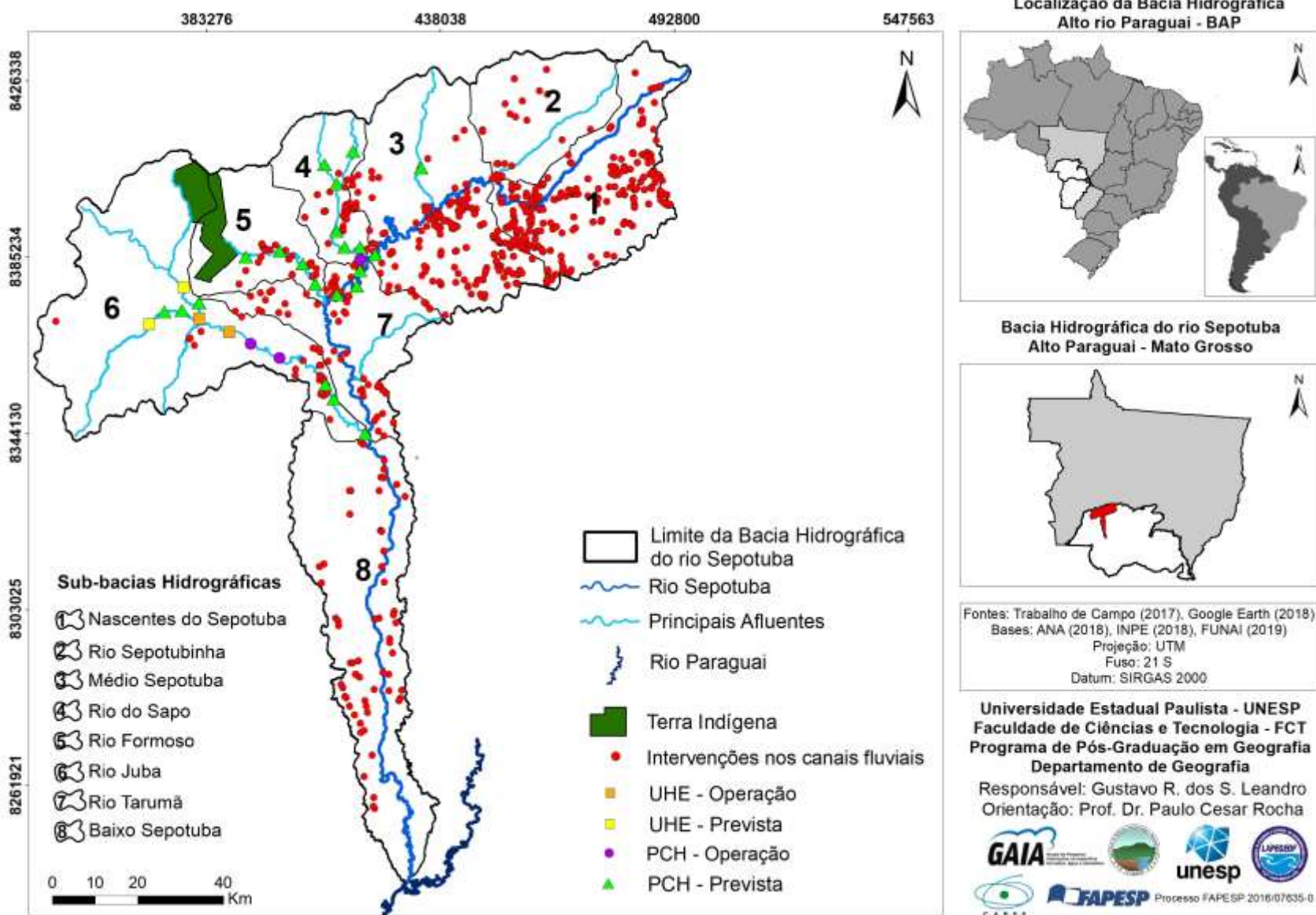


Figura 45. Síntese das principais intervenções na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2019)

Isso ocorre porque, de acordo com Faria (1994) e Faria e Marques (1999), as bacias hidrográficas de primeira ordem são muito sensíveis às alterações na cobertura do solo. Estudando áreas médias de 0,3 km² em Itapemirim (ES), esses autores perceberam que, quando elas estão sob intenso uso agrícola, a erosão transfere das encostas para os canais uma carga de sedimentos de aproximadamente 780 t/ano. Esse volume é muito superior à capacidade desses canais de realizar a remoção e o transporte, o que acarreta em uma intensa sedimentação no fundo dos vales, podendo levar ao seu encurtamento ou desaparecimento.

A princípio, pequenos barramentos podem não gerar impactos com as mesmas proporções que as grandes usinas e pequenas centrais hidrelétricas. Todavia, os canais de primeira e segunda ordem na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, além de estarem expostos à ação das chuvas concentradas entre outubro a abril, sendo intensificadas de dezembro a fevereiro (Dallacort et al., 2011), suas áreas de drenagem estão sujeitas aos usos agrícola e pecuário (Leandro e Rocha, 2019), o que acarreta nos processos erosivos identificados em seu sistema.

Nesse sentido, os usos diretos dos canais fluviais do rio Sepotuba e afluentes têm relação direta com os usos indiretos em sua bacia hidrográfica. Cabe destacar que, a maioria das barragens identificadas tem por objetivo a reservação de água, com a finalidade de uso para irrigação ou drenagem do solo (monoculturas) e dessedentação animal (pecuária). Conforme mencionado anteriormente, a maioria dos pequenos barramentos são contruídos em trechos dos canais de primeira e segunda ordem, ou ainda, diretamente nas nascentes.

Somado aos pequenos barramentos rurais, relacionados aos usos agropecuários, destacam-se as barramentos para a construção das Pequenas Centrais Hidrelétricas. Contudo, torna-se urgente a compreensão de que tais empreendimentos geram impactos ambientais, sobretudo no sistema rio-planície de inundação. E ainda, o contexto ambiental específico das áreas e trechos escolhidos para sua construção, pois nem todas as barragens foram projetadas em trechos com quedas d'água – desnível topográfico e hidráulico, ao contrário, foram projetadas em trechos aluviais que somado ao aporte de sedimentos coloca em evidência sua inviabilidade.

Na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, os estudos hidrológicos e hidrossedimentológicos são recentes, porém necessários, frente ao avanço dos usos e ocupação da terra associado aos empreendimentos hidrelétricos e outras formas de apropriação e uso dos recursos hídricos. No baixo curso do rio Sepotuba os usos diretos que foram identificados têm relação com a construção de ranchos, pesqueiros, tablados com finalidades turísticas e de pesca. Em alguns casos, tais usos têm como suporte as

sedes de fazendas e sítios, e a montante nota-se que a apropriação das margens do rio Sepotuba têm relação direta com seu loteamento.

Nesse contexto, a Figura 45 apresenta as mudanças na paisagem a partir do agrupamento das principais atividades por sub-bacia hidrográfica do rio Sepotuba. No ano de 2016, a ocupação em área pelos setores agropecuários ultrapassou o percentual de 50% em seis das oito sub-bacias hidrográficas. Em outras palavras, quase 70% da área total da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, atualmente, encontra-se com intensa ocupação pelo setor agropecuário, com impactos diretos no solo e na água (erosão, barramentos e assoreamento de canal).

Nas sub-bacias hidrográficas 1 e 3, ocorreram os maiores acúmulos de ocupação, seguidas sub-bacias hidrográficas 7 e 2 (variação entre 50-70%). Desse modo, as sub-bacias hidrográficas 1, 2 e 7 são predominantemente utilizadas pelo setor pecuarista, com 38,41%, 45,24% e 55,57%, respectivamente, enquanto que a sub-bacia hidrográfica 3 para a produção agrícola, com 37,73%. Ainda, é preciso observar o acumulado na sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba, com mais de 50% de sua área ocupada por pastagens, em associação às grandes propriedades pecuaristas, com 51,51% (Figura 46).

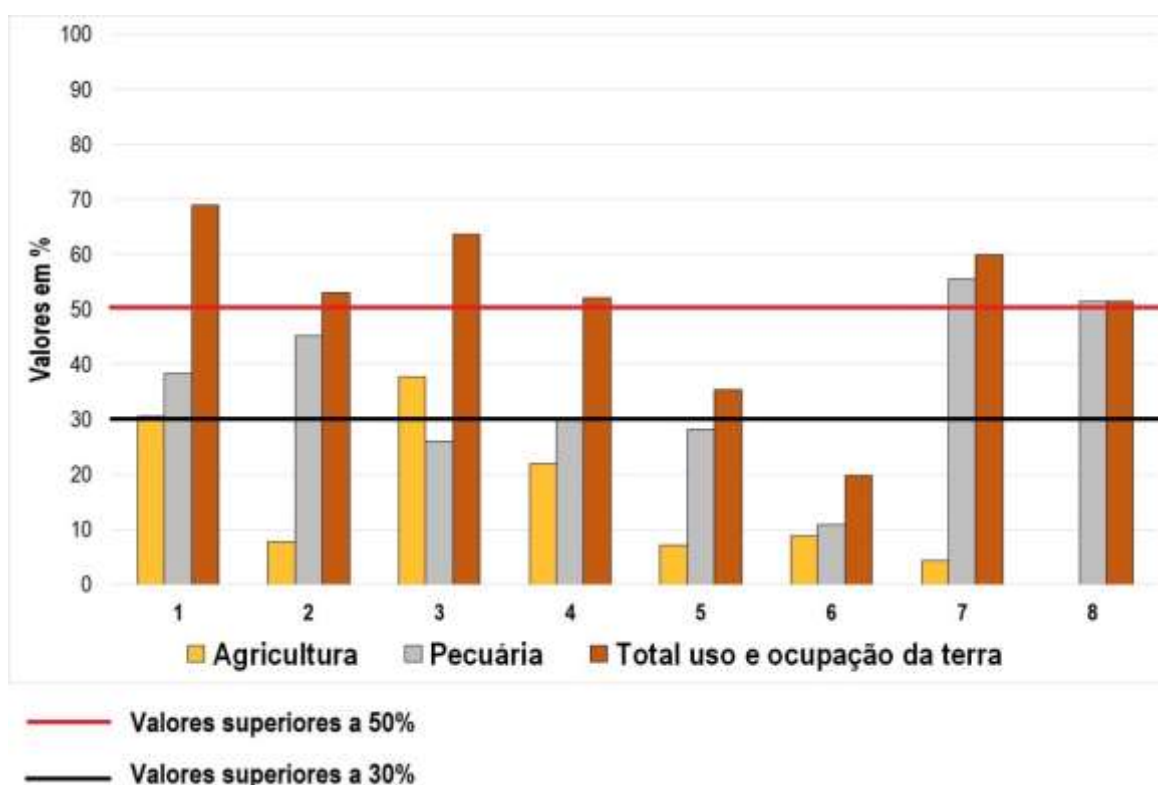


Figura 46. Áreas em porcentagem ocupadas pelas principais atividades econômicas no ano base de 2016. 1 – Nascentes do Sepotuba; 2 – Rio Sepotubinha; 3 – Médio Sepotuba; 4 – Rio do Sapo; 5 – Rio Formoso; 6 – Rio Juba; 7 – Rio Taramã e 8 – Baixo Sepotuba
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

Contribui para a discussão o fato de que as sub-bacias hidrográficas dos rios Formoso e Juba possuem 711,47 km² e 2.278,64 km², respectivamente, correspondendo a 30,18% da área total da bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Ademais, ambas apresentaram os menores percentuais de uso e ocupação pelo setor agropecuário, com 35,42% e 19,75%, respectivamente.

É importante salientar, ainda, o papel do Turismo, setor pouco abordado, mas que tem sido fundamental para a conservação ambiental na região, principalmente em trechos com quedas d'água, como no rio Formoso, município de Tangará da Serra, estado de Mato Grosso. Contudo, as atividades turísticas de aventura e recreação têm como contraponto os empreendimentos hidrelétricos instalados e previstos para as quedas d'água presentes no rio Sepotuba e nos rios Formoso e Juba.

Outro mecanismo que contribuiu para a conservação ambiental da sub-bacia hidrográfica do rio Formoso – sub-bacia hidrográfica 5 foi a demarcação da Terra Indígena Paresí¹⁴, que, por sua vez, se estende para a sub-bacia hidrográfica do rio Juba – sub-bacia hidrográfica 6 (ver Figura 44). A área delimitada coincide com o mapeamento das classes de vegetação realizada por Leandro e Rocha (2019) para o ano de 2016. Assim, a cobertura nativa presente nas respectivas sub-bacias hidrográficas se sobrepõe à área da terra indígena, que possui apenas 189,79 km², ou seja, 1,93% da área total da bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Cabe salientar que seus limites margeiam o rio Juba, bem como as áreas de nascente do rio Formoso e que, portanto, desempenha papel fundamental para a preservação e conservação de importantes ambientes fluviais – nascentes e zona ripária, bem como para a manutenção do próprio Complexo Hidrelétrico do rio Juba.

No caso específico do rio Juba, sua sub-bacia hidrográfica já vem sendo motivo de estudo para o setor hidrelétrico há anos nessa região, sendo que os levantamentos mais antigos que se tem conhecimento foram os realizados para a implantação das Usinas Hidrelétricas Juba I e Juba II, no ano de 1989 (Figura 47). Os projetos foram aprovados conforme Portaria 264 de 09 de dezembro de 1991, encontrando-se hoje em operação comercial (CTE, 2014). Desse modo, as obras foram iniciadas na segunda metade dos anos de 1990, quando, por imagens de satélite, obteve-se a cronologia dos empreendimentos. Um dos primeiros registros remotos é de maio de 1995, quando da formação do primeiro lago, com 2,944 km². Pouco tempo depois, formou-se o segundo lago, em agosto de 1995, com 0,834 km² (UHE Juba I e UHE Juba II).

¹⁴ A Terra Indígena encontra-se regularizada, sendo tradicionalmente ocupada pela etnia Paresí. Está inserida no município de Tangará da Serra, Coordenadoria Regional de Cuiabá.

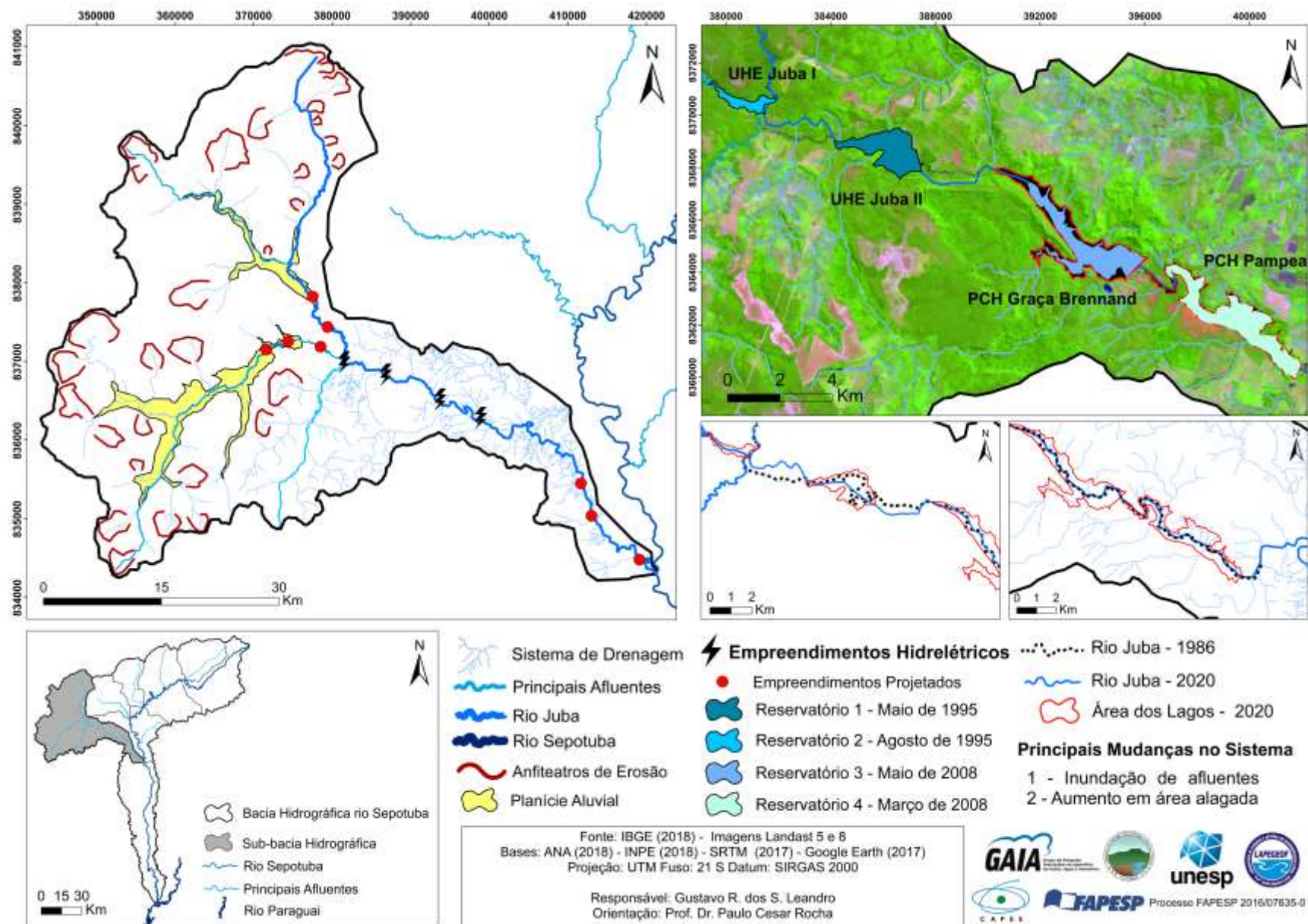


Figura 47. Arranjos espaciais e apropriação do relevo no sistema ambiental do rio Juba, estado de Mato Grosso
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

Após uma década de funcionamento dos dois primeiros empreendimentos hidrelétricos, deu-se início à construção de mais dois barramentos (PCH Graça Brennand, com 3,637 km² e PCH Pompea, inicialmente com 4,561 km²). Em maio de 2008, o terceiro lago foi formado (13 anos após a formação do segundo lago); enquanto que o quarto e último lago foi formado em março de 2009 (PCH Pompea). Após sua conclusão, a área dos lagos dos dois empreendimentos a jusante (8,198 km²) ultrapassou em 60,62% as áreas dos lagos de montante (3,228 km²) construídos nos anos de 1990, mesmo com a classificação de Pequenas Centrais Hidrelétricas.

Cabe destacar, ainda, o aumento em área nos últimos empreendimentos construídos. No ano de 2020, a lâmina d'água da PCH Graça Brennand atingiu 5,805 km², com aumento de 37,34% quando comparada à área de formação, ao passo que a lâmina d'água da PCH Pompea, com 5,255 km² em 2020, apresentou aumento de 13,20%. Dessa forma, torna-se fundamental acrescentar o déficit hídrico que ocorre na região ao consideramos o aumento da demanda hídrica.

Segundo Tucci e Clarck (1997), os processos hidrológicos na bacia hidrográfica possuem duas direções predominantes de fluxo: vertical e longitudinal. O vertical é representado pelos processos de precipitação e evapotranspiração, o que denota a importância da distribuição espaço-temporal das chuvas e da cobertura vegetal. O longitudinal é representado pelo escoamento na direção dos gradientes da superfície (escoamento superficial e rios) e do subsolo (escoamento subterrâneo) que, nesse caso em específico, é controlado pelas grandes barragens.

Portanto, a conservação da cobertura nativa na sub-bacia hidrográfica do rio Juba se contrapõe ao Complexo Hidrelétrico de mesmo nome. Isso acontece porque se trata de um sistema que retém e controla a água que escoar na maior das sub-bacias hidrográficas do rio Sepotuba, com 2.278,64 km², ou seja, 23% da área total de 9.904,9 km². O rio Jubinha, por exemplo, após a construção das barragens, passa a desaguar diretamente no lago da UHE Juba I, e o Córrego Toco de Aroeira desagua no trecho do canal natural a jusante (4 km a montante da barragem UHE Juba II). Dessa forma, o Complexo Juba controla não apenas o canal principal da sub-bacia hidrográfica, mas também seus afluentes pela margem direita.

Deve-se considerar, ainda, as formações geológicas e associações de solos presentes nos sistemas tributários represados. Os rios Jubinha e Juba, por exemplo, drenam importantes trechos em Planície Aluvial, com 87,644 km² e 30,229 km², respectivamente (ver Figuras 45 e 46). Essa formação é constituída por sedimentos atuais, havendo em sua área de drenagem predominância de Neossolos Quartzarênicos associados a Gleissolos. Já o córrego Toco de Aroeira percorre trechos encaixados da

Formação Morro Cristalino, constituída por rochas sedimentares clásticas metamorizadas e por conglomerados (Figura 48).

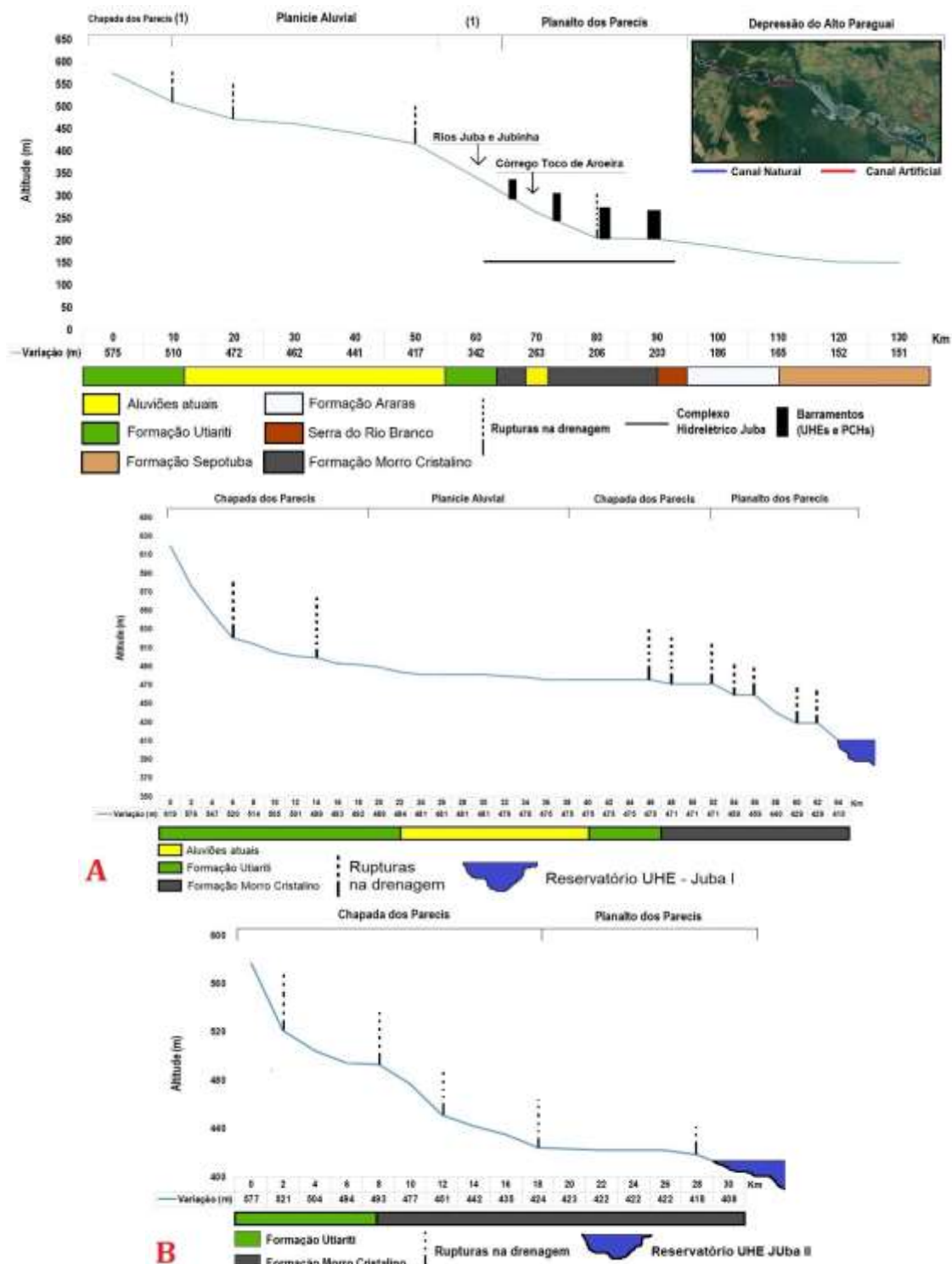


Figura 48. Principais tributários do rio Juba que contribuem para o Complexo Hidrelétrico a) rio Jubinha e b) rio Toco de Aroeira

Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** Dados de gabinete (2019)

Conforme argumenta Cunha (2001a), em uma bacia hidrográfica, as características de tipologia de leito, tipologia dos canais, tipologia de padrões de

drenagem, em conjunto, promovem uma dinâmica peculiar das águas correntes, a qual, associada a uma geometria e hidráulica, culmina em processos fluviais específicos que dependem das características do meio físico. Nesse contexto, os empreendimentos recebem não apenas as águas que mantêm o sistema hidrelétrico em funcionamento. No que se refere ao transporte de sedimentos, os rios que constituem a sub-bacia hidrográfica do rio Juba exercem importante papel.

Sendo assim, as características geológico-geomorfológicas presentes na sub-bacia hidrográfica do rio Juba corroboram para a identificação dos diferentes padrões de drenagem, bem como para o arranjo do Complexo Hidrelétrico Juba. Isso decorre do fato de que os lagos formados com a construção das barragens foram projetados sob as rochas metamorfizadas da Formação Morro Cristalino, sendo delineadas pelas formas de relevo. Nesse segmento, observa-se o controle estrutural na área entre os lagos da UHE Juba II e da PCH Graça Brennand (ver Figura 47).

Contudo, de acordo com Cunha (2001a), quando ocorre uma intervenção humana de grande intensidade, como é o caso das construções de grandes barragens, há o rompimento do equilíbrio longitudinal do rio. Praticamente todo o barramento do canal fluvial interfere em seu sistema lótico (correntezas), passando a ser um sistema com características lânticas (ou de águas semi-paradas) no reservatório. Esse tipo de interferência gera uma série de efeitos em cadeia, os quais, dependendo da magnitude e área de abrangência, podem ser irreparáveis.

Consequentemente, as principais alterações no sistema rio-planície do rio Juba foram: a transposição de água em dois trechos com a construção de canais artificiais (7 km); o alagamento de novas áreas, anteriormente não inundadas, no entorno dos lagos e baixo curso de afluentes de primeira a terceira ordem; e o rompimento do *continuum* a jusante. Dessa forma, a conectividade é comprometida, sendo bem expressa pelo balanço entre matéria e energia (ROCHA, 2011).

Portanto, é de fundamental importância considerar que os rios pertencentes à sub-bacia hidrográfica do rio Juba têm sido utilizados como recurso hidrelétrico há pelo menos duas décadas. Os afluentes desaguam no chamado Complexo Juba, constituído pelas duas Usinas Hidrelétricas e duas Pequenas Centrais Hidrelétricas. Nesse sistema, ainda estão previstos novos barramentos, em diferentes fases, que ampliarão os efeitos e impactos no rio Juba (COELHO, 2008; CUNHA, 2011; SOUZA FILHO, 2013) e, consequentemente, no rio Sepotuba, uma vez que o rio Juba é o último afluente a desaguar no rio Sepotuba (sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba).

Em contraponto ao rio Juba, a área de drenagem do rio do Sapo, com 547,39 km², é a menor das sub-bacias hidrográficas do rio Sepotuba, correspondendo a 5,56% (ver

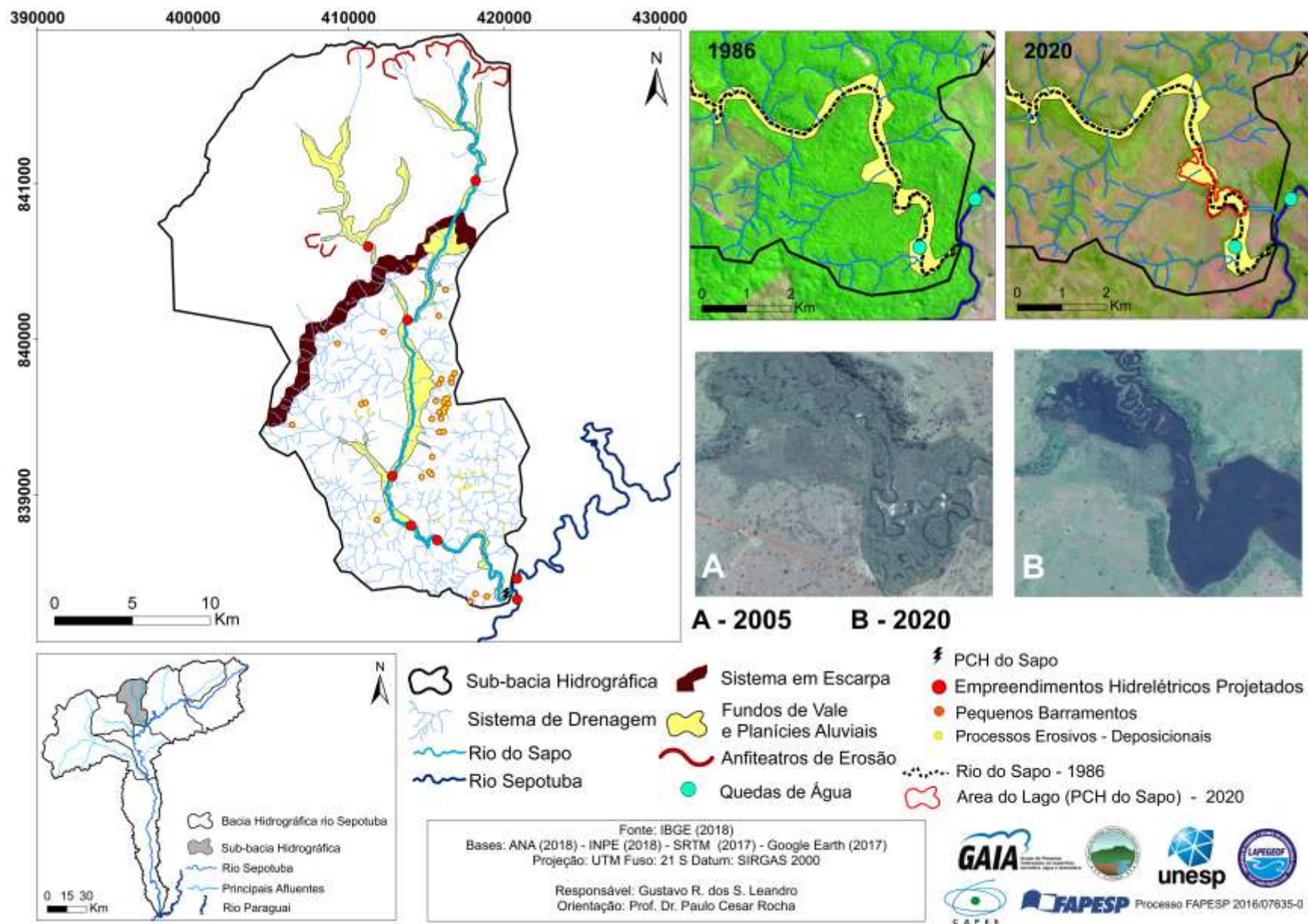
Figura 49). Contudo, suas características físico-ambientais, associadas à apropriação do relevo com as práticas agrícolas e pecuárias, resultam em impactos ambientais de extrema relevância e que colocam em destaque sua contribuição para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Em compartimentos geomorfológicos ao norte da sub-bacia hidrográfica do Sapo, ocorrem anfiteatros erosivos de cabeceiras de drenagem, formas de relevo características em todo o alto curso, com ocorrência de Plintossolos Pétricos. Desse modo, há com sérias restrições ao uso agrícola devido às suas características pedogenéticas, condições essas que dificultam o enraizamento das plantas, formando entraves ao uso de equipamentos agrícolas e com pouco volume de solo disponível para as plantas.

Delineando as morfoesculturas presentes na Bacia Sedimentar do Parecis (morfoestutura), as escarpas, cujos paredões são constituídos de rochas areníticas do Grupo Parecis, apresentam-se verticalizadas a subverticalizadas. Demarcam, ainda, o alto e médio curso do rio do Sapo, associado às rampas coluvionadas também formadas por solos arenosos (FARIA, 2012). Contudo, tais características não impediram o avanço das monoculturas. Como resultado, observa-se a degradação do solo com a formação de voçorocas.

Ainda, foi possível verificar a sobreposição entre intervenções nos canais fluviais, processos geomorfológicos e formas de relevo. Observou-se que, em vários pontos onde ocorreram processos erosivos, houve a construção de pequenos barramentos, prática adotada em toda a bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Soma-se a todos os processos socioambientais desenvolvidos na sub-bacia hidrográfica a construção da primeira PCH – Pequena Central Hidrelétrica no baixo curso do rio do Sapo (sub-bacia hidrográfica 4), fora do Complexo Juba (sub-bacia hidrográfica 6). As obras foram iniciadas em julho de 2015, e em setembro do mesmo ano o lago foi formado. Tal fato traz importantes questões sobre as relações entre o uso e ocupação da terra e os aspectos morfológicos de seu sistema rio-planície de inundação.

Sobre a apropriação do relevo, ficaram evidentes os impactos negativos associados às práticas agropecuárias e aos processos geomorfológicos potencializados que se estendem sobre os canais fluviais. Cabe destacar, ainda, a projeção de mais cinco empreendimentos hidrelétricos – Pequenas Centrais Hidrelétricas – para o rio do Sapo. As barragens, caso sejam construídas, poderão interromper não apenas o fluxo de água, como também reter os sedimentos presentes no sistema aluvial do rio do Sapo, que possui 39,595 km², ou seja, 7,23% da área total da sub-bacia hidrográfica (Figura 49).



A exploração agropastoril das terras na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, ainda em 1984, já representava 33,08% das áreas desmatadas. Entretanto, o aumento expressivo das áreas destinadas ao setor ocorreu entre 1989-1999 (SERIGATTO, 2006). Silva (2020) constatou a continuidade de seu desmatamento nas duas décadas do século XXI, e verificou que, no ano de 2018, a ocupação por agricultura correspondeu a 28,34%, enquanto que as pastagens corresponderam a 29,75%. Desse modo, um total de 58,09% das terras na bacia hidrográfica do rio Sepotuba são destinadas às monoculturas e à pecuária, enquanto que a vegetação decresceu, sendo registrado o percentual de 41,02% para o ano de 2018 (Figura 50).

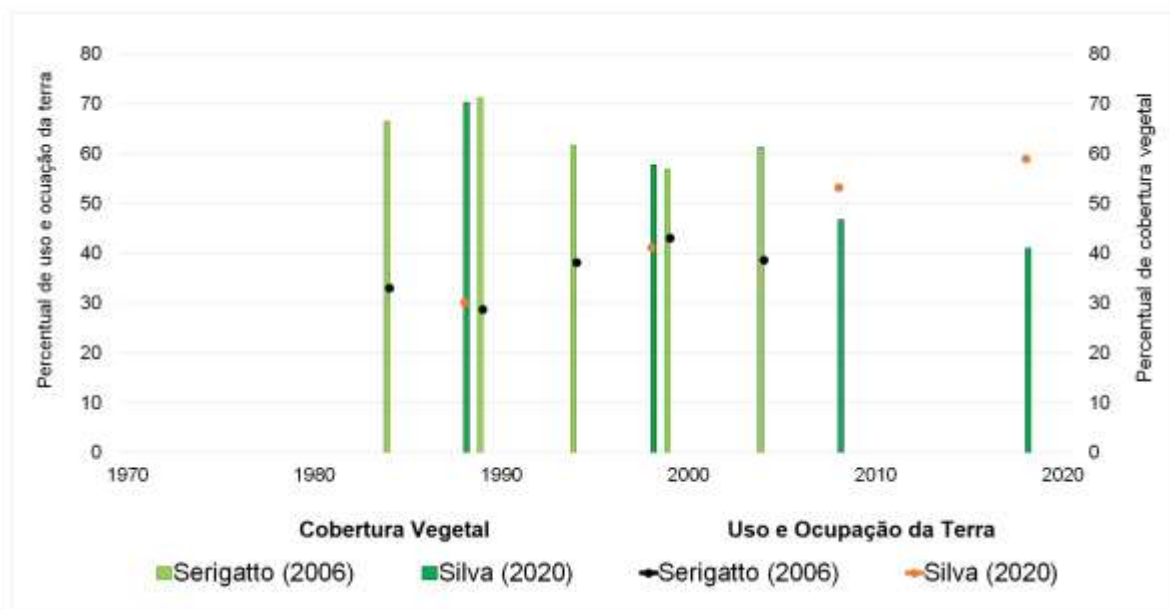


Figura 50. Dinâmica do uso e ocupação da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Fonte: Serigatto (2006) e Silva (2020)

Exemplo dessa exploração e degradação ambiental é bem expressa na sub-bacia do rio do Sapo. Conforme atesta Faria (2012), 76% da área do afluente é constituída por Neossolo Quartzarênico, e as feições erosivas lineares se sobrepõem a essas coberturas pedológicas (Figura 51). Ademais, sua ocorrência de Neossolo Quartzarênico Hidromórfico no Planalto Dissecado dos Parecis ocupa trechos de fundos de vales, principalmente em regiões de cabeceira de drenagem que, em muitas das vezes, já se apresenta descaracterizadas devido a assoreamentos. Cabe salientar que o acumulado das áreas ocupadas para o ano de 2016 ultrapassou os 50%, sendo predominante a pecuária no Planalto dos Parecis, com 30%, e monoculturas na Chapa das Parecis, com pouco mais de 22%.



Figura 51. Processos erosivos em área de pastagem identificados por sobrevoo
Fotos: Josiel Doriguette de Oliveira (2018). **Fonte:** Trabalho de campo (2018)

Considerando que sua sub-bacia hidrográfica tem recebido grande carga de sedimentos (que precisa ser mensurada) produzida pelo aumento dos processos erosivos, mencionados anteriormente, torna-se preocupante a instalação da PCH do Sapo (assoreamento do próprio reservatório), bem como de novos empreendimentos (CUNHA, 2001b; COELHO, 2008). Além disso, há o fato de que seu sistema possui extensas áreas de solos arenosos e as características do canal são de padrão meandrante associado aos vales aluviais.

O processo de assoreamento pode atingir não apenas o reservatório, mas também a desembocadura de afluentes e suas planícies de inundação (Figura 52). O alagamento de outras áreas antes não alagadas e a formação de novas áreas de inundação, com impactos ambientais e econômicos que precisam ser dimensionados, surgem como consequência (CUNHA, 2001b). Tais processos foram identificados em grandes sistemas como os rios Paraná e Paranapanema, e em seus afluentes, como os rios Aguapeí e Peixe (ROCHA, 2009; MORAIS, 2015). Portanto, os processos geomorfológicos têm sido intensificados, e as mudanças em sua dinâmica estão diretamente relacionadas à degradação do solo e a intervenções nos canais fluviais.

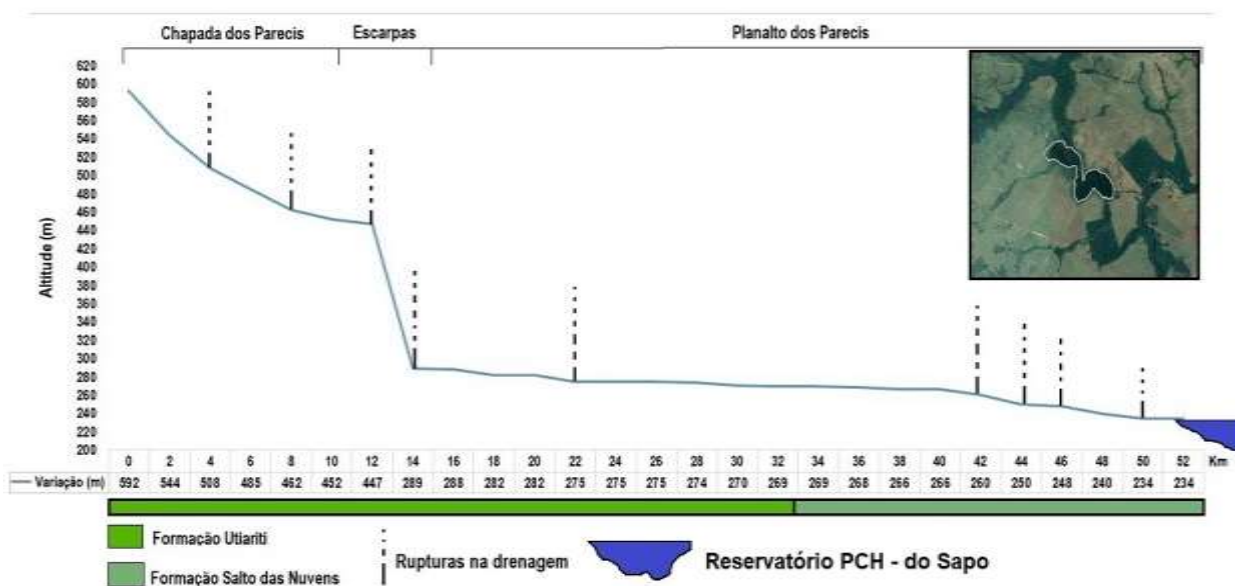


Figura 52. Perfil longitudinal do rio do Sapo (sub-bacia hidrográfica), com destaque para os compartimentos geomorfológicos, bem como para a litologia

Elaboração: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** Dados de gabinete (2019)

No estado de Mato Grosso, os impactos promovidos pelas fases de grandes empreendimentos hidrelétricos ainda são pouco conhecidos, sobretudo em afluentes de menor porte em se tratando de suas características físicas (morfoestrutura, morfoescultura – processos de aplanamento e dissecação e feições morfológicas –, sistema em escarpa e quedas d'água). Tal fato aponta para a necessidade de estudos prévios à instalação de obras dessa magnitude, independentemente do modelo – Pequenas Centrais Hidrelétricas – PCH ou Usinas Hidrelétricas – UHE.

Em um dos poucos estudos relacionados à questão hidrelétrica e hidromorfologia, Ritela (2014) relatou importantes mudanças no rio Jauru, afluente vizinho ao rio Sepotuba. Ao analisar as interações entre os usos da terra e os empreendimentos hidrelétricos, o referido autor concluiu que ocorre a intensificação da pecuária no entorno dos reservatórios, sobretudo com o avanço das pastagens e a diminuição das áreas nativas, além dos impactos promovidos pelo controle da vazão, em um sistema cascata semelhante ao Complexo Juba. O autor mencionou, ainda, alterações no aporte de sedimentos, consequência também relatada por Souza Filho (2013), no que se refere aos impactos dos barramentos na bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai.

Nesse contexto, reforçamos que as cabeceiras de drenagem do rio Sepotuba se encontram nos limites entre a Chapada e o Planalto dos Parecis, onde nascem alguns dos principais afluentes, a saber: rios Sepotubinha, Maracanã, Sapo, Formoso, Jubinha, Juba e Toco de Aroeira. Essas áreas se destacam pela forte pressão das monoculturas e pelos processos erosivos que podem ser potencializados conforme o uso e ocupação da

terra instalados, visto que a retirada da cobertura vegetal expõe o solo e as feições potencialmente erosivas (áreas em anfiteatro e sistema de escarpa).

É evidente que os rios mato-grossenses se tornaram atrativos para o capital nacional e internacional, que veem neles uma oportunidade de negócio lucrativo e de “baixa degradação”, quando, na verdade, trata-se de uma estratégia de utilização exacerbada dos recursos naturais, sem deixar alerta para a questão ambiental (RITELA, 2014). Conforme ressalta o autor, no rio Jauru, afluente do rio Paraguai, assim como no rio Sepotuba, verificam-se importantes mudanças de ordem geomorfológica e hidrossedimentológica. Desse modo, considerar e realizar estudos prévios sobre a dinâmica e as interações hidromorfodinâmicas dos afluentes do rio Paraguai é fundamental e necessário. Segundo Ritela (2014):

A expansão das PCHs foi uma forma de mitigação dos impactos destas centrais hidrelétricas, tendo em vista a grande estrutura demandada para sua construção com alterações na dinâmica ambiental local. Assim, as Pequenas Centrais Hidrelétricas – PCHs constituem novo potencial de geração de energia, pois carrega o título de “produção limpa de energia” (RITELA, 2014, p. 63).

Nesse contexto, para o rio Maracaná (sub-bacia hidrográfica 3 – Médio Sepotuba), foi projetada uma Pequena Central Hidrelétrica – PCH. Para o rio do Sapo, foram realizados levantamentos para seis outras – PCHs. também quatro PCHs para o rio Formoso, e mais seis PCHs e duas UHEs para o rio Juba, sendo três empreendimentos a jusante do Complexo em operação e cinco a montante. Além disso, projetou-se uma sequência de quatro Pequenas Centrais Hidrelétricas no próprio rio Sepotuba, sendo uma a montante da foz do rio do Sapo (Salto das Nuvens) na sub-bacia hidrográfica 3, e três empreendimentos a Jusante na sub-bacia hidrográfica 7, sendo um deles projeto para o Salto Maciel – importante atrativo turístico (CTE, 2014).

Independentemente do modelo adotado para a construção dos barramentos, é fato que gerarão mudanças na dinâmica da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, alterações bem expressas nos canais fluviais de importantes afluentes, como os rios Juba e do Sapo e seus afluentes. Adicionalmente, precisam ser considerados os conflitos de uso, claramente existentes na região, principalmente em relação às áreas de preservação permanente, conforme discutido por Serigatto (2006) ao constatar irregularidades de uso e ocupação da terra às margens dos canais fluviais pertencentes à bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Os usos agropecuários, quando de forma desordenada, geram impactos diretos nos canais fluviais, conforme discutido. Como consequência, os próprios reservatórios

poderão ser comprometidos na medida em que houver o aumento no aporte de sedimentos. Sendo assim, é imprescindível a recuperação e a manutenção da cobertura vegetal em todas as sub-bacias hidrográficas, bem como ao longo do próprio rio Sepotuba, sobretudo pelo importante papel que esta desempenha na conservação dos canais fluviais e recursos hídricos (irrigação, dessedentação animal e produção hidroelétrica).

Garcez e Alvarez (1988) já enfatizaram o importante do papel desempenhado pelo tipo de cobertura e uso da bacia hidrográfica em estudo, bem como sua referência na avaliação do comportamento hidrológico desta. Além desse, outros aspectos relacionados à drenagem entram em desequilíbrio, como os ecossistemas terrestres e aquáticos e a dinâmica erosivo-deposicional nas vertentes, assim como nos canais fluviais (LATRUBESSE e STEVAUX, 2017). Portanto, o sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba foi monitorado ao longo de um período intra-anual, baseado na variabilidade interanual e sazonalidade. Desse modo, os resultados sobre as unidades e feições morfológicas, bem como sobre os padrões de circulação dos sedimentos de fundo, serão discutidos no Capítulo a seguir.

CAPÍTULO 5

ASPECTOS SEDIMENTARES E AS MUDANÇAS MORFOLÓGICAS NO BAIXO CURSO



5.1. Arranjos do sistema rio-planície de inundação: unidades morfológicas

A morfologia e o funcionamento de um sistema fluvial não são apenas produtos das condições hidrodinâmicas e hidrossedimentares atuais, mas sim, fruto de um conjunto de processos evolutivos através do qual antigas morfologias, mesmo abandonadas, ainda interferem na dinâmica atual. Tal funcionamento, típico dos sistemas fluviais, levou Leopold et al. (1964) a afirmar que “um rio antes de uma origem tem uma herança” (MACEDO et al., 2014). Dessa forma, distintos processos, mas que se integram, são responsáveis pela construção de megaleques e planícies de inundação, sendo, portanto, a síntese dos registros pretéritos e atuais das interações hidromorfodinâmicas no sistema.

Conforme enfatizam Bayer e Zancopé (2014), os processos sedimentares atuantes na planície aluvial, embora muito lentos e inexpressivos (tempo curto), quando comparados com os que ocorrem nos ambientes de canal (interanual), conferem à planície aluvial uma dinâmica sedimentar muito particular (tempo geológico), com períodos de atividade limitados pelas características do regime hidrológico e em áreas deprimidas geradas pela topografia da planície aluvial.

Portanto, as planícies de inundação constituem a forma mais comum de sedimentação fluvial, podendo ser encontrada em rios de todas as grandezas, onde, nas enchentes, toda essa área ativa é inundada, tornando-se o leito do rio. É formada pelas aluviões e por materiais depositados no canal fluvial ou fora dele (CHRISTOFOLETTI, 1981). Ademais, o estágio de margens plenas assinala a descontinuidade entre o sistema canal fluvial e o sistema planície de inundação (ROCHA, 2010).

Na bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai – BAP, depósitos quaternários indiferenciados registram tais interações em diferentes estágios. Desse modo, conforme apontam Macedo et al. (2014), para se compreender a geomorfologia da planície do rio Paraguai e afluentes, é necessário considerar o Pantanal como uma bacia sedimentar ativa que está sendo preenchida por um trato deposicional dominado por sedimentação aluvial, onde o rio Paraguai é o rio-tronco coletor das águas de vários megaleques (ASSINE, 2003).

Desse modo, muitas das feições geomorfológicas presentes na bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai e do Pantanal são formas relictas (TRICART, 1982; AB'SABER, 1988; SOARES et al., 2003; ASSINE; SOARES, 2004), testemunhando sua evolução paleogeográfica condicionada por mudanças ambientais, incluindo variações do nível de

base, da precipitação e da descarga fluvial, as quais vêm ocorrendo na área desde o Pleistoceno tardio (ASSINE, 2003; ASSINE, 2010).

Silva et al. (2007) destacam, ainda, que a bacia de drenagem do Alto rio Paraguai tem forma assimétrica, uma vez que os afluentes da margem direita são mais longos que os da margem esquerda. Nesse contexto, diversos mapeamentos geomorfológicos foram propostos a fim de compreender sua evolução e configuração atuais, com destaque para classificações de unidades morfológicas presentes nas planícies e pantanais mato-grossenses (SILVA et al., 2008; MACEDO et al., 2014; LUZ, 2019).

Macedo et al. (2014), por exemplo, definiram as unidades morfológicas pelo reconhecimento de formas de terreno, o que permitiu a compartimentação da planície fluvial em três diferentes associações morfológicas no trecho entre as confluências dos rios Cuiabá e Miranda: a) planície de inundação; b) paleocinturões de meandros; e c) cinturão de meandros. Dessa forma, os compartimentos identificados pelos autores apresentam idades desde o Pleistoceno tardio até o Holoceno inferior.

Na região de Cáceres, Silva et al. (2007), Silva et al. (2008) e Souza et al. (2014) propuseram a compartimentação geomorfológica do rio Paraguai entre a foz do rio Sepotuba e a Estação da Ilha Taimã. De acordo com os levantamentos de campo e mapeamentos geomorfológicos, concluíram que o corredor fluvial do rio Paraguai (planície de inundação e canal) apresenta características atuais e pretéritas. Dessa forma, esses estudos apresentam quatro compartimentos geomorfológicos ao considerarem a sobreposição de diferentes padrões de canal¹⁵.

Segundo Silva et al. (2007), tais segmentos apresentam distintas características geomorfológicas, expressadas em termos de diferentes elementos morfológicos e de processos fluviais atuantes. Portanto, na margem direita, os principais tributários são os rios Sepotuba, Cabaçal e o Jauru. Isso se dá porque a planície fluvial está condicionada pela estrutura geológica, ocupando a parte mais baixa de um amplo sinclinal assimétrico, com flancos que apresentam mergulho suave para oeste e acentuado para leste, onde se encontram relevos montanhosos da Província Serrana.

No caso da evolução dos leques aluviais, ocorre o entrincheiramento de leques (lobos) primários pelos canais alimentadores de leques (lobos) secundários. Na superfície dos lobos abandonados, predominam processos erosivos, enquanto que a sedimentação

¹⁵ Na presente tese, a identificação das unidades morfológicas no baixo curso do rio Sepotuba se deu no sentido transversal do sistema aluvial e de montante para jusante. Contudo, adotou-se a terminologia “Setores Geomorfológicos A, B e C”, diferente da proposta de Silva et al. (2007) para o rio Paraguai. Na proposta apresentada, os autores adotaram como terminologia “Compartimentos Geomorfológicos”.

ativa ocorre por aggradação sedimentar em áreas com espaço de acomodação disponível, geralmente nas porções altimetricamente mais baixas da planície (DENNY, 1967).

Nota-se que o paleoleque do Sepotuba, presente na bacia hidrográfica do rio Paraguai, foi construído em áreas sedimentares, topograficamente mais altas (SILVA, 2010). Desse modo, ao se instalar sobre seus sedimentos, quaternários, na parte distal do paleoleque, a drenagem atual do rio Sepotuba tem promovido processos erosivos a montante, e deposição a jusante com a construção da planície de inundação atual (Figura 53). Contextos semelhantes são observados nos sistemas fluviais de afluentes vizinhos, paralelos ao rio Sepotuba.

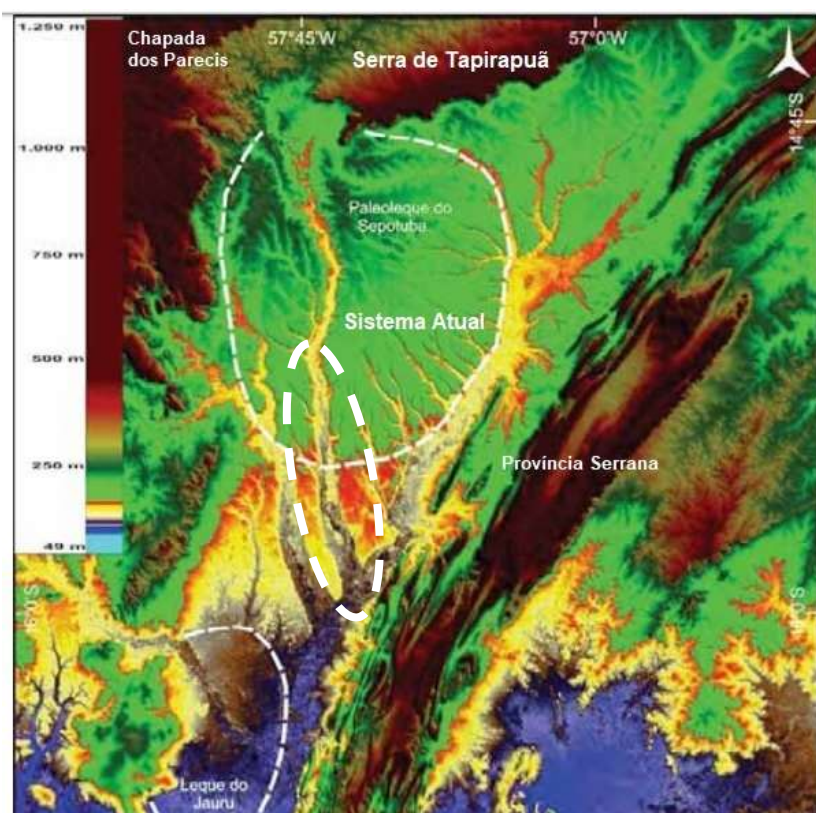


Figura 53. Em destaque, o Paleoleque do Sepotuba, bem como o atual sistema rio-planície de inundação

Fonte: SILVA (2010)

Considerando as discussões ora apresentadas, no presente estudo, foram mapeadas as unidades morfológicas que compõem o atual sistema rio-planície de inundação no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Nesse sentido, a Planície de Inundação configura a maior das três unidades morfológicas, com 219,41 km². Por sua vez, o canal principal percorre 105,71 km, ora encaixado nos depósitos aluviais mais antigos dos Terraços Fluviais (unidade morfológica mais antiga), ora serpenteando a Planície de Inundação (unidade morfológica com ativa deposição), antes de desaguar no rio Paraguai (Figura 54).

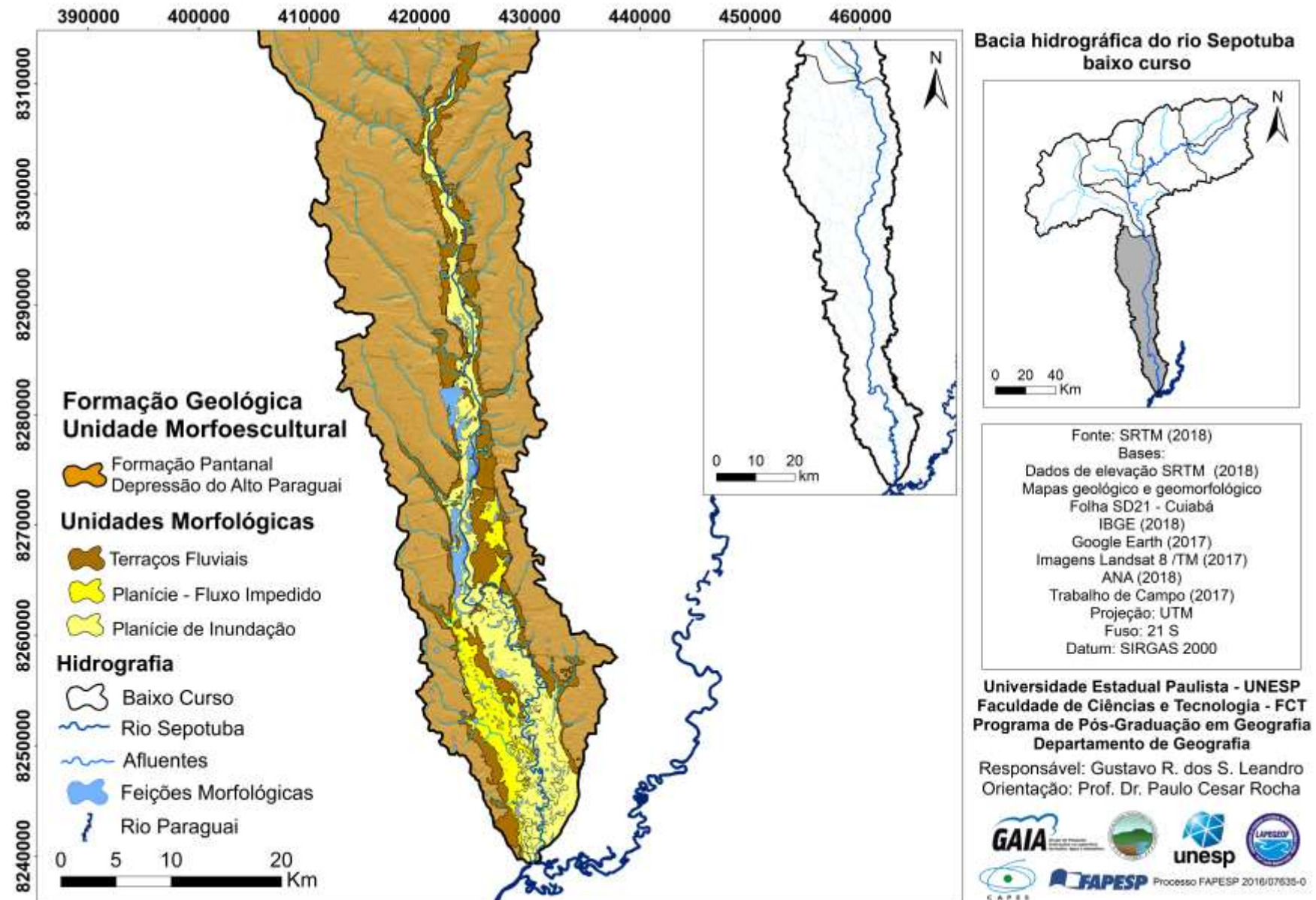


Figura 54. Mapeamento das unidades morfológicas no baixo curso do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

Cabe salientar, ainda, que a complexidade hidromorfodinâmica no baixo curso do rio Sepotuba torna-se evidente devido às interações entre o canal principal e a planície de inundação. Desse modo, o conjunto de feições morfológicas que evoluem, sobretudo a partir dos processos de erosão e deposição de sedimentos, e da dinâmica das águas (transbordamento, escoamento superficial e variação no lençol freático) são registros da ampla diversidade de áreas úmidas que se formam no sistema. Isso decorre do fato de que, no período de cheia, há a conexão entre duas das unidades morfológicas devido ao transbordamento das águas, e transferência de sedimentos do canal do rio Sepotuba para a planície de inundação.

Dessa forma, é importante considerar, ainda, a identificação de uma Subunidade Morfológica classificada como Planície – Fluxo Impedido¹⁶, cuja ocorrência se deu em três áreas. Com 39,35 km², a maior área corresponde a 17,93% da área total da Planície de Inundação (219,41 km²). Já a segunda e a terceira, com 6,51 km² e 2,52 km², respectivamente, estão inseridas entre Terraços Fluviais, o que corresponde a 7,15% de sua área total. Sua porção inserida na Unidade Morfológica – Planície de Inundação não tem contato com a Unidade Morfológica – Canal Principal (ver Figura 54). Entretanto, a subunidade entra em contato com o rio Sepotuba quando a porção inserida na Unidade Morfológica – Terraço Fluvial tem seus limites com a margem côncava do Canal Principal, conhecida como Barranqueira das Cobras (Figura 55).

Dinâmicas similares foram reconhecidas ao sul, nas planícies dos rios orientais da Bolívia, onde Macedo et al. (2014) destacaram que as características da planície de inundação favorecem o acúmulo de água durante a estação das chuvas. De acordo com os autores, a inundação ocorre mesmo que não haja o transbordamento das águas da calha do rio Paraguai como decorrência do acúmulo de água pluvial e da subida do nível freático, o que promove a expansão da superfície dos inúmeros pequenos lagos existentes na planície. Nesse contexto, cursos d'água intermitentes, também chamados de vazantes por Souza et al. (2009), marcam a planície de inundação.

Sobre tal subunidade, Latrubesse e Stevaux (2002) igualmente identificaram sua ocorrência no sistema aluvial do rio Araguaia. Trata-se de uma unidade morfossedimentar de drenagem impedida, a mais velha da planície de inundação, descrita em outros rios tropicais sul-americanos (IRIONDO e SUGUIO, 1981; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2002). O sistema interno da subunidade torna-se ativo

¹⁶ A planície de escoamento impedido do Araguaia (Unidade I), por exemplo, é considerada a unidade mais antiga da planície. Ocupa a posição mais externa de todas as unidades e está, topograficamente, mais baixa em relação às demais unidades. Apresenta superfície plana e deprimida, caracteriza-se por grandes áreas pantanosas com lagos arredondados, de vale bloqueado e de canais abandonados drenados por pequenos canais da planície (MORAIS et al., 2008; BAYER, 2010).

quando os canais drenam as águas das chuvas nos períodos de cheias devido à precipitação pluvial. Cabe destacar, ainda, a saturação freática e a entrada de pequenos tributários bloqueados, pois a mesma não recebe influência direta do Canal Principal – unidade morfológica Ativa.

No entanto, durante o período de seca, o volume de água e seu escoamento nesses canais, denominados de vazantes, é mínima, e feições morfológicas como os lagos ficam isolados no sistema (MORAIS et al., 2008). Verificou-se, também, a ocorrência de comportamento hidrológico e hidrodinâmica no rio Sepotuba, quando sua inundação e umidade é condicionada pelo encharcamento proveniente do lençol freático e escoamento das águas pluviais. Nesse contexto, conforme pontuam Macedo et al. (2014), as diferentes associações morfológicas e suas relações genéticas testemunham sucessivas mudanças paleo-hidrológicas na planície do rio Paraguai e de seus afluentes no Pantanal mato-grossense.

No caso do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, foram identificadas, do ponto de vista transversal, três Unidades Morfológicas principais associadas à dinâmica fluvial pretérita e atual – o Canal Principal e a Planície de Inundação, conforme mencionado, e os Terraços Fluviais, com área total de 126,22 km². Tais morfologias são consideradas as mais antigas, reconhecidas como ambientes pretéritos formados por sucessivas fases deposicionais (MOODY e MEADE, 2008). Além disso, conforme caracterizado anteriormente por Leopold et al. (1964), trata-se de formas topográficas que resultaram do abandono da antiga planície de inundação (Figura 55).

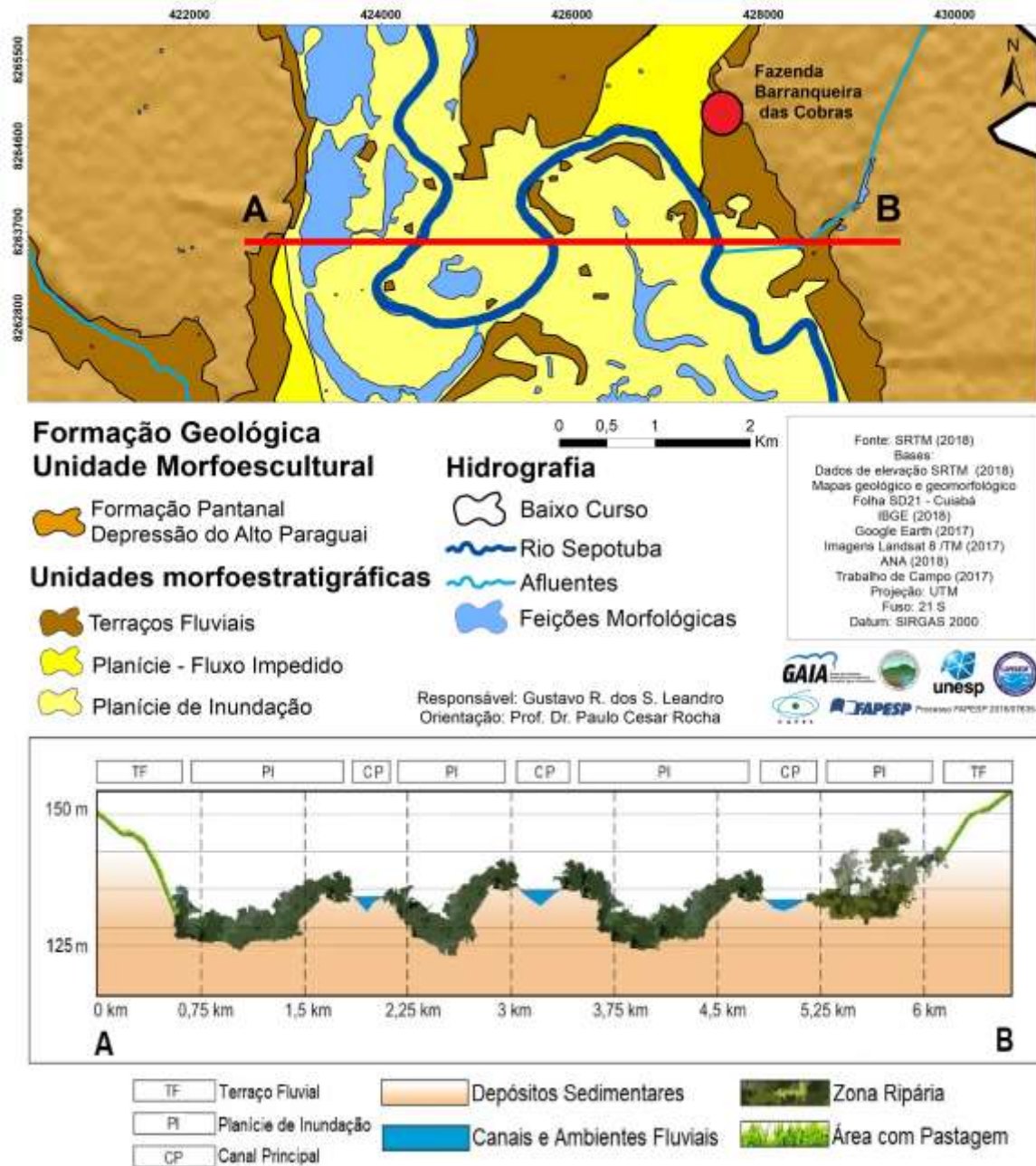


Figura 55. Perfil transversal de A-B com as Unidades Morfológicas (morfoestratigráficas) do sistema rio-planície do rio do Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Dados de gabinete (2018)

Tais unidades morfológicas foram identificadas em trechos do rio Paraguai entre a foz do rio Sepotuba e a Estação Ecológica da Ilha Taiamã (SOUZA, 2004; SILVA et al. 2007; SILVA et al., 2011). Conforme abordado pelos autores, a planície aluvial do rio Paraguai, e afluentes, tem como característica comum o fato de que se encontra embutida em um vale entrincheirado, escavado em depósitos mais antigos de idade pleistocênica, com terraços marginais cujas altitudes decrescem para jusante (SILVA et

al., 2007). No caso do rio Sepotuba, sua formação está atrelada aos processos erosivos sobre as bordas do paleoeque (SILVA, 2010).

Contexto morfológico similar foi retratado por Cordeiro et al. (2010), quando descrevem o sistema aluvial do rio Negro, borda sudoeste da bacia do Pantanal no Mato Grosso do Sul. De acordo com os autores, o cinturão de meandros¹⁷ está embutido dentro do vale inciso que corta a porção superior do leque, onde se situa o lobo¹⁸ mais antigo. No entanto, o rio Negro se diferencia do rio Sepotuba no que concerne às características de algumas morfologias presentes em cada um dos sistemas.

O rio Sepotuba, por exemplo, apresenta ocorrência de Terraços Fluviais elevados (escavados por incisão do sistema de drenagem sobre depósitos pleistocênicos) em comparação aos terraços fluviais presentes no sistema do rio Negro. Conforme afirmam Cordeiro et al. (2010), os terraços marginais que definem o vale inciso do rio Negro apresentam desnível de uns poucos metros em relação à planície atual do rio, suficientes para que as águas não extravasem para fora da planície durante as cheias.

Evidentemente, os terraços fluviais podem ser diferenciados entre as morfologias deposicionais e erosivas que, respectivamente, referem-se às unidades formadas com a incisão fluvial nos depósitos da planície e os terraços que são nivelados com a erosão lateral do canal (HARDEN, 2004). Nesse sentido, os Terraços Fluviais identificados ao longo do rio Sepotuba apresentam conectividade com o Canal Principal (Unidade Morfológica Ativa) a partir de processos erosivos, conforme observado em trabalho de campo.

Nos períodos hidrológicos de transição – vazante e enchente –, bem como na cheia, ocorre a cavitação nas bases dos depósitos e, em seguida, os processos de solapamento com a queda de blocos do topo, principalmente no período de seca (Figura 56). De acordo com Sousa et al. (2015), a grande energia da água no meandro determina uma dinâmica maior das margens em terraços, resultando em seu colapso. Entretanto, não ocorre o transbordamento de água por se tratarem de unidades morfológicas elevadas e íngrimes (altura média entre 10-15 m no período de cheia, alcançando 20 m no período de seca considerando a oscilação do nível da água).

¹⁷ O cinturão de meandros está embutido dentro do vale inciso que corta a porção superior do leque, onde se situa o lobo mais antigo. O cinturão apresenta extensão de cerca de 30 km, pois se estende a montante para dentro do planalto, encaixado no vale que dá acesso ao Pantanal, onde é caracterizado pela presença de barras em pontal. O rio Negro apresenta larguras de 15 a 30m, com diques marginais cobertos por mata ciliar. Canais de alta sinuosidade, antigos leitos do rio Negro, agora abandonados, estão presentes na planície, que tem largura entre 1,5 e 3,0 km e densa cobertura vegetal (CORDEIRO et al., 2010).

¹⁸ Lobos são feições morfológicas características de sistemas deposicionais distributários, como os leques aluviais (CORDEIRO et al., 2010).

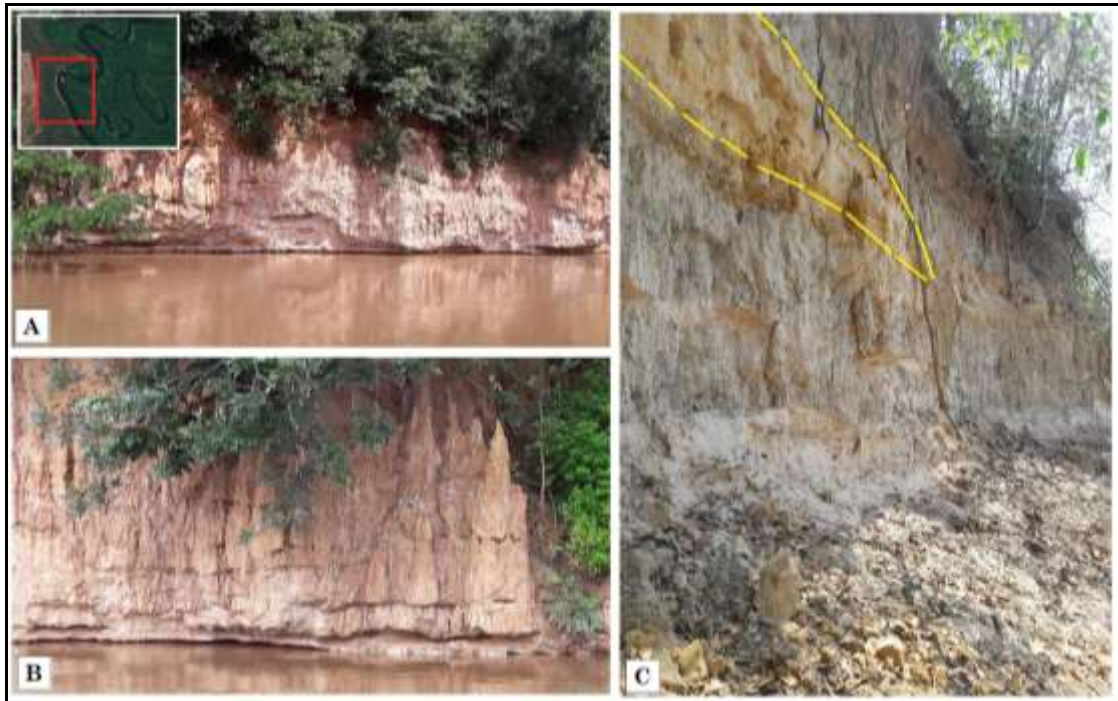


Figura 56. a) Terraço fluvial no período de cheia, b) morfologia íngreme com diferentes níveis de cavitação, período de vazante, c) paleocanal e depósito dos materiais erodidos na base – período de seca

Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018). **Fonte:** Trabalho de Campo (2018)

Cabe considerar que a ocupação dessas áreas por atividade pecuária, conforme abordado no Capítulo 4 da presente tese, pode contribuir para a intensificação da erosão marginal. Dinâmica de apropriação similar foi descrita por Moraes (20015), quando verificou que, tradicionalmente, o uso e ocupação nos terraços do rio do Peixe está vinculado à pecuária.

No caso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, a partir do mapeamento do uso e cobertura da terra para o ano base de 2016, apresentado na presente tese, fica evidente o avanço das pastagens com a apropriação desses ambientes para fins agropecuários, principalmente no Baixo Sepotuba. Nota-se que o uso e ocupação da terra pela pecuária avançou sobre as Unidades Morfológicas que compõem o sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba. Em trinta anos, houve a supressão de extensas áreas de coberturas vegetais nos Terraços Fluviais e na própria Planície de Inundação (Figura 57).

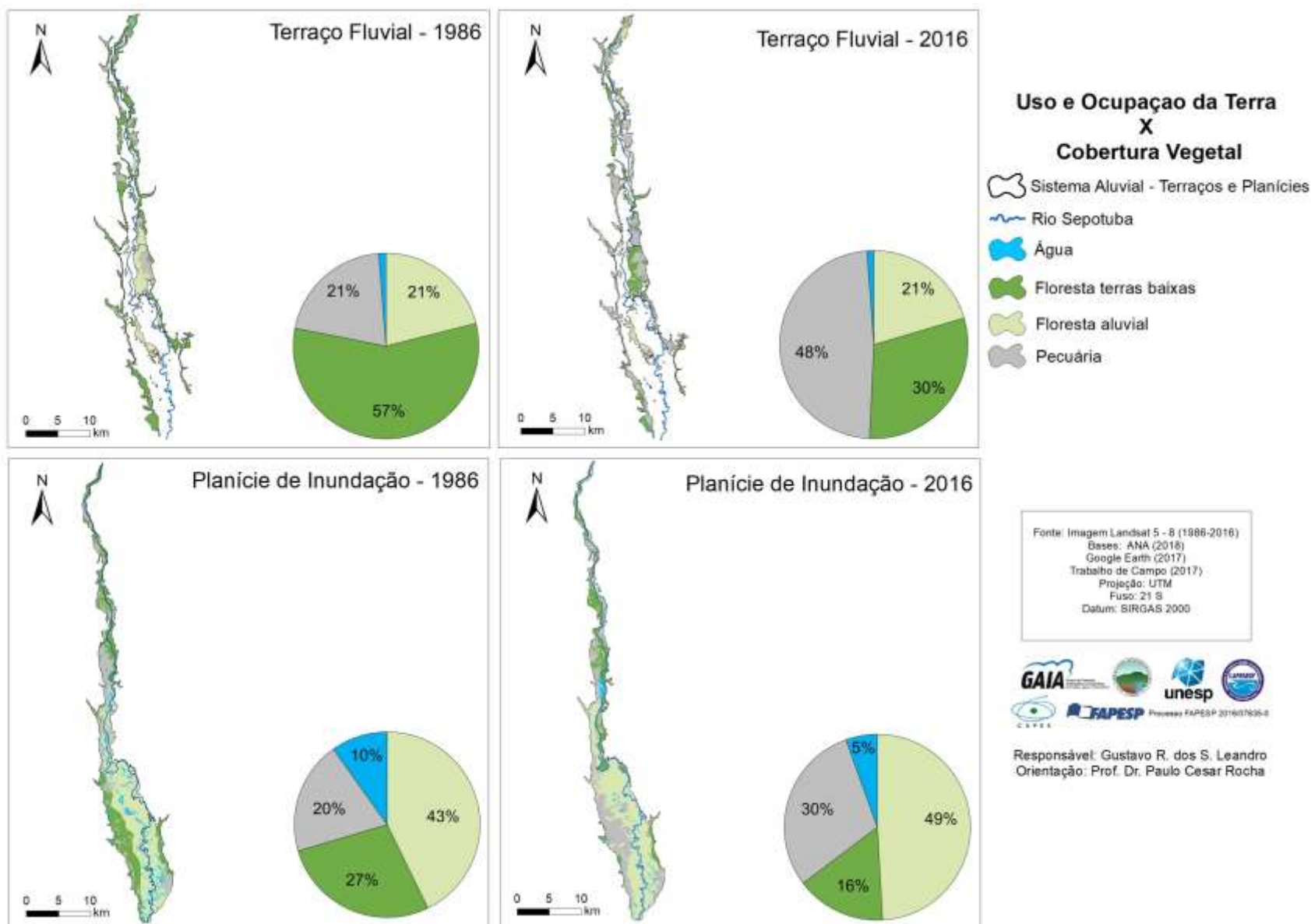


Figura 57. Dinâmica de apropriação no sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, áreas úmidas
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

Nesse contexto, os reflexos do avanço agropecuário são bem percebidos na Unidade Morfológica – Planície de Inundação. Isso se deve ao fato de que as feições morfológicas diminuíram em quantidade e área, como vem sendo discutido na presente tese. Nesse sentido, observa-se que as mudanças na Planície de Inundação se somam à entrada de sedimentos – possivelmente maior devido à retirada da cobertura vegetal em toda a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, associada aos processos erosivos decorrentes de sua apropriação. Podemos considerar como evidência desses processos o expressivo aumento em área das Florestas Aluviais.

Na década de 1980, a Floresta Aluvial correspondia a 42,78% e, em 2016, representava 49,11% da Planície de Inundação. Em contrapartida, houve redução da Floresta Terra Baixas e da classe Água que, em 1986, correspondia a quase 10% da área e, em 2016, apresentou percentual de 5,47%. É importante considerarmos, ainda, que a Pecuária não se restringiu ao baixo curso ou aos Terraços Fluviais. Em 2016, passou a ocupar 29,82% da Planície de Inundação – um aumento de 33,83% quando comparado ao percentual registrado para o ano de 1986.

Por sua vez, nos Terraços Fluviais, a Floresta Terras Baixas foi a classe que apresentou a maior queda, quando passou de 57,01% em 1986 para 30,29% em 2016. Já a Pecuária passou de 20,65% para 48,09% no mesmo período. Outras classes mapeadas, como Floresta Aluvial e Água, também apresentaram redução em suas áreas. Desse modo, a classe Água, que ocorria nesses ambientes fluviais, diminuiu de 1,26% para 1,18% – índice aparentemente baixo.

Cabe salientar que a classe Água corresponde ao canal principal do rio Sepotuba e às feições morfológicas presentes na planície de inundação e, eventualmente, aos terraços fluviais, conforme discutido na presente tese. Dessa forma, sua classificação será discutida a seguir, quando da compartimentação geomorfológica do sistema rio planície de inundação do rio Sepotuba no baixo curso da bacia hidrográfica.

Nessa perspectiva, o estudo realizado por Sousa et al. (2015), no rio Paraguai, corrobora para a discussão. Conforme apontado pelos autores, a integração entre as características morfológicas, de pedogênese e de uso, precisa ser avaliada para o adequado manejo dessas áreas. Caso contrário, a erosão natural é potencializada com importantes impactos negativos no que se refere às dinâmicas fluvial, ambiental e econômica.

5.1.1. Setorização geomorfológica do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso

Ao considerarmos as Unidades Morfológicas no sentido transversal, associadas ao padrão de canal – sinuosidade no sentido longitudinal, constatamos que o sistema aluvial do rio Sepotuba apresenta distintas características. Dessa forma, na presente tese, foram identificados três Setores Geomorfológicos denominados de A (A1 e A2), B e C. Ainda, de norte para sul, a complexidade do sistema tende a aumentar, sobretudo com a formação e evolução do mosaico de áreas úmidas entre os Setores Geomorfológicos B e C.

No Setor Geomorfológico A, situado a norte, o Canal Principal apresenta a maior extensão, com 51,12 km, e se destaca pelo fato de sua calha estar encaixada em litologias das Formações Sepotuba e Pantanal. Consequentemente, o índice de sinuosidade de 1,12 e a ocorrência de valores abaixo de 1, no Trecho 1, o enquadra com segmentos de padrão retilíneo. Ainda sobre as características do Canal Principal, verifica-se o aumento da sinuosidade no rio Sepotuba – sinuosidade média de 1,52 –, com sua calha encaixada à margem esquerda. Desse modo, o Canal Principal do rio Sepotuba, no Trecho 2, apresenta padrão sinuoso, mas não meandrante.

Em relação ao sistema aluvial, nota-se como característica principal a ocorrência de estreitos Terraços Fluviais, principalmente no Trecho 1 e margem direita do Trecho 2. Cabe salientar que sua largura varia entre 400 e 3.500 m. Em contrapartida, a largura da planície de inundação aumenta de montante para jusante. No Trecho de A1, registrou-se largura média de 850 m, e no Trecho A2 verifica-se largura entre 1.500 e 2.000 m. Portanto, podemos considerar que nesse Setor Geomorfológico ainda predominam processos erosivos, principalmente oriundos da incisão da drenagem nos substratos da Formação Pantanal (Figura 58).

Dessa forma, as interações hidromorfodinâmicas no Setor Geomorfológico A ocorrem, sobretudo, pela configuração dos sistemas hidrográficos de seus afluentes. Isso porque suas bacias hidrográficas são drenadas por canais fluviais de primeira a terceira ordem, que desaguam diretamente no rio Sepotuba. Tais afluentes percorrem depósitos da Formação Sepotuba e Pantanal, com incisões em sedimentos semi-consolidados e inconsolidados. Consequentemente, os materiais erodidos e transportados, ao aportarem no sistema aluvial do rio Sepotuba, contribuíram para a construção de seus Terraços Fluviais.

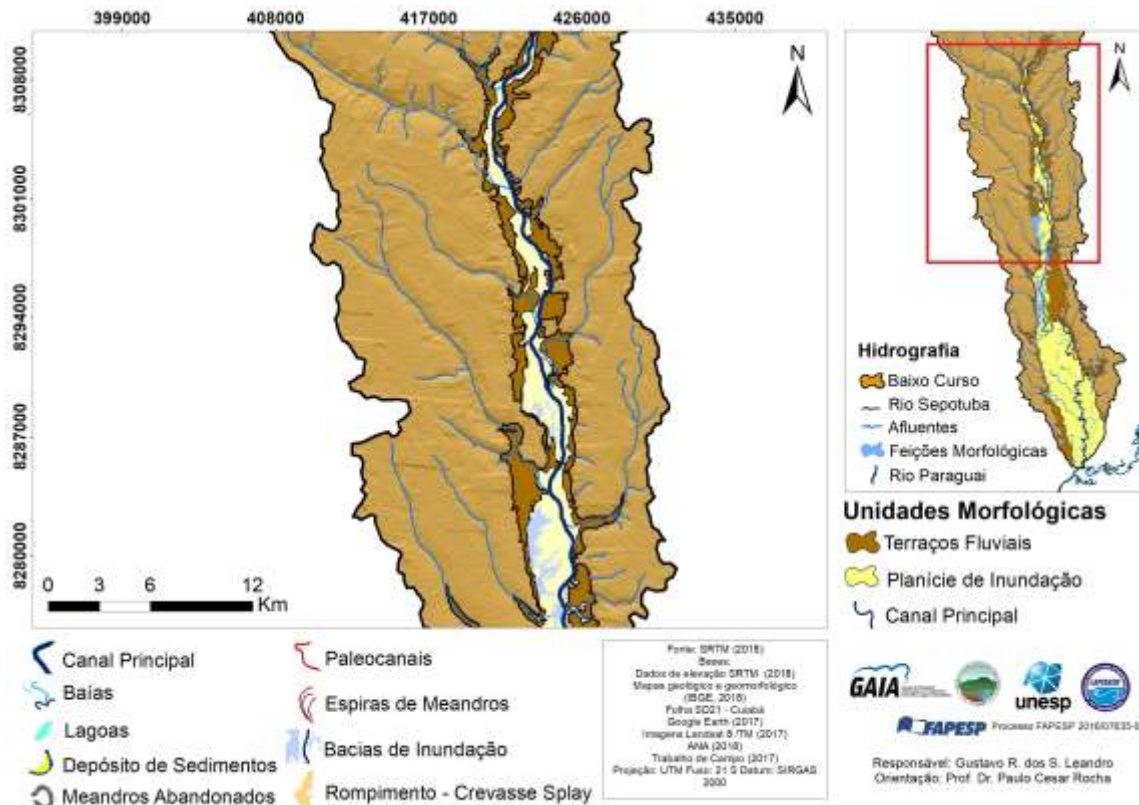


Figura 58. Classificação das feições morfológicas no Setor Geomorfológico A – Trecho 1
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

No Trecho 2 do Setor Geomorfológico A do rio Sepotuba, a predominância de áreas úmidas também pode ter associação com pequenas depressões e feições morfológicas, como bacias de inundação, alagados e *crevasses splay* que registram a entrada de água no sistema. Sua ocorrência, ainda, é aferida pela dinâmica das águas por escoamento superficial oriundo dos afluentes ou pela conectividade com o lençol freático (Figura 59).

Em estudo realizado por Moraes (2015), o autor destaca que a ocorrência de depressões oriundas de abandonos de canais no sistema fluvial do Peixe, afluente do rio Paraná, também contribuem para a formação das áreas úmidas. “Similar ao encontrado por Etchebehere (2000) notou-se na borda, junto ao contato com a Formação Vale do rio do Peixe, áreas em que nos períodos de cheia possuem fácil reconhecimento por comportarem-se como áreas úmidas” (MORAIS, 2015, p. 40).

Desse modo, as bacias de inundação são definidas, nesta tese, como as áreas mais antigas de abandono do canal, delineadas pela umidade, obliteradas pela dinâmica da planície e consequentemente amorfas. Ou seja, as bacias de inundação correspondem as áreas rebaixadas presentes na planície de inundação com formas irregulares sujeitas a inundação. Por outro lado, as baías e lagoas são feições morfológicas com formas mais delineadas que ainda se conectam ao canal principal do

rio Sepotuba, mesmo no período de seca no caso das baías, mas que estão em diferentes estágios de abandono.

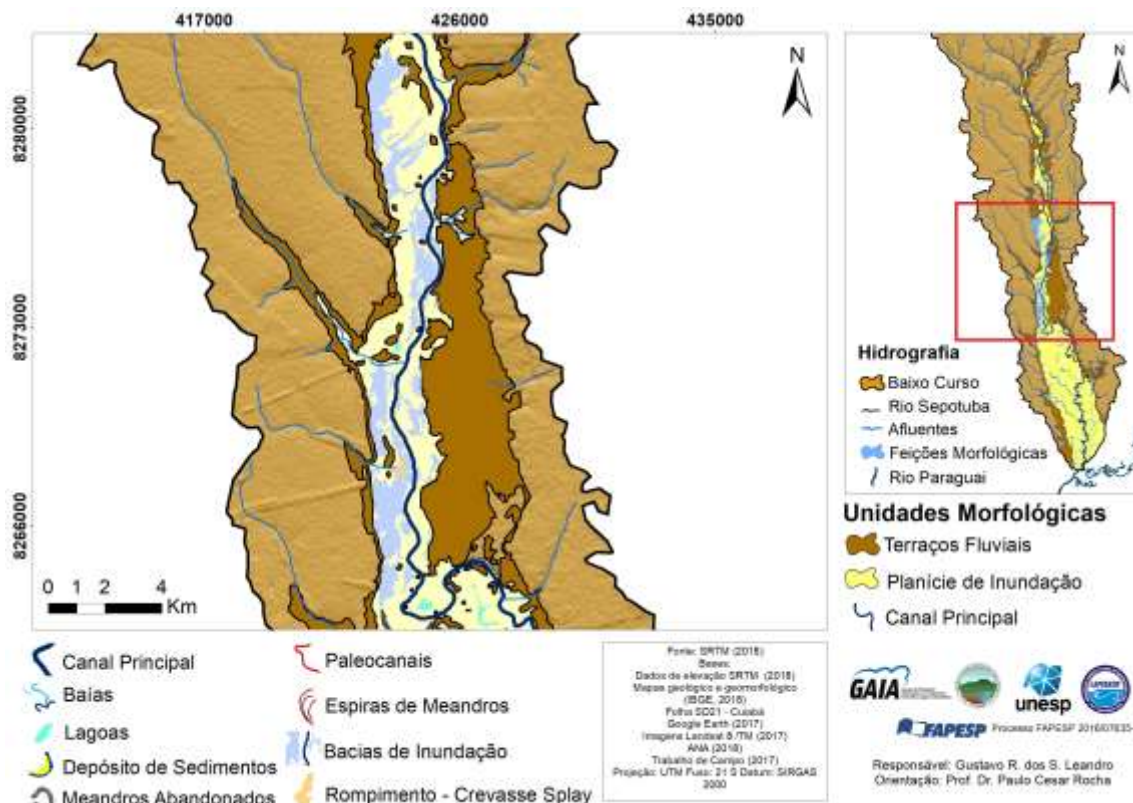


Figura 59. Classificação das feições morfológicas no Trecho 2 do Setor Geomorfológico A
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

Assim como no Setor Geomorfológico A, as principais Unidades Morfológicas que compõem o Setor Geomorfológico B são o 1) Canal Principal, com 29,15 km de extensão; 2) Planície de Inundação pela margem direita, com largura entre 3.000-5.200 m; e 3) estreitos Terraços Fluviais em ambas as margens, com largura entre 200-1.500 m. Nesse contexto, cabe destacar pequenos Segmentos encaixados em Trechos do Canal Principal, principalmente pela margem esquerda, com a formação de cotovelos de captura. Desse modo, os Terraços Fluviais, Unidade Morfológica presente nesse Setor Geomorfológico, se destacam pelo controle estrutural do canal e do fluxo da água.

Um dos parâmetros morfométricos que se mostra eficiente e que foi adotado no presente estudo para a classificação da terceira Unidade Morfológica – Canal Principal e setorização geomorfológica do sistema de montante para jusante, foi o padrão de canal, uma das medidas sendo a sinuosidade. De acordo com Stevaux e Latrubesse (2017), o limite mais comumente aceito para a diferenciação entre um canal meandrante e um retilíneo é uma sinuosidade superior a 1,5.

Todavia, canais meandrantes naturais não são necessariamente regulares. Em estudo realizado no canal do rio Ivaí, por exemplo, Kuerten et al. (2009) também

utilizaram o índice de sinuosidade como parâmetro de para sua classificação. Segundo os autores, trata-se de um canal de padrão meandrante, mesmo sendo um canal encaixado em seu baixo curso a partir do índice de sinuosidade obtido de 1,7.

Nesse contexto, após a mudança de Setor Geomorfológico A-B, o canal fluvial, que apresenta padrão sinuoso – índice de 2,09, volta a fluir no sentido N-S. Em consequência, observa-se, na planície de inundação, uma maior diversificação das feições morfológicas presentes na Unidade Morfológica – Planície de Inundação, tais como lagoas, baías, bem como canais colmatados. Lagoas com formas e dimensões variáveis, isoladas ou interconectadas, ocorrem no sistema aluvial à margem direita, sobretudo na subunidade morfológica Planície – Fluxo Impedido. Possivelmente, sua formação tenha relação com a deflexão do canal de norte-sul para oeste-leste, na transição entre os setores geomorfológicos A-B do rio Sepotuba (Figura 60).

As diferentes feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico B são registros do comportamento hidrodinâmico. Podemos destacar as lagoas e os meandros abandonados presentes na planície de inundação, bem como as baías que ainda conectam as Unidades Morfológicas – canal principal do rio Sepotuba à planície de inundação. Tais feições morfológicas são formadas pela dinâmica das águas a partir dos processos de abandono de canal, rompimento do meandro e perda de conexão. Tal (des) conectividade também pode ser aferida pela ocorrência de paleocanais ou, ainda, pela evolução dos depósitos convexos com a formação de espiras de meandros (Figura 58).

No Quadro 8 é possível observar a síntese da organização do sistema por setores geomorfológicos (A, B e C - perfil longitudinal), bem como as unidades morfológicas que compõem o sistema aluvial (perfil transversal). Cabe salientar que as formas identificadas resultam de diferentes processos e que são registros dos estágios evolutivos, de acordo com os ambientes fluviais. Nesse contexto, feições morfológicas como depósitos de sedimentos, baías e lagoas são recorrentes no Canal Principal, em contato como a Planície de Inundação.

Desse modo, as lagoas evoluem a partir da colmatação de parte das baías, por exemplo, sendo ambas as principais feições morfológicas presentes na planície de inundação proximal. Somam-se a essas morfologias em espira de meandros, meandros abandonados, e os paleocanais, *crevasses splay* que conectam a Planície de Inundação aos Terraços Fluviais e afluentes de baixa ordem. É importante salientar, ainda, que os paleocanais e as espiras de meandros são feições morfológicas mais antigas, registros da dinâmica morfológica de sistemas pretéritos, assim como os meandros abandonados.

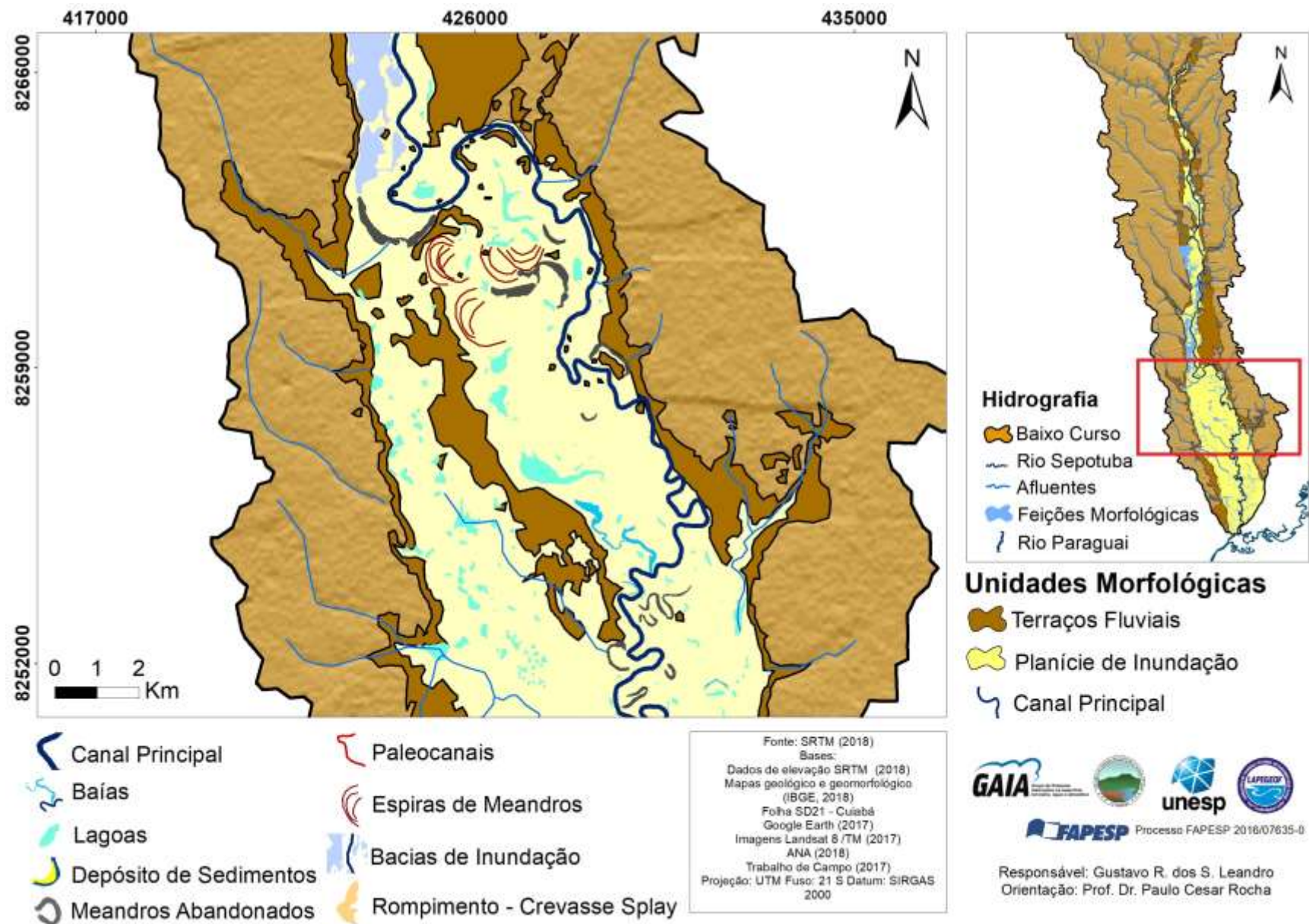


Figura 60. Diversificação das feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico B em relação a montante
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

Quadro 8. Feições morfológicas presentes no sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

(1) Canal Principal (Setores A1 e A2) - Canal encaixado com sinuosidade média de 1,17 - Padrão não meandrante - Sub-bacias hidrográficas de afluentes, sobretudo com canais fluviais de primeira a terceira ordem	(1) Canal Principal (Setor B) - Canal encaixado, com ocorrência de cotovelos, associado ao substrato da calha fluvial (seixos e matacões), e controle dos terraços fluviais em ambas as margens, com predominância pela margem esquerda do canal	(1) Canal Principal (Setor C) - Canal com padrão meandrante composto – sinuosidade média de 2,67 - Canal secundário - Depósitos de canal (formas de leito, barras laterais e centrais) e ilhas fluviais (evolução dos depósitos)
(2) Planície de Inundação (Setor A2) - Planície de Inundação – Fluxo impedido com ocorrência de áreas úmidas (Setor Geomorfológico A2) pela margem esquerda - Lagoas - Bacias de inundação (áreas úmidas) em Setor Geomorfológico A2 em ambas as margens - Vazantes - Canais de baixa ordem - Leques	(2) Planície de Inundação (Setor B) - Planície de Inundação – Fluxo impedido com ocorrência de áreas úmidas em ambas as margens - Ocorrência de: - Lagoas - Baías - Meandros abandonados - Espiras de meandros	(2) Planície de Inundação (Setor C) - Planície de Inundação – Fluxo impedido com ocorrência de áreas úmidas pela margem direita - Lagoas - Baías - Canais e sistemas secundários (depósitos de canal – formas de leito, barras laterais e centrais) - Meandros abandonados - Ilhas fluviais formadas por rompimento do canal principal com processo de avulsão, ou por estabilização de depósitos de canal
(3) Terraços Fluviais (Setor A2) Ocorrência no canal principal do rio Sepotuba, bem como no baixo curso dos afluentes associada à incisão dos canais fluviais sobre os materiais semi-consolidados e inconsolidados da Formação Pantanal e Aluviões atuais	(3) Terraços Fluviais (Setor B) Ocorrência no rio Sepotuba e no baixo curso de afluentes, associada à incisão dos canais fluviais sobre os materiais semi-consolidados e inconsolidados da Formação Pantanal e Aluviões atuais. Setor geomorfológico com formas residuais, (mudança da direção do canal principal de N-S para O-L). Divisão entre a Planície – Fluxo Impedido e a Planície Aluvial ativa	(3) Terraços Fluviais (Setor C) - Canais de baixa ordem

Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019). **Fonte:** Dados de gabinete (2019)

A partir do Setor Geomorfológico C, o rio Sepotuba possui padrão de canal com características meandantes no que concerne a sua sinuosidade média entre 2,10-2,67. Nesse Trecho, que posteriormente é melhor detalhado, o Canal Principal percorre 25,36 km sobre depósitos aluviais atuais, com a formação de barras convexas, diques marginais e formas de leito associadas à sua evolução e a mudanças morfológicas na Planície de Inundação (Figura 61). Desse modo, ainda contribuem para sua classificação enquanto canal meandrante em função da ocorrência de feições morfológicas como os meandros abandonados por toda a planície de inundação em ambas as margens.

Contudo, podemos considerar a sobreposição, ou estágios evolutivos, de três sistemas. O primeiro deles – a margem direita do canal atual, mais antigo – é marcado por evidentes paleocanais e por lagoas e baías que antes se conectavam. O segundo sistema, diferente do primeiro, ainda apresenta conexões entre suas feições morfológicas e deste com o canal principal do rio Sepotuba pela margem esquerda. O terceiro, o atual sistema, é composto pelo Canal Principal do rio Sepotuba e por canais secundários. Adicionalmente, meandros abandonados integram seu sistema na planície proximal, com a ocorrência dos depósitos de canal em suas margens, principalmente barras convexas. Entretanto, registram-se barras laterais e formas de leito (nos canais secundários), que também são recorrentes em segmentos anastomosados.

Contexto similar foi registrado por Silva (2006) quando da definição do padrão de canal do rio Paraguai na região de Cáceres. Conforme o autor, o curso do rio Paraguai Superior encontra-se dividido em vários segmentos de diferentes características. A partir de suas nascentes até a Estação Ecológica de Taiaí, já na área do Pantanal Mato-grossense, há uma sucessão de segmentos que podem ser descritos como erosivo, anastomosado, meandrante (com feições de entrelaçado), entrelaçado (com planície de rios anastomosados) e um meandrante.

É importante considerarmos que os meandros abandonados (feições morfológicas decorrentes de migração lateral do canal, ou rompimento do meandro) podem ser reocupados pelo fluxo do canal principal. Em estudo realizado no rio do Peixe, Moraes (2015) observou que, durante os quase 50 anos, a elevada dinâmica no rio do Peixe formou o cinturão de meandros e que as mudanças do canal frequentemente estavam associadas à reocupação dos paleocanais e lagos em ferradura. Tal comportamento demonstra ser comum na construção do cinturão de meandros do rio do Peixe. Ademais, paleocanais, lagos e bacias de inundação formam a ampla diversidade de áreas úmidas entre os períodos de seca e cheia, e propiciam a interação ecológica ao longo do ano hidrológico (MORAIS, 2015).

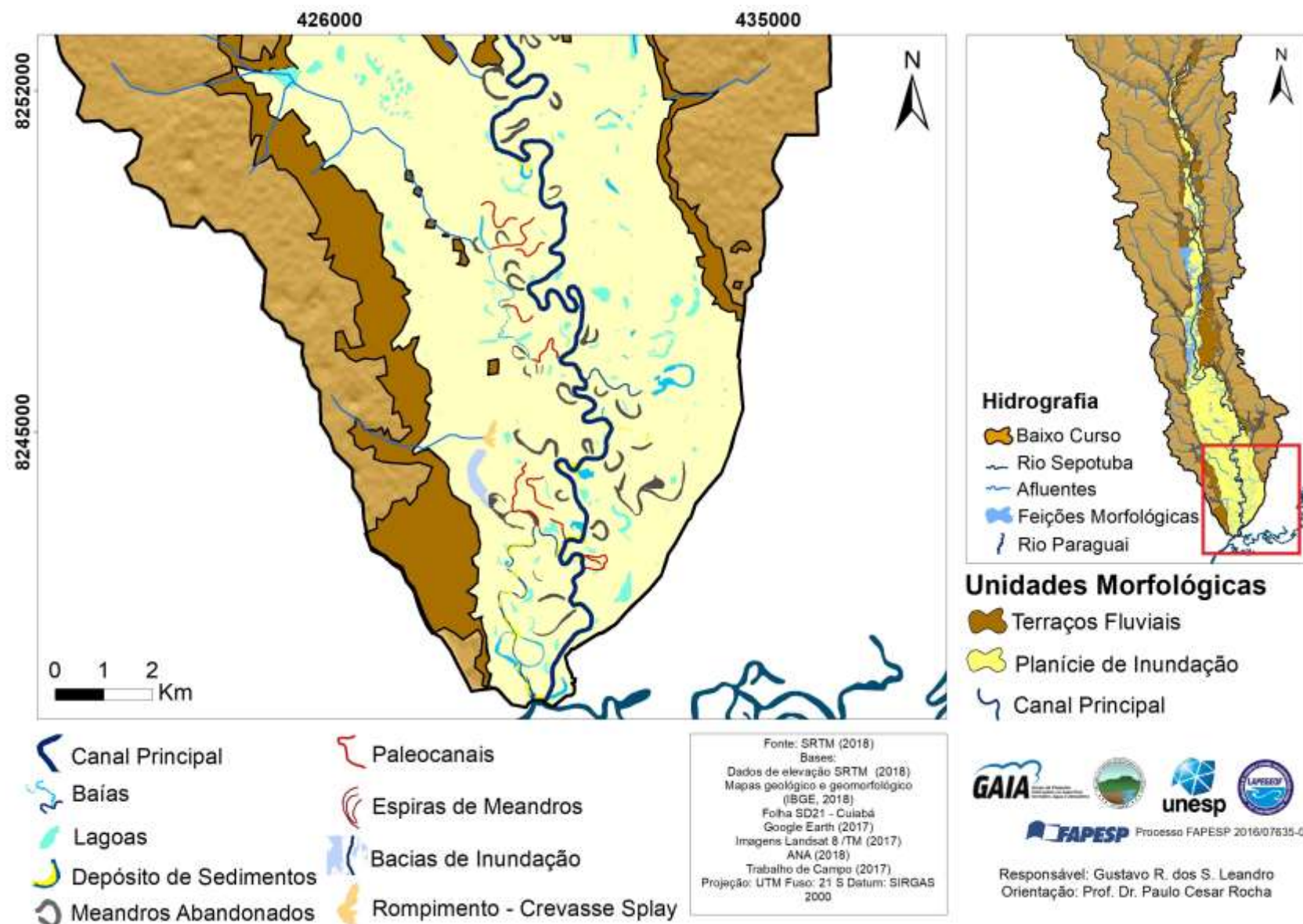


Figura 61. Classificação das feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico C, com destaque para a maior ocorrência de depósitos de sedimentos
Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Dados de gabinete (2020)

No entanto, o comportamento de reocupação dos paleocanais não ocorre em todos os rios meandantes, pois, em alguns casos, camadas de argila depositadas nessas unidades geomórficas criam resistência ao arrobamento do dique (HUDSON e KESEL, 2000). No caso do rio do Peixe, o estudo das fácies dessas unidades demonstrou a composição predominante de depósitos arenosos nessas feições, o que, possivelmente, seja um facilitador da reocupação dos paleocanais e lagos em ferradura (MORAIS, 2015).

Processos similares foram registrados por Silva et al. (2008) ao considerarem os padrões de canal no rio Paraguai entre a foz do rio Sepotuba e a Estação Ecológica da Ilha Taiamã. Segundo os autores, os rios aluviais da região apresentam trechos controlados pela Província Serrana, bem como compartimentos meandantes encaixados nos depósitos aluviais. Dessa forma, a análise de imagens permitiu também reconhecer e cartografar uma complexa rede de paleocanais e canais secundários em três segmentos do rio Sepotuba, no Setor Geomorfológico C, de montante para jusante.

Cabe mencionar que tais ajustes ainda podem ser validados pela ocorrência de Terraço Fluvial no centro do Sistema Aluvial, bem como formas residuais de tais depósitos aluviais. O mesmo, possivelmente, testemunha a sobreposição de sistemas pretérito e atual, bem marcados pela Planície de Inundação Atual e Planície – Fluxo Impedido. Nesse sentido, os Setores Geomorfológicos B e C, possivelmente, são marcados pela sobreposição de ao menos dois sistemas de drenagem.

Dessa forma, o sistema atual apresenta importantes mudanças morfológicas marcadas por avulsões e rompimentos de meandros, conforme discussões a seguir. Já pela margem esquerda, observa-se um sistema secundário com algumas conexões através de canais, regionalmente chamados de furados, bem como interações hidromorfodinâmicas com a transferência de água e sedimentos, processos morfológicos registrados nos trabalhos de campo.

5.1.2. Mecanismos de mudanças morfológicas e depósitos de sedimentos – ambientes fluviais em evolução

Os rios, principalmente em seus trechos aluviais, podem se comportar como elementos da paisagem altamente dinâmicos, considerando os processos fluviais no próprio canal e as interações com suas planícies de inundação. Dessa forma, o retrabalhamento do canal na planície de inundação, além de indicar a dinâmica do canal, implica em ilustrar a intensidade de construção da própria planície de inundação, ou seja,

as interações hidromorfodinâmicas do sistema (NANSON e CROOKE, 1992; LAUER e PARKER, 2008).

Nesse contexto, Bayer e Zancopé (2014) reconheceram dois conjuntos de mecanismos que promovem a migração lateral recente do canal no rio Araguaia. Um deles está ligado aos processos de erosão marginal e o outro aos processos deposicionais. Do mesmo modo, o retrabalhamento desses depósitos representa uma das principais formas de construção da planície de inundação do rio do Peixe, a partir da acresção lateral, onde a fixação da vegetação favorece a incorporação desses depósitos, principalmente nas barras em pontal (MORAIS, 2015).

No rio Sepotuba, os processos erosivos com incisão vertical são bem expressivos nos Terraços Fluviais presentes nos setores geomorfológicos A e B, enquanto que os processos deposicionais ocorrem de forma predominante no Setor Geomorfológico C – que será estudado neste tópico (Figuras 62 e 63). Contudo, as erosões marginais também desempenham importante papel no terceiro setor, pois, associadas às deposições, contribuem para a ocorrência dos cortes de meandros ou, ainda, para a promoção da migração do canal, por exemplo.

Dessa forma, a escolha do Setor Geomorfológico C para a análise das mudanças morfológicas, no presente estudo, foi baseada nas características do rio Sepotuba, como o padrão de canal e a carga de sedimentos, visto que os sedimentos de fundo são constituídos, predominantemente, pelas frações arenosas, conforme discutido anteriormente. Tal condição contribui para a ocorrência dos processos deposicionais e sua evolução, sendo bem expressos pelas feições morfológicas presentes na planície de inundação e no próprio canal.

Conforme abordado anteriormente, o padrão de meandramento registrado no Setor Geomorfológico C corrobora para as mudanças morfológicas. Enfatiza-se, ainda, que os meandros compostos estão relacionados ao estágio preliminar de desenvolvimento do canal e que, até mesmo recentemente, atribuíram como resposta às alterações do fluxo e a fatores antrópicos (LANCASTER e BRAS, 2002; KISS e BLANKA, 2012). No Setor Geomorfológico C, a conectividade entre os ambientes aquáticos e transicionais ocorre, sobretudo, a partir do transbordamento do canal e de sua dinâmica erosiva-deposicional, com os processos de rompimento dos meandros e abandono de canal.

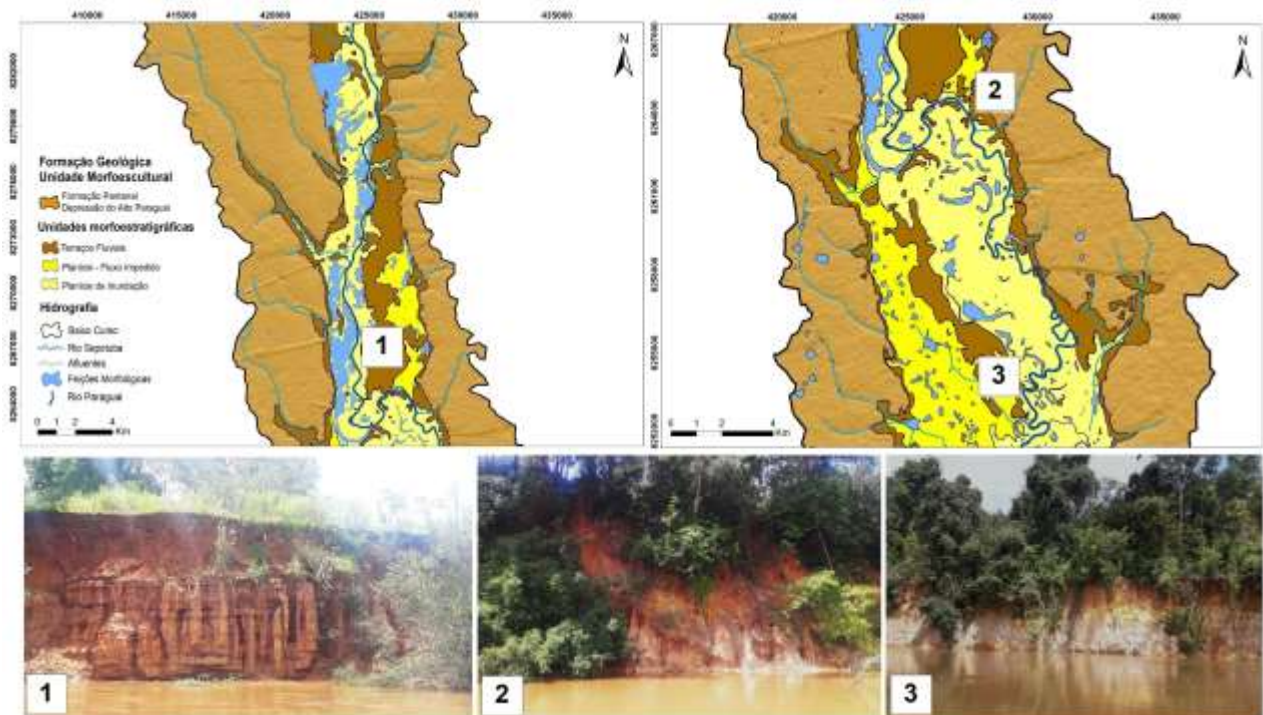


Figura 62. Exemplos de Trechos dos Setores Geomorfológicos A2 e B onde predominam os processos erosivos nas margens do canal 1) processos por corrosão, 2) Terraço Fluvial e 3) processos por cavitação

Fonte: Google Earth (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

As mudanças do canal fluvial, em setores aluviais, principalmente devido ao aumento da sinuosidade, produzem intenso retrabalhamento na planície e herança de canais abandonados em diferentes estágios. Essas formas e respectivos processos registram a evolução morfológica. Nesse contexto, a sinuosidade é um dos principais parâmetros para a identificação dos processos de meandramento em resposta às mudanças morfológicas associadas ao aporte de sedimentos. Portanto, sinuosidades, a partir de dois pontos com $>1,5$ de inflexão, caracterizam morfologias simples ou composta – vários pontos de inflexão ou máximas da curvatura (HOWARD e HEMBERGER, 1991).

No caso do rio Sepotuba, para avaliar as mudanças morfológicas recentes, foram analisados 3 Trechos no Setor Geomorfológico C (Figura 63). Esses trechos, ao longo do vale aluvial do baixo curso do rio Sepotuba, apresentam as principais mudanças no canal principal durante as últimas cinco décadas. Os trechos possuem entre 5 e 16 km de extensão, com largura do canal variando entre 70 e 95 m; enquanto que a planície de inundação possui largura média entre 3 e 5 km, e, em relação aos índices de sinuosidade, obteve-se valores superiores a 2 (2,10-2,67). Além disso, o canal apresenta tendência simétrica em relação ao seu posicionamento na planície de inundação, o que

contribui para sua evolução a partir dos processos fluviais com os mecanismos de meandramento.

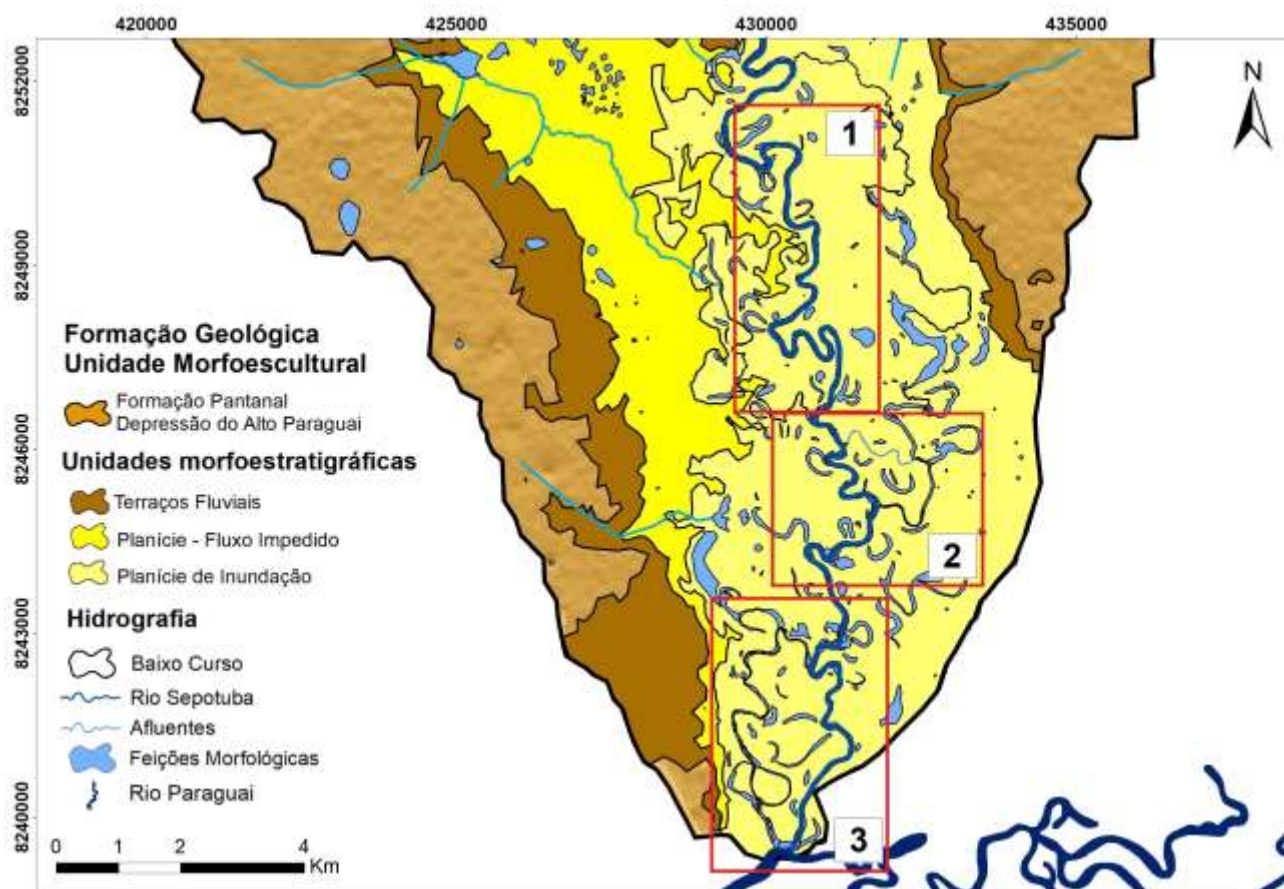


Figura 63. Setor Geomorfológico C, com destaque para o sistema rio-planície de inundação, sendo Trechos 1, 2 e 3

Fonte: Google Earth (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Trecho 1

Para o detalhamento de elementos de morfometria, foram selecionados 3 segmentos do Trecho 1 para a análise espaço-temporal entre os anos de 1967 e 2018. Em relação à evolução do sistema, cabe considerarmos, ainda, a dinâmica das feições morfológicas presentes na planície de inundação (1988 e 2017). A princípio, a maioria das feições morfológicas presentes no Trecho 1 parece se tratar de relíquias de sistemas mais antigos, principalmente lagoas. Podemos destacar, também, a ocorrência de paleocanais distais do canal principal na planície de inundação. Nota-se que, mesmo com as mudanças morfológicas, o canal principal do rio Sepotuba ainda possui características de rio meandrante (Figura 64).

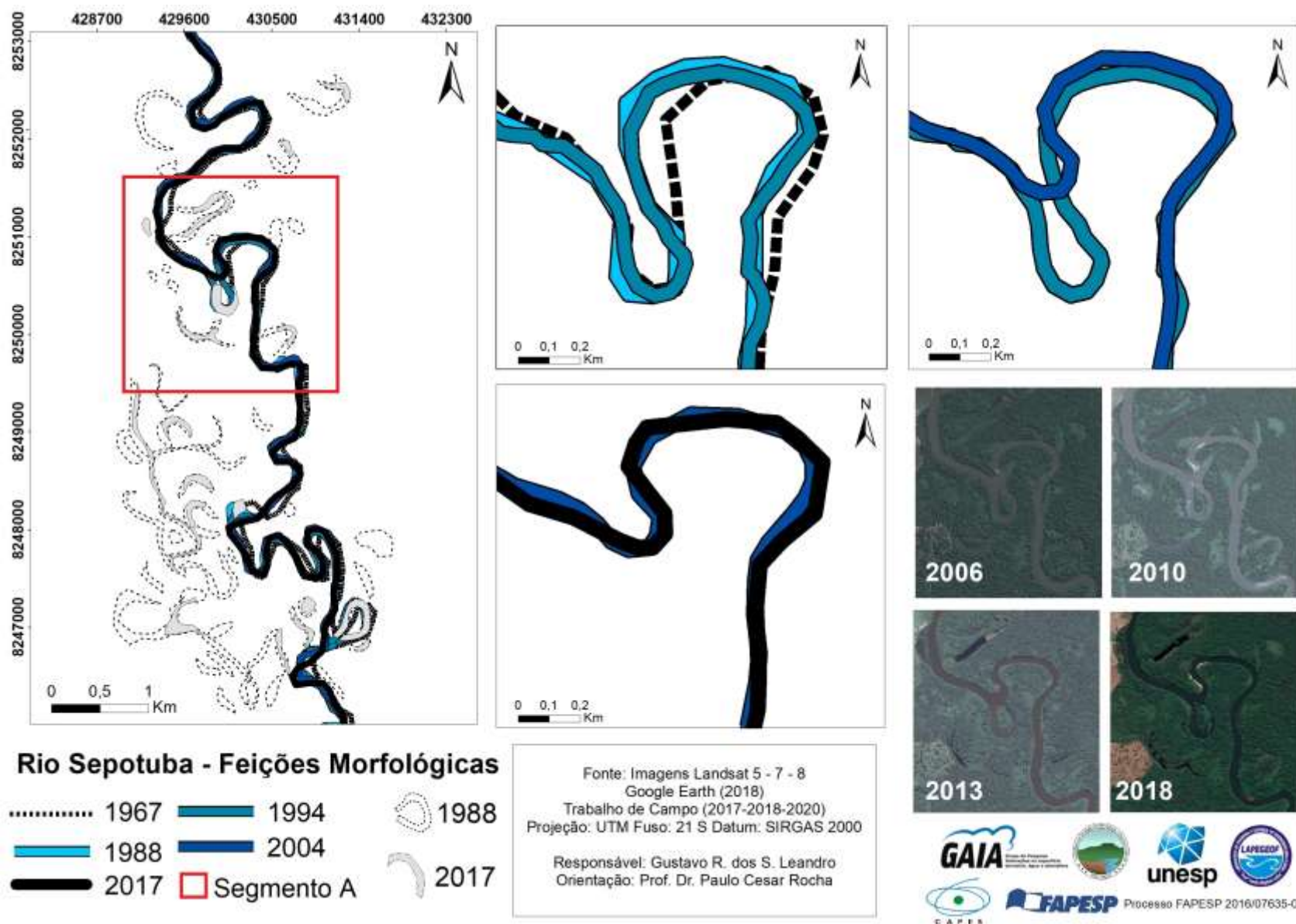


Figura 64. Mecanismos de mudança morfológica e os processos fluviais no canal principal – Segmento A do Trecho 1

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Trecho 1, entre 1967-1988, o principal mecanismo de mudança resultou da migração lateral, enquanto que entre 1988-1994 os principais mecanismos de mudança foram a retração do meandro e a migração confinada. Durante o segundo período, observa-se o incremento em relação aos parâmetros morfométricos, processo inverso ao registrado entre 1967-1988. O canal apresentou aumento de 14,47% no período, quando sua extensão passa de 15,67 km para 16,42 km. De forma similar à da extensão do canal, o índice de sinuosidade também aumentou de 2,12 para 2,23; contudo, nos anos seguintes, nota-se sua redução (Tabela 6).

No período de trinta anos, entre 1988-2018, verifica-se a redução no número de feições morfológicas, bem como de suas áreas em km². No Trecho 1, das quarenta e duas feições morfológicas identificadas em 1988, houve redução de 52,38% para o ano de 2017, quando foram mapeadas vinte feições morfológicas. Ao considerarmos suas áreas em km², a redução das feições morfológicas torna-se mais evidente. Em 1988, possuíam área total de 1,89 km², enquanto que, para o ano de 2017, foram quantificados 0,57 km², ou seja -69,84%.

Portanto, as feições morfológicas que ainda se conectavam ao canal principal em 1988, perderam sua conectividade com o rio Sepotuba ao longo dos anos devido a aggradação no sistema, sobretudo por colmatação quando nos períodos de cheias parte dos sedimentos de fundo são transportados para a planície de inundação, e posteriormente, depositados. Desse modo, a manutenção de algumas feições morfológicas mapeadas para o ano de 2017 é condicionada pelo escoamento superficial, pois alguns tributários desaguam no sistema (Tabela 6).

Tabela 6. Extensão e sinuosidade do canal e feições morfológicas no sistema rio-planície de inundação no Trecho 1

Setor Geomorfológico C – Canal Principal					
Trecho 1	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do Canal em km	15,96	15,67	16,42	15,19	15,08
Índice de Sinuosidade	2,17	2,12	2,23	2,06	2,04
			Ano	Quantidade	Área em km ²
Indicador de instabilidade:			1988	42	1,64
Quantificação das feições morfológicas presentes na			1994	33	0,85
planície de inundação (baías, lagoas, meandros			2004	28	0,66
abandonados, paleocanais)			2017	20	0,49

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Segmento A, houve o predomínio de mobilidade lateral no canal. De forma secundária, ainda houve a ocorrência de retração do meandro. No segundo período, de 1994-2004, o principal mecanismo que contribuiu para as mudanças no canal foi o corte

do pêndulo. Ainda, verifica-se um crescimento no segundo meandro que, por migração, erodiu a margem côncava do canal, processo aferido pela formação de espiras de meandros na margem convexa (ver Figura 64).

Entre 2004-2017, os processos fluviais ocorreram de forma mais estável, pois as mudanças nos meandros se deram por migração confinada, seguidos de extensões retilíneas a montante e a jusante. Entretanto, nesse período, é possível observar as marcas na planície de inundação, que registram a evolução da planície de inundação do Segmento A, sobretudo nos anos entre 2006-2018. Nos últimos doze anos, as feições morfológicas próximas ao canal principal têm sido, progressivamente, colmatadas devido ao transbordamento de água pelos pulsos de inundação em seus ciclos intra-anuais. Adicionalmente, a sucessão de espécies pioneiras, como herbáceas e arbustivas, contribui para sua estabilidade.

O papel da cobertura vegetal pode ser observado no trecho de canal, cortado por rompimento de meandro entre 1994-2004. O mesmo encontra-se em fase de abandono, com progressiva deposição de sedimentos (formas de leito) e incorporação da ilha fluvial à planície de inundação (Figura 65 – 2006 a 2018). Dessa forma, no Segmento A, verifica-se a progressiva redução na extensão do canal, bem como a diminuição na inflexão e da amplitude do primeiro meandro, seguido do aumento no comprimento de onda. Desse modo, as variações durante cada período sugerem, previamente, ajustamento do canal devido à diminuição de sua extensão e às alterações em sua sinuosidade e, no Segmento A, devido ao comprimento de onda e à amplitude do meandro (Tabelas 7).

Tabela 7. Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento A

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	2,93	3,18	3,12	2,46	2,57
Inflexão do meandro (m)	492,46	704,02	700,29	585,38	374,47
Comprimento de onda (m)	147,11	49,96	63,41	154,51	177,76
Amplitude do meandro (m)	219,19	257,16	168,88	125,51	103,81

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Segmento B, as mudanças em sua morfologia, durante o período de 1967-1994, ocorreram devido à formação de novo meandro associada à migração e a cortes no canal. Entre 2004-2017, de forma geral, as mudanças no canal foram muito sutis, com acentuada diminuição dos mecanismos de mudanças em comparação aos demais trechos e ao período anterior. Nesse contexto, houve o prevalecimento de alterações devido à retração e à migração confinada dos meandros (Figura 65).

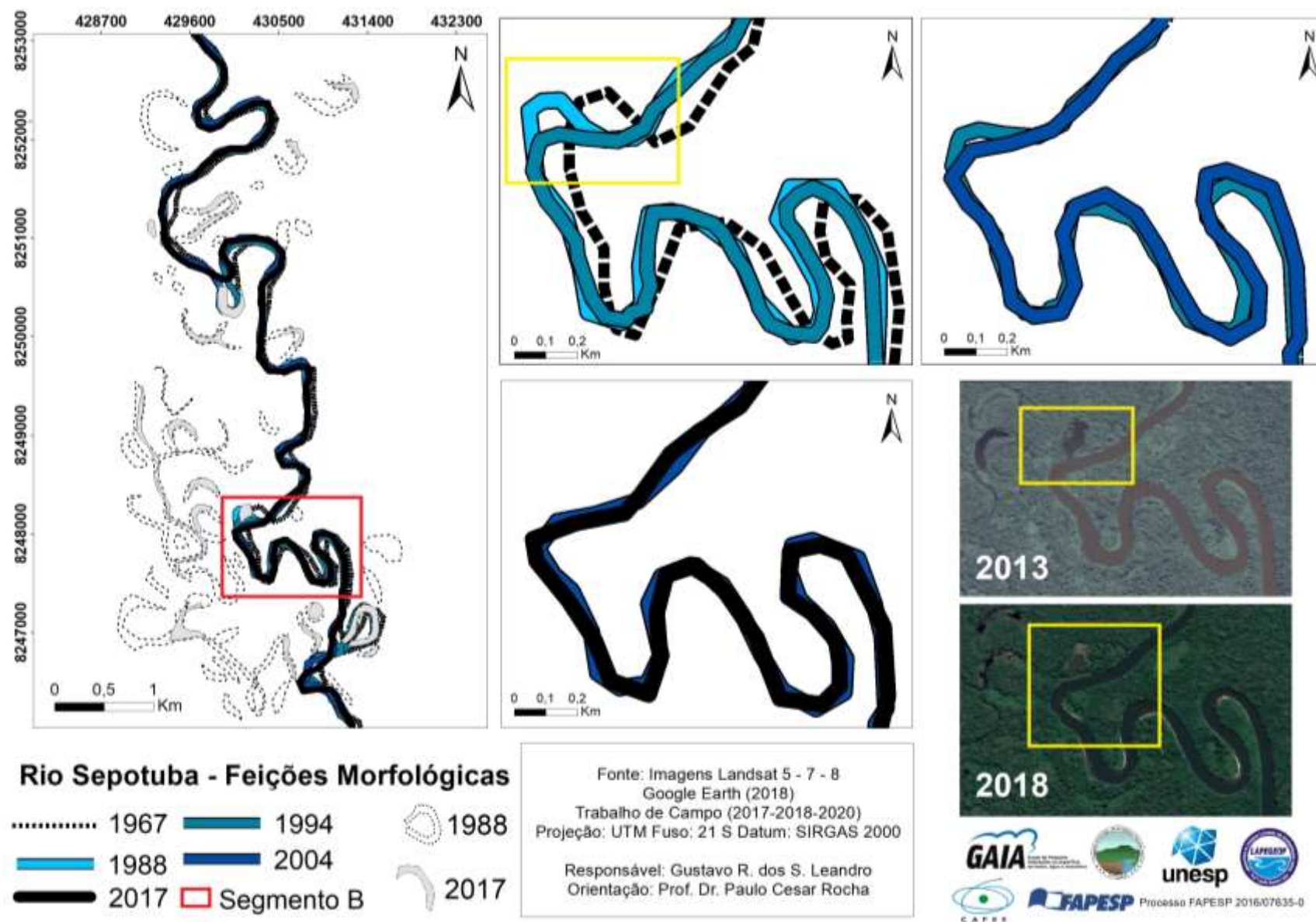


Figura 65 . Evolução morfológica no Trecho 1, com destaque para os processos fluviais no canal principal – Segmento B
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Conforme observado, nos períodos seguintes, ocorreu a manutenção da migração confinada dos meandros associada ao seu crescimento nos meandros a jusante, principalmente entre 1994-2004, quando houve o aumento da extensão do canal de 3,79 km em 1994 para 4 km em 2004, e menor entre 2004-2017, com 4,02 km em 2017. Portanto, entre 2004-2017, há uma maior estabilidade do canal (Tabela 8).

Tabela 8. Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento B

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	3,91	4,04	3,79	4	4,02
Inflexão do meandro (m)	558,29	602,30	531,29	512,90	351,44
Comprimento de onda (m)	288,81	228,05	203,06	162,19	212,94
Amplitude do meandro (m)	199,37	171,96	142,55	122,51	129,39

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Por sua vez, a dinâmica hidrossedimentar atual assume importante papel, pois, ao longo do perfil longitudinal, as barras arenosas foram expressivas nos Segmentos A e B do Trecho 1 no Setor Geomorfológico C. Nota-se que os materiais depositados apresentam similaridades com a carga de fundo atual em transporte no rio Sepotuba. Logo, as formas deposicionais identificadas em trabalho de campo foram classificadas em barra de sedimentos convexas e dique marginal entre ambientes fluviais das Unidades Morfológicas: Planície de Inundação e Canal Principal.

Por sua vez, os sedimentos com granulometria mais fina, anteriormente transportados pelo canal principal, são parcialmente transferidos para a planície de inundação devido ao transbordamento da água. Nesse sentido, cabe destacar as variações na carga de sedimentos de fundo entre os períodos monitorados. Inicialmente, observa-se a ocorrência de todas as classes granulométricas. Entretanto, os materiais arenosos são predominantes no Setor Geomorfológico C do rio Sepotuba, conforme já discutido anteriormente. Dessa forma, na seção transversal do Segmento B, a dinâmica hidrossedimentar evidencia tal composição dos sedimentos de fundo.

No período de vazante, que antecede o período de seca, quando foram identificados os depósitos de sedimentos, os sedimentos de fundo apresentaram duas classes principais. Na Margem Direita, a Areia Média se destacou com percentual de 41,55%. Contudo, a curva ainda apresenta expressivo percentual de Areia Grossa e Areia Fina. Por sua vez, no Centro do Canal e Margem Esquerda, as curvas apresentaram pico na classe de Areia Muito Fina, com 88,14% e 98,15%, respectivamente.

A composição dos sedimentos de fundo apresenta alterações em relação à granulometria no período de seca. Contudo, as frações arenosas ainda são predominantes. Nota-se que, na Margem Direita, há o aumento de Areia Fina, com 52,51%, e consequente diminuição do percentual da Areia Média, que, nesse período, foi de 0,49%, seguido da Areia Muito Fina com 46,91% – fração com maior ocorrência na seção, no período anterior, na Margem Esquerda e Centro do Canal. Essa fração, por sua vez, no Período de Seca, diminuiu em ambos os pontos amostrais. No Centro do Canal e na Margem Esquerda, passou a predominar a Areia Fina, com 71,13% e 62,61%, respectivamente (Figura 66).

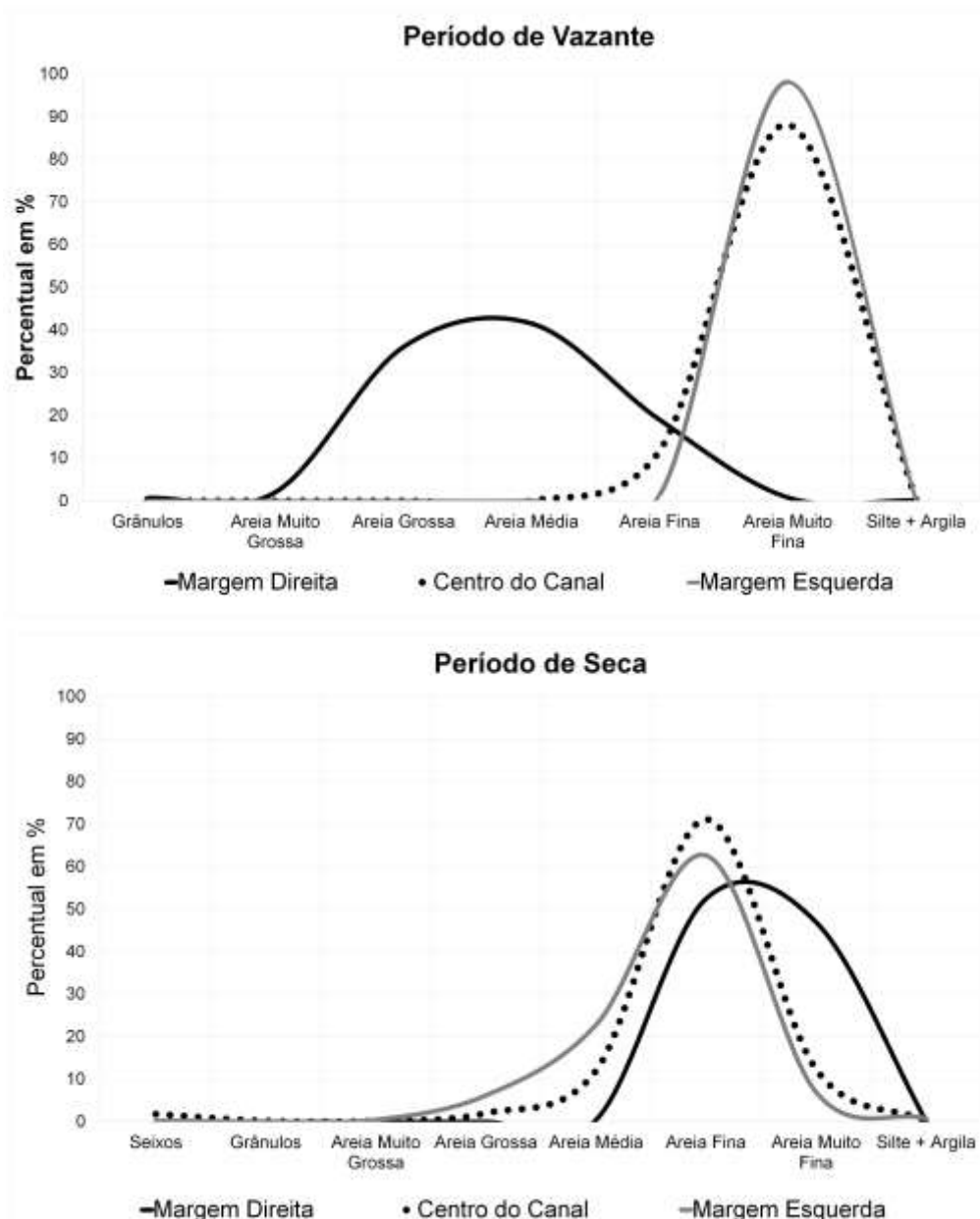


Figura 66. Composição dos sedimentos de fundo entre períodos intra-anuais no rio Sepotuba
Fonte: Dados Laboratoriais (2017). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No caso do Segmento B do Trecho 1, o atual ambiente fluvial, classificado como Lagoa, foi formado devido à migração do canal principal a partir de 1994, processo que, conforme registrado entre 1994-2004, se consolidou. Posteriormente, o mesmo perde conexão com o canal principal pela formação e consolidação de depósitos sedimentares nos últimos anos (2013 - 2018) em sua entrada. Desse modo, como consequência dos tipos de sedimentos e da variação hidrodinâmica entre períodos de cheia e seca, formam-se os depósitos entre o canal atual e o ambiente fluvial.

Entretanto, os depósitos sedimentares se diferenciam pela forma, composição granulométrica e estabilidade. Entre o Canal Principal pela Margem Direita e a Lagoa, tais formas deposicionais foram classificadas em: 1) Barra Lateral junto à borda do canal principal correspondentes a PA e PB e 2) Dique Marginal correspondente a PC. Nesse sentido, a estabilidade das formas indica que se trata de barras de enchente e de soldadura em acreção ao dique marginal. Conforme pontua Suguio (1979), sua classificação deve considerar, ainda, a posição no canal. Desse modo, trata-se de depósitos longitudinais. As características da deposição explicam o abandono do ambiente fluvial do ponto de vista da forma e da dinâmica de formação (Figura 67).

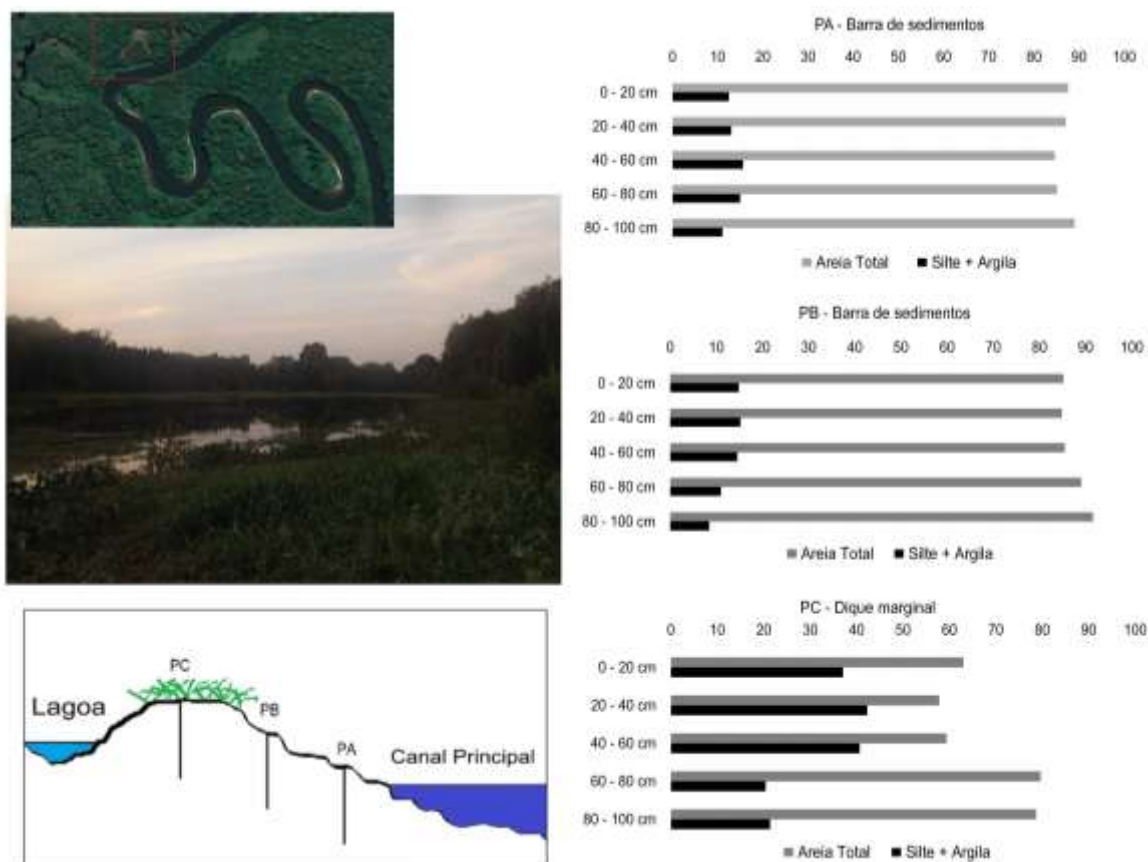


Figura 67. Relação entre os tipos de material com as formas deposicionais no processo de terrestreização

Fonte: Dados de gabinete (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Em relação à composição dos sedimentos depositados, cabe salientar que os valores de areia ultrapassaram 80% e alcançaram percentuais acima de 90%; enquanto que os materiais finos compuseram percentuais acima do intervalo entre 10-15% da amostra total (PA e PB). Em PB – Barra Lateral, registrou-se percentual de material arenoso acima de 90% na amostra total (80-100 cm). Diferentemente de PC – Dique Marginal, a composição do material foi acrescida de Silte + Argila, com percentuais acima de 20%, alcançando 42,25% da amostra total (20-40 cm de profundidade). Portanto, houve predominância de material arenoso com textura de Areia Muito Fina e, em menor percentual, de Silte + Argila, com aumento em PC quando comparado a PA e PB (Tabela 9).

O aumento de materiais finos na composição dos sedimentos em PC – Dique Marginal corrobora com a ocorrência da dinâmica deposicional por transbordamento do canal principal. Com isso, parte do material ainda em suspensão é transferido para o ambiente em fase de colmatção. Por materiais finos, entende-se a Areia Muito Fina presente em todas as amostras do material depositado, bem como Silte + Argila, cujo aumento é notório em comparação às composições dos sedimentos de PA, PB e PC.

Tabela 9. Percentual granulométrico dos sedimentos depositados (barra-dique marginal)

Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PA	0 - 20 cm	87,54	0	0,59	0,65	0,80	85,50	12,47
PA	20 - 40 cm	87,01	0	1,01	0,20	0,70	85,10	13,00
PA	40 - 60 cm	84,54	0	0,75	0,55	0,75	82,40	15,60
PA	60 - 80 cm	85,05	0	0,35	0,10	0,35	84,25	14,95
PA	80 - 100 cm	88,95	0	0,65	0,10	0,35	87,85	11,05
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PB	0 - 20 cm	85,15	0	0,95	0,20	0,65	83,35	14,85
PB	20 - 40 cm	84,80	0	0,80	0,05	0,30	83,65	15,20
PB	40 - 60 cm	85,45	0	0,80	0,10	0,35	84,20	14,55
PB	60 - 80 cm	89	0	0,60	0,15	0,55	87,70	11,00
PB	80 - 100 cm	91,55	0	0,50	0,15	0,45	90,45	8,45
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PC	0 - 20 cm	62,95	0	3,25	0,60	3,10	56,00	37,05
PC	20 - 40 cm	57,75	0	4,35	0,95	2,60	49,85	42,25
PC	40 - 60 cm	59,35	0	3,65	0,70	2,10	52,90	40,65
PC	60 - 80 cm	79,60	0	1,20	0,10	0,75	77,55	20,40
PC	80 - 100 cm	78,65	0	0,70	0,15	0,60	77,20	21,35

Fonte: Dados de análises laboratoriais (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Portanto, ambientes fluviais presentes no sistema, como a Lagoa no Segmento B do Trecho 1, são progressivamente colmatadas ou reocupadas pelo fluxo da água durante os eventos de cheia. Contudo, mantêm a tendência de abandono, pois a cada evento hidrológico recebe novo incremento sedimentar. Como consequência, há o entulhamento do ambiente fluvial. Esse processo foi observado em outros trechos a jusante no Setor Geomorfológico C do sistema fluvial do rio Sepotuba.

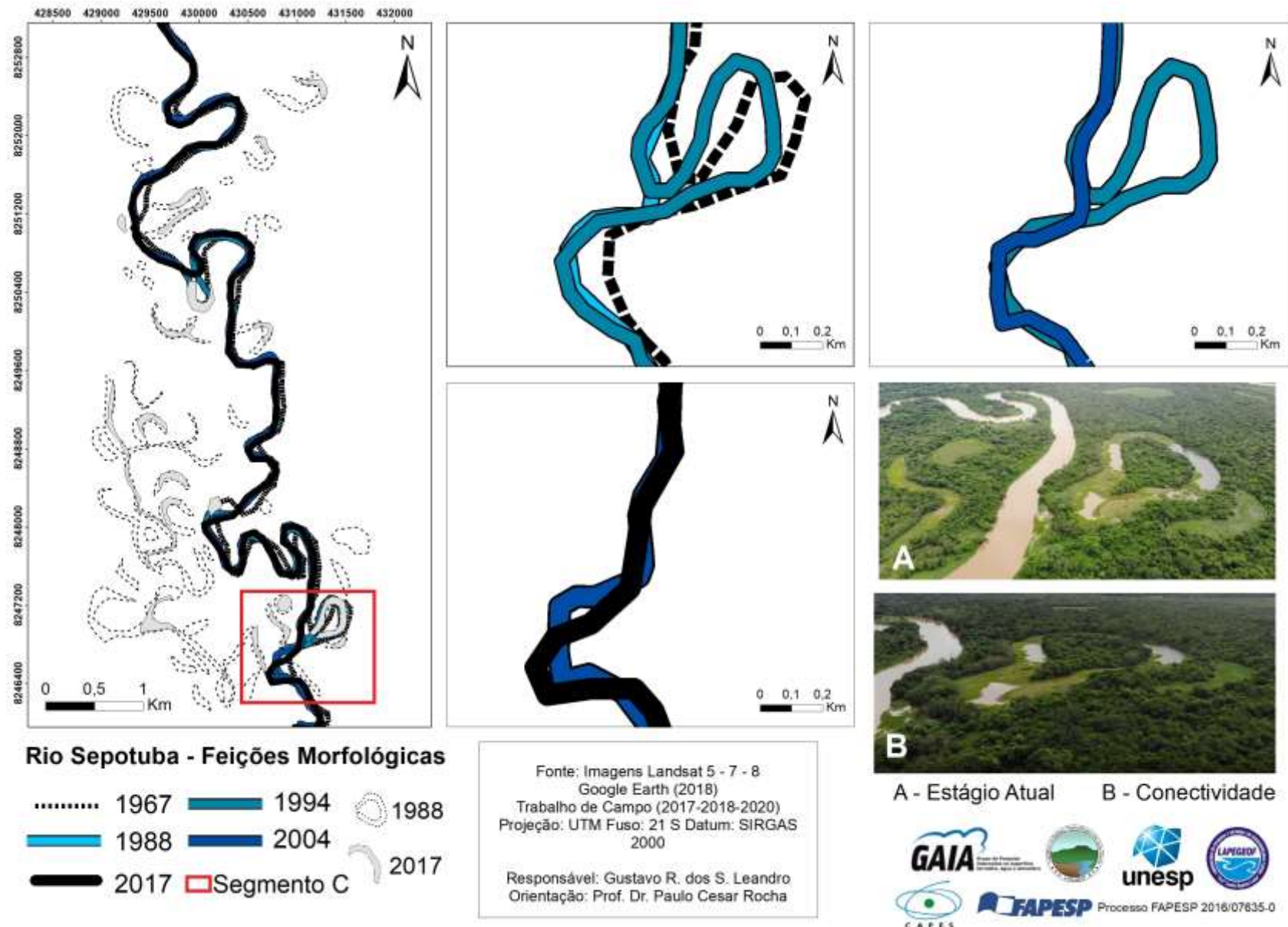


Figura 68. Evolução morfológica no Segmento C do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Segmento C, as maiores transformações na morfologia do rio Sepotuba ocorreram durante o período de 1967-1988 com o corte de pêndulo associado à migração lateral do canal. Posteriormente, entre 1988-1994, a extensão do canal abandonado foi reocupada. Contudo, a partir de 2004, a conectividade entre canal principal e feições morfológicas ocorre apenas por transbordamento, devido à mobilidade do canal para a margem direita (ver Figura 68).

Consequentemente, o processo de reocupação no Segmento C teve importante papel em sua morfologia e na morfometria de todo o Trecho 1. Isso se deu porque houve o aumento do índice de sinuosidade do canal. No período de 1988-1994, conforme discutido anteriormente, aumentou de 2,12 para 2,23, mas caindo para 2,06 em 2004 (Trecho 1). Dessa forma, é possível observar diferentes estágios de evolução no Trecho 1 do rio Sepotuba. No estágio atual, o fluxo hidrodinâmico contribui com os processos fluviais no canal principal com a formação de barras convexas a montante (Segmento B) e a jusante (Trecho 2). Quando nos períodos de cheias, transborda para a planície de inundação e se reconecta à feição morfológica – margem esquerda, que acaba por assumir sua função, como ocorreu em 1994.

Especificamente em relação ao Segmento C, a reocupação da feição morfológica pelo fluxo de água resultou no aumento de sua extensão de 1,43 km para 2,72 km (Tabela 10). Contudo, entre 1994-2004, período seguinte, o fluxo de água novamente abandona a feição morfológica, retornando ao canal principal. Assim, as principais mudanças morfológicas, entre 1967-2017, no sistema rio-planície de inundação, ocorreram no canal do rio Sepotuba. No meandro a jusante, nota-se o aumento na amplitude e a diminuição no comprimento de onda, bem como da inflexão (Tabela 11).

Tabela 10. Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento C

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	2,46	1,43	2,72	1,48	1,61
Inflexão do meandro (m)	411,29	614,18	629,85	614,10	673,06
Comprimento de onda (m)	375,35	310,41	277,75	271,46	237,90
Amplitude do meandro (m)	159,81	182,89	202,31	186,99	239,25

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Cabe apontar, ainda, o papel da deposição dos sedimentos transportados pelo canal principal na entrada da feição morfológica. Tais depósitos apresentam estabilidade devido à sucessão da cobertura vegetal arbustiva (segundo estágio de evolução). Por fim, o terceiro estágio de evolução pode ser observado a partir das feições morfológicas mais distais em ambas as margens do canal principal (Figura 69A). As mesmas não

apresentam conectividade com o canal principal, sendo, portanto, inundadas pelas águas pluviais e afetadas pela saturação do solo com a elevação do lençol freático.

Entre 2004-2017, outro mecanismo de mudança contribuiu para a evolução do Segmento C. Pela margem direita, ocorreu o característico estreitamento preliminar ao corte de pedúnculo no meandro com menor amplitude, em 2017. A partir de 2010, a parte do meandro onde ocorreu *cutoff* vem sendo preenchida por sedimentos arenosos, com a formação de diques marginais e barras laterais, preenchidos em um segundo momento por sedimentos mais finos e matéria orgânica.

Trecho 2

O Trecho 2 apresenta sobreposições de sistemas, pois foram identificados dois sistemas paralelos que se conectam a partir da organização dos canais fluviais (Figura 70). O sistema atual é composto pelo canal principal do rio Sepotuba, enquanto que o sistema secundário é ativado principalmente nos períodos de enchente e cheia, quando ocorrem maiores volumes pluviométricos. Desse modo, as dinâmicas pluviométricas e o pulso de inundação são responsáveis pelo seu abastecimento, conforme se observa nas imagens para os anos de 2013, 2018 e 2020 (Figura 72 I, II e III).

No caso do rio Sepotuba, a evolução do Trecho 2 também foi condicionada por complexas mudanças morfológicas. Conforme explanam Lancaster e Bras (2012), esse tipo de meandro geralmente é originado durante o estágio preliminar de desenvolvimento do canal, responsável pela manutenção da elevada sinuosidade do canal (Hooke, 2007), sendo, até mesmo recentemente, atribuído como resposta às alterações do fluxo e a fatores antrópicos (KISS e BLANKA, 2012). Dessa forma, tal morfologia contribuiu para intermediar os processos evolutivos que ocorreram em anos seguintes.

A análise temporal demonstra mudanças na extensão do rio Sepotuba, evidenciadas pela extensão e sinuosidade do canal, que aumentou progressivamente de 1967 a 1994. Processo inverso ocorreu nos anos seguintes, quando, em 2004 e 2017, registraram-se valores de 5,36 e 4,88 km de extensão, e 1,99 e 1,96 de sinuosidade (Tabela 11). Considerando a complexidade do Trecho 2, foram analisados três segmentos com atuação de distintos conjuntos de mecanismos (Figura 69).

No rio do Peixe, Moraes (2015) constatou que a evolução do canal formou a expressiva quantidade de meandros de moderadas amplitudes, superpostos em único meandro, caracterizando-os com multi-loops. Posteriormente, esses meandros menores apresentaram ocorrências de cortes de pedúnculos em sequência, que, combinados à taxa de formação incipiente de novos meandros, convergiram para a diminuição da sinuosidade desses trechos.

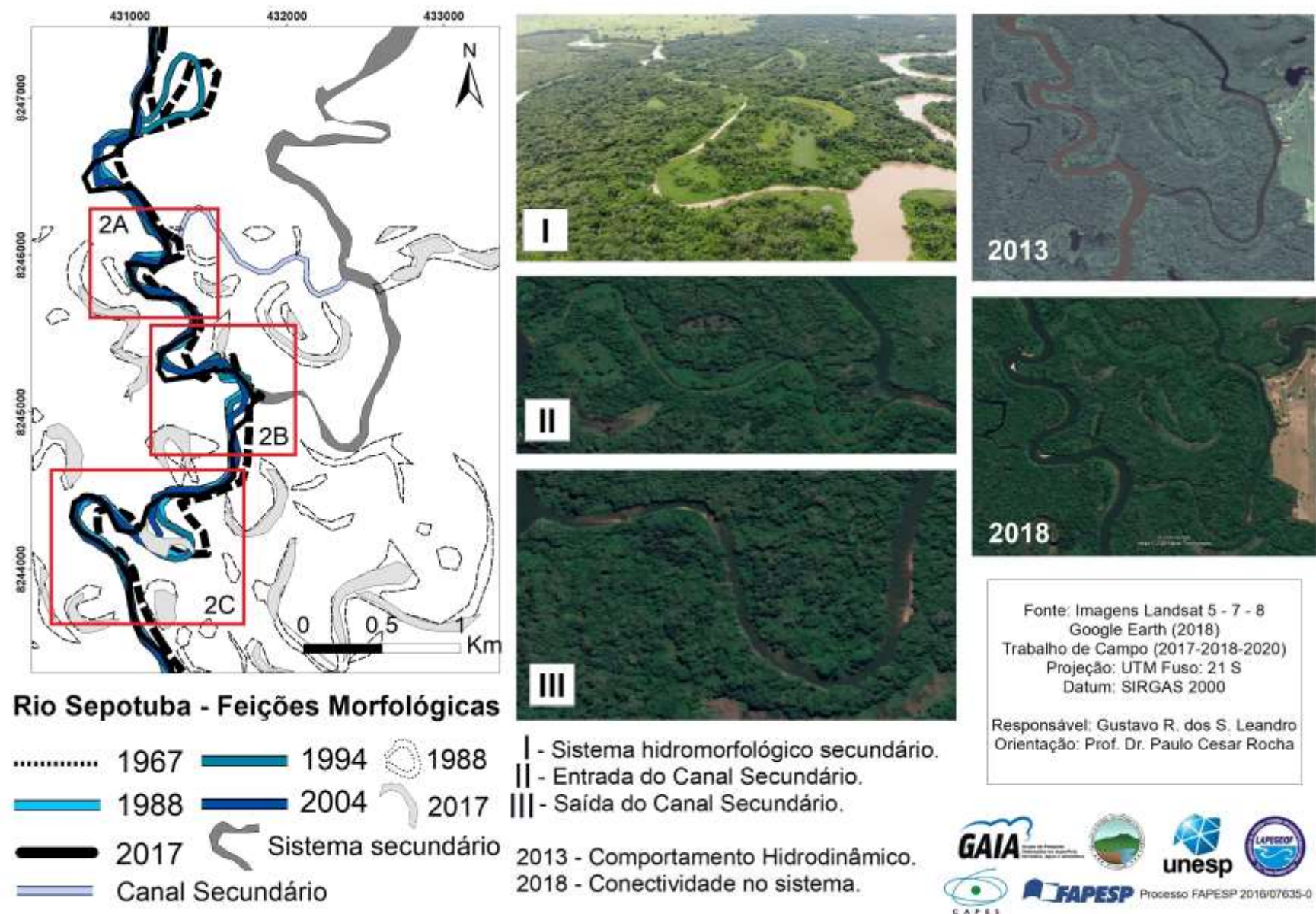


Figura 69. Mecanismos de mudança morfológica e os processos fluviais no canal principal – Trecho 2 e segmentos A, B e C
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Tabela 11. Extensão e sinuosidade do canal e feições morfológicas no sistema rio-planície de inundação no Trecho 2

Setor Geomorfológico C – Canal Principal					
Trecho 2	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em km	5,25	5,67	5,91	5,36	4,88
Índice de sinuosidade	1,89	2,08	2,16	1,99	1,96
Indicador de instabilidade:			Ano	Quantidade	Área em km ²
Quantificação das feições morfológicas presentes na planície de inundação (baías, lagoas, meandros abandonados, paleocanais)			1988	34	1,15
			1994	23	0,55
			2004	23	0,55
			2017	22	0,53

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Segmento A, a migração do canal ocorreu de forma confinada, sendo a mobilidade do canal mais expressiva a montante entre 1967-1988. Por sua vez, no Segmento B, ocorreram mecanismos de cortes nos pêndulos, principalmente entre 1967-1988, no meandro a montante. No meandro a jusante do Segmento B, as mudanças ocorreram de forma complexa entre 1967-2004 e entre 2004-2017, quando diminuiu o meandramento do canal (Figura 70). Consequentemente, o canal passa a apresentar inflexões mais simples, mas com variações entre os anos (Tabela 12).

Tabela 12. Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento A do Trecho 2

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	1	1,11	1,09	1,22	1,09
Inflexão do meandro (m)	510	540	500	496	479,32
Comprimento de onda (m)	260,63	188,95	198,73	127,10	159,67
Amplitude do meandro (m)	221,56	241,08	221,53	188,87	160,46

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Segmento B, diferente do Segmento A, nota-se progressivo aumento da extensão do canal entre 1967-1994, bem como na inflexão nos últimos 37 anos e, mesmo com sua diminuição entre 2004-2017, ainda superou os valores anteriores. Por sua vez, o comprimento de onda e a amplitude do meandro apresentaram variações entre os anos, sendo a maior amplitude registrada em 2017 (Tabela 13).

Tabela 13. Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento B do Trecho 2

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	1,52	1,74	1,76	1,56	1,77
Inflexão do meandro (m)	553,68	604,81	643,44	743,57	710,39
Comprimento de onda (m)	241,69	177,51	208,60	249,39	240,40
Amplitude do meandro (m)	187,09	276,01	253,13	291,48	310,41

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

O Segmento C, assim como o Segmento B, apresentaram expressivas mudanças no canal, principalmente no primeiro período entre 1967-1988, quando ocorreram cortes de pêndulo. Inicialmente, entre 1988-1994, registra-se a migração confinada como principal mecanismo. Contudo, no ano de 2004, houve o corte do primeiro meandro a montante associado à migração do canal, mecanismo que passou a ocorrer de forma secundária, além do fato de que, na transição para o ano de 2017, a formação de novo meandro contribuiu para sua evolução.

No ano de 2017, a amplitude do meandro continuou a diminuir, associada à migração do canal. Entretanto, observa-se sua progressiva retração, processo bem expresso pelo comprimento de onda, e aumento da amplitude (Tabela 14). Seguindo o padrão evolutivo, a retração do meandro pode contribuir para o seu corte e, conseqüentemente, para a formação de um novo meandro.

Tabela 14. Variações morfométricas de um meandro padrão no Segmento C do Trecho 2

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	2,92	3,10	3,34	2,91	2,73
Inflexão do meandro (m)	971,25	983,86	815,51	773,66	765,80
Comprimento de onda (m)	159,37	156,41	128,38	133,61	110,57
Amplitude do meandro (m)	497,61	451,54	359,37	313,30	412,03

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Trecho 3

Nota-se que, em 1967, o fluxo de água do rio Sepotuba percorria o Canal Fluvial 1 a oeste da planície de inundação. Nesse ano, seu padrão de canal denota ainda características de meandros compostos com sinuosidade de 2,52, a maior registrada entre 1967-2017, evidenciada pelas curvas a jusante. No período entre 1967-1988, observa-se o primeiro corte de pêndulo no então canal principal do rio Sepotuba, bem como migrações laterais em diferentes segmentos.

Entre 1986-1988, observa-se a evolução de um segundo Canal Fluvial a leste. Entretanto, cabe considerarmos que o Canal Fluvial 2 já havia sido identificado no ano de 1967 e que, portanto, pode tratar-se de uma retomada de um antigo canal por avulsão. Em se tratando desse processo, podemos constatar que esse tipo de mecanismo é usual no sistema do rio Sepotuba e que o fluxo de água reutiliza os canais abandonados em outros momentos (Figura 70).

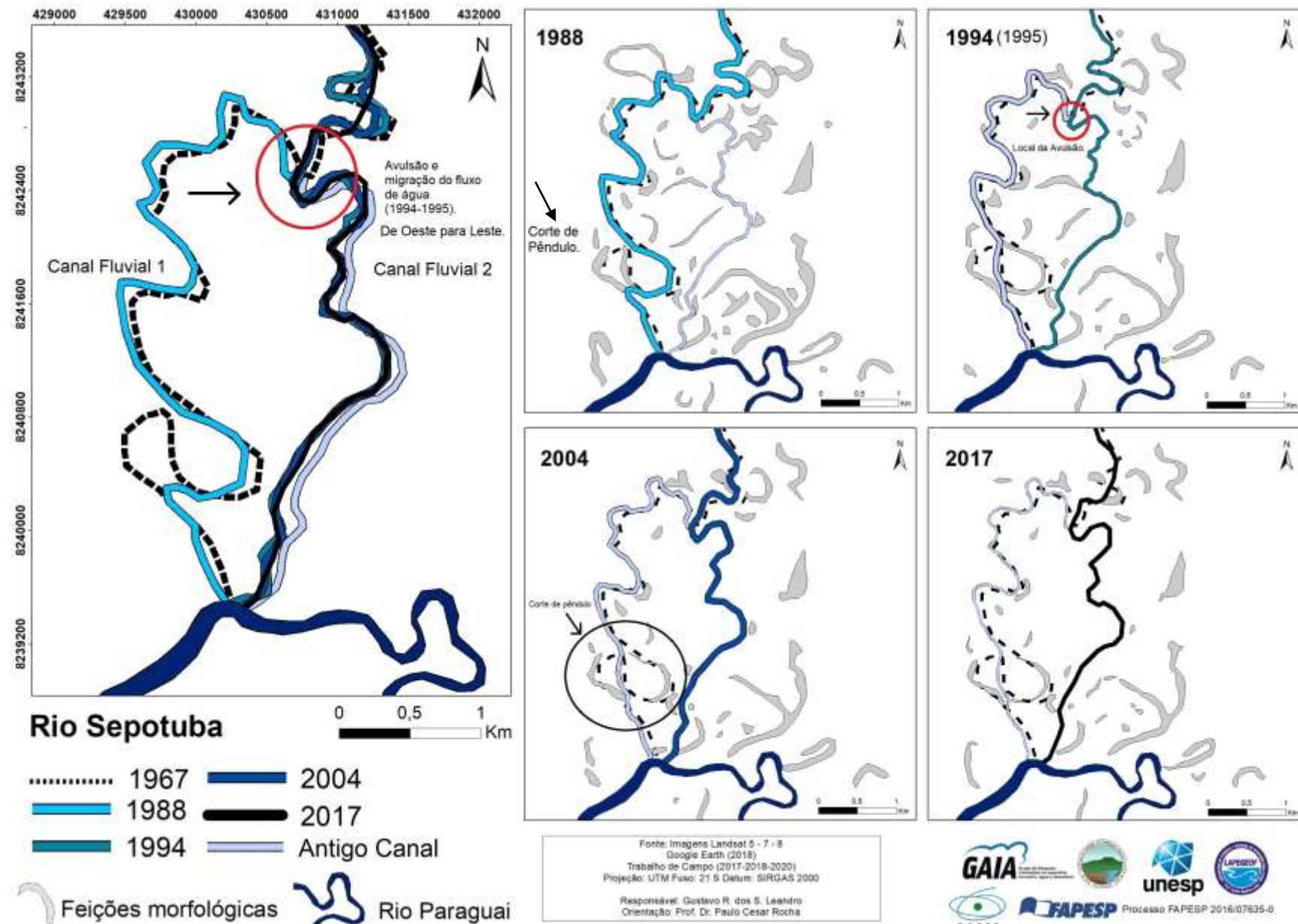


Figura 70. Migração do fluxo de água no Trecho 3 do Setor Geomorfológico C

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No contexto, para o ano de 1988, a maior parte do fluxo de água do rio Sepotuba mantém-se na porção oeste da planície de inundação. Assim, ambos os canais fluviais circundam uma ilha fluvial, cuja formação está associada ao recorte da planície aluvial por avulsões, seguidas da formação e do abandono de trechos dos canais. Desse modo, as mudanças em ambos os canais fluviais do sistema do rio Sepotuba influenciam diretamente na estrutura da planície, seja pela migração de canal ou pela deposição de sedimentos, resultando em abandono do canal. Isso se deu, possivelmente, em resposta às mudanças nas coberturas da terra e ao avanço dos usos agropecuários (Capítulo 4) que refletiram no aumento das vazões entre 1970-1988 (Capítulo 6).

Nesse sentido, a partir de 1988, importantes mudanças contribuíram para a evolução do sistema, com maior expressividade em 1994, quando houve a mudança do fluxo de água a partir do mecanismo de avulsão. Nesse período, o fluxo de água do então canal principal muda de direção para o Canal Fluvial 2 a leste, processo consolidado entre 1994-1995. Dessa forma, a extensão do rio Sepotuba reduziu de 9,34 km para 7,24 km, enquanto que o antigo canal passa à condição de canal secundário (Tabela 15).

Tabela 15. Variação da sinuosidade e mudanças na extensão dos canais fluviais no Trecho 3

Setor Geomorfológico C – Canal Principal – Trecho 3					
Canal Fluvial 1 (Oeste)	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão em km	7,69	6,86	6,06	6,20	6,29
Índice de Sinuosidade	2,52	2,25	1,99	2,03	2,06
Canal Fluvial 2 (Leste)	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão em km	4,37	4,67	4,65	4,60	4,58
Índice de Sinuosidade	1,43	1,53	1,52	1,51	1,50
Indicador de instabilidade:			Ano	Quantidade	Área em km²
Quantificação das feições morfológicas presentes na planície de inundação (baías, lagoas, paleocanais)			1988	41	1,55
			1994	34	1,12
			2004	29	1,04
			2017	32	0,89

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Os processos de reocupação de antigos canais também foi descrito no sistema do rio do Peixe, Oeste Paulista. Moraes (2015) salienta, ainda, que até mesmo os impactos antrópicos podem ser associados às mudanças das características na morfologia fluvial, como a reativação desses canais. Ao analisar as formas e processos, o autor compreende que a divisão do fluxo, com sua bifurcação a montante, inicialmente possa representar potencial resposta na morfologia dos meandros (MORAIS, 2015).

Em 2004, a montante da bifurcação dos canais fluviais do rio Sepotuba (principal e agora antigo canal), ocorreram cortes nos meandros associados à sua migração, com expressiva redução em sua amplitude devido à retração dos meandros. Por sua vez, a

jusante da bifurcação, o mecanismo de migração confinada foi o principal responsável pelas mudanças na morfológica do canal principal. Dessa forma, entre 1994-2004, houve a redução em sua extensão de 4,65 km para 4,60 km, e no índice de sinuosidade de 1,52 para 1,51. Em contrapartida, no canal secundário (antigo canal), houve aumento na extensão e sinuosidade, mudanças associadas ao ajuste do canal (ver Tabela 15).

No ano de 2017, as principais mudanças no sistema rio-planície de inundação ocorreram a montante da bifurcação do fluxo de água. No canal principal, os mecanismos foram dois cortes nos meandros com a migração do canal de forma confinada, e a jusante da bifurcação, houve migração do canal associada ao crescimento do meandro. Dessa forma, no período entre 2004-2017, ocorreu uma pequena redução na extensão do Canal Fluvial 2 de 4,60 para 4,58 km, bem como na sinuosidade, de 1,51 para 1,50. Em relação ao fluxo de água, especialmente, observa-se a progressiva diminuição da largura do canal associada à disponibilidade hídrica no sistema, comportamento que será discutido no Capítulo 6 quando da análise espaço-temporal das chuvas, cotas e vazão.

Ainda que segmentos do rio Sepotuba tenham sido abandonados ao longo de 50 anos e evoluído para feições morfológicas, antigas feições morfológicas foram colmatadas com redução em sua área. Dessa forma, na planície de inundação, ocorreram importantes mudanças em relação à dinâmica hidrológica e de conectividade entre o canal principal com as feições morfológicas. No período entre 1988-1994, as feições morfológicas diminuíram significativamente de 41 para 34, com redução em área de -27,74% (Tabela 16). Algumas das feições morfológicas, como as baías, evoluíram para lagoas, e lagoas foram terrestalizadas por colmatagem.

Os processos de colmatagem se mantiveram contínuos entre 1994-2004, quando em 2004 foram identificadas 29 feições morfológicas na planície de inundação, sendo que algumas ainda estão conectadas aos canais fluviais, principal e secundário (Tabela 16). Nesse sentido, no Trecho 3 as feições morfológicas presentes na planície de inundação apresentam relação direta com os canais do rio Sepotuba (principal e secundário), dinâmica que se diferencia do Trecho 1. No trecho a montante, conforme observado anteriormente, as feições morfológicas apresentam características remanescentes de outros sistemas. No Trecho 1, poucas são as feições morfológicas presentes na planície de inundação que resultam da dinâmica atual do canal principal ou que apresentam alguma interação com seus pulsos de inundação.

Também corrobora para a discussão sobre a evolução do sistema o aumento em número das feições morfológicas. Em 2017, foram mapeadas 32 feições morfológicas, enquanto que, em 2004, registrou-se a ocorrência de 29. Contudo, nota-se que, em relação à área, houve redução de -14,42%, ou seja, de 1,04 km² em 2004 para 0,89 km²

em 2017 (ver Tabela 15). Nesse sentido, a bifurcação do fluxo de água do rio Sepotuba no Trecho 3 influenciou diretamente nas mudanças morfológicas que ocorreram no sistema, por exemplo, a divisão de baías em lagoas com áreas menores.

Portanto, as mudanças morfológicas no Trecho 3 ainda foram acompanhadas por alterações na planície de inundação. Algumas das feições morfológicas apresentaram processos de abandono, sobretudo as baías que ainda se conectavam ao canal principal. Já a leste, o então canal secundário ainda apresentava pouca expressão, sendo conhecido regionalmente como furado (canal ainda em formação pelo corte na planície de inundação).

Ao longo dos anos, em resposta aos mecanismos de mudanças morfológicas, nota-se que o Canal Fluvial 1 apresentou uma sequência de ajustes, uma vez que, no segmento avaliado, ocorreu o aumento de sua extensão entre 1967-1994, com posterior queda e variação entre 1994-2017 (Figura 71). Comportamento similar também foi apresentado pela amplitude do meandro, enquanto que para inflexão e comprimento de onda obteve-se variações (Tabela 16).

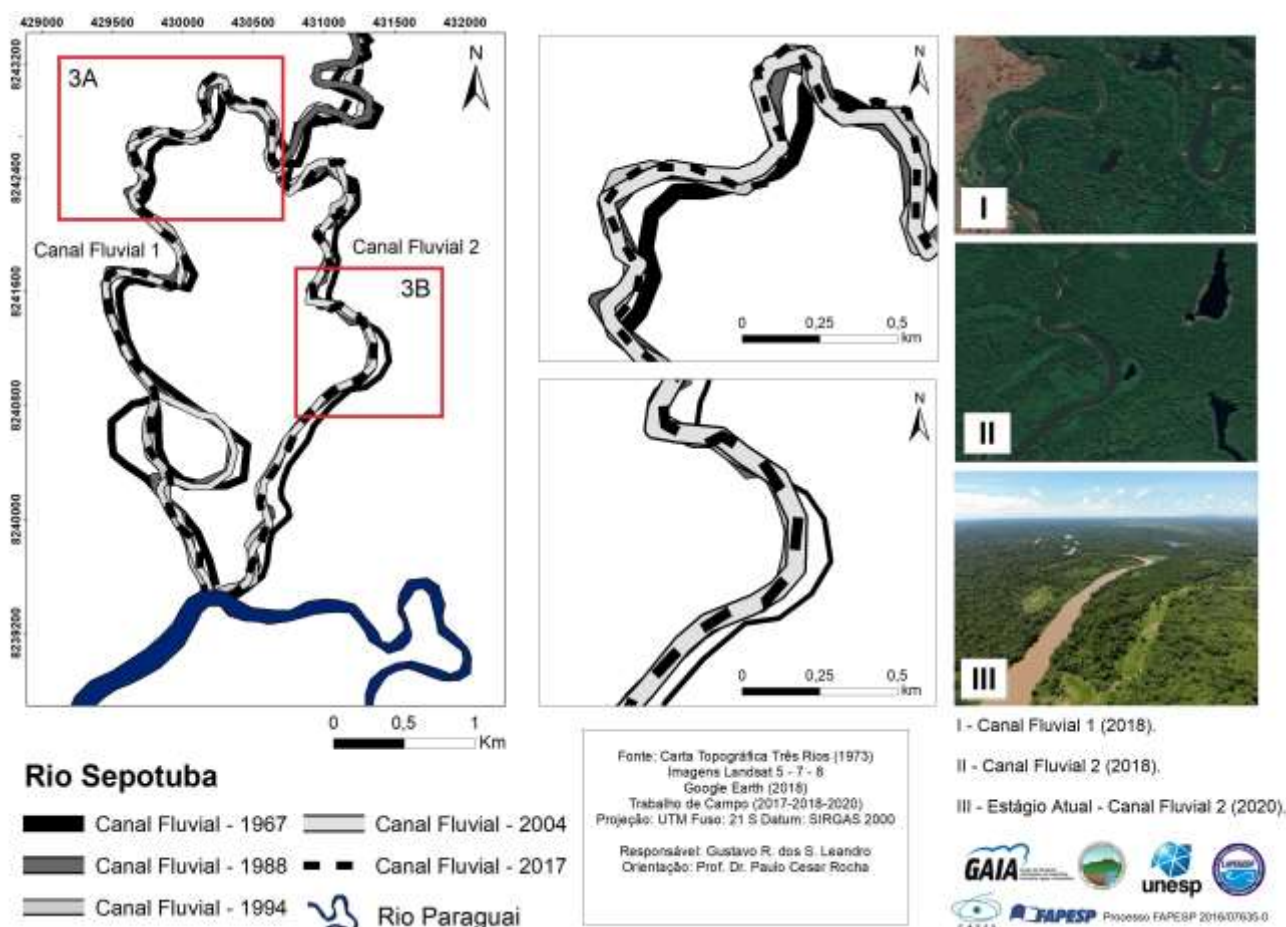


Figura 71. Evolução morfológica no Trecho 3 do Setor Geomorfológico C do rio Sepotuba

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Tabela 16. Variações morfométricas de um meandro padrão no Antigo Canal (Canal Fluvial 1) – Trecho 3

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	1,87	2,25	2,41	2,37	2,45
Inflexão do meandro (m)	409,51	635,72	618,34	572,57	640,08
Comprimento de onda (m)	256	381,42	303,62	323,24	378,85
Amplitude do meandro (m)	101,76	187,26	214,20	155,27	197,90

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

No Canal Fluvial 2, nota-se que o meandramento de fato se consolida em 1988, pois, anteriormente, o canal era sinuoso. Tal fato se confirma pela inflexão do meandro, associada ao aumento da extensão do canal entre 1967-1988 (Tabela 17). Contudo, ao longo do anos, ocorreram variações em sua morfometria, o que contribuiu para as mudanças morfológicas no período de 50 anos. Tais mudanças são bem expressas pelas feições morfológicas presentes no canal principal do rio Sepotuba, relíquias da evolução do próprio Canal Fluvial 2 que se conectam nos períodos de cheia.

Tabela 17. Variações morfométricas de um meandro padrão no Canal Principal (Canal Fluvial 2) – Trecho 3

Ano	1967	1988	1994	2004	2017
Extensão do canal em (km)	1,54	1,61	1,56	1,24	1,58
Inflexão do meandro (m)	790,82	629,53	817,70	1.080	901,15
Comprimento de onda (m)	472,81	411	578,95	593,55	575,09
Amplitude do meandro (m)	270,18	154,38	289,48	393,68	302,98

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Processo similar foi descrito por Moraes (2015) ao analisar as mudanças morfológicas no rio do Peixe, Oeste Paulista. Segundo o autor, os dois cortes de pedúnculos maiores ocorreram em meandros compostos, decorrentes do desenvolvimento assimétrico do canal e foram os principais responsáveis pela diminuição do comprimento de onda e amplitude média do trecho, além de terem contribuído para o maior retrabalhamento do canal na planície, realçado pelo aumento de áreas deposicionais.

Além disso, torna-se importante mencionar o papel do sistema contruído pelo rio Paraguai que exerce influência sobre a dinâmica morfológica da planície de inundação na confluência com o rio Sepotuba, ou seja, nota-se a sobreposição entre os sistemas. Tais interações são expressas pelas variações morfológicas no mais baixo curso do rio Sepotuba, pelo retrabalhamento dos depósitos de ambos os canais sendo evidenciado pela evolução decenal das feições morfológicas presentes em ambas as planícies de inundação – dos rios Paraguai e Sepotuba.

5.1.3. Dinâmica sazonal dos sedimentos de fundo e processos morfológicos associados

Os sistemas aluviais resultam de diferentes estágios deposicionais, e a planície de inundação apresenta um conjunto de unidades e feições morfológicas originadas por processos agradacionais associados às variações da hidrodinâmica. Nesse contexto, os padrões de circulação de sedimentos (fundo e em suspensão) e a tipologia das formas de acumulação indicam a evolução morfológica em resposta à dinâmica hidrológica na respectiva bacia hidrográfica. Ainda, segundo Bayer e Zancopé (2014), os materiais depositados nas planícies dos sistemas fluviais registram importantes mudanças ambientais ocorridas no espaço ao longo do tempo. Desse ponto de vista, as intervenções antropogênicas assumem importante papel nas dinâmicas ambientais.

Conforme ressalta Moraes (2015), a mobilidade do canal fluvial com a migração e abandono de meandros forma unidades geomórficas de paleocanais, bacias de inundação e lagos. As características morfológicas dessas feições denotam os diferentes estágios do abandono do canal, indicando as sequências temporais dos processos fluviais. Estas feições se conectam ao canal durante o fluxo de cheia, recebendo também a carga de sedimentos que favorece a aggradação vertical na planície (MORAIS, 2015).

Nesse sentido, a partir das amostragens em trabalhos de campo e análises laboratoriais, foi possível caracterizar os materiais transportados e depositados no sistema aluvial do rio Sepotuba. Os pontos de S01-S08 correspondem às seções transversais monitoradas no Canal Principal do rio Sepotuba, enquanto que a seção S09 encontra-se no Canal Secundário. As seções S10 e S11 estão localizadas no rio Paraguai, a montante e a jusante da foz do rio Sepotuba, respectivamente (Figura 72).

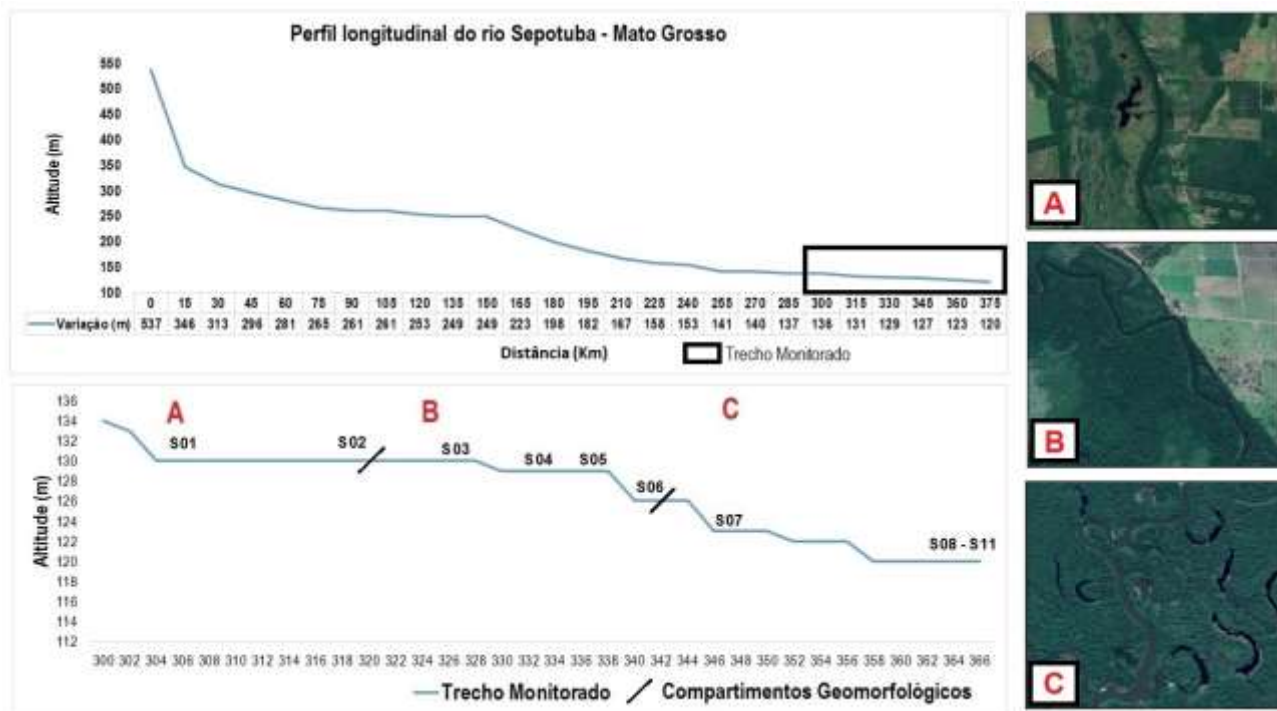


Figura 72. Aspectos dos Setores Geomorfológicos (A, B e C) do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Fonte: Google Earth (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

No Canal Principal, registra-se uma variedade maior na composição dos sedimentos de fundo em comparação aos materiais dos depósitos sedimentares. Foram identificados os seguintes materiais: 1) Matação, Seixos e Grânulos, 2) Areias com predominância das frações Areia Média, Areia Fina e Areia Muito Fina e 3) Silte + Argila em menor proporção. Cabe destacar, ainda, aspectos como grau de arredondamento, diâmetro dos materiais, entre outros (Figura 73).

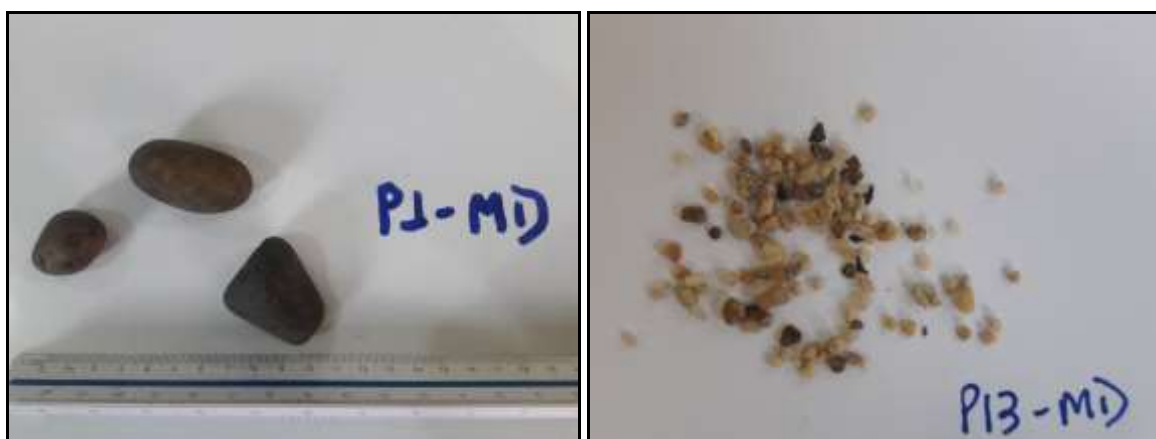


Figura 73. Características dos materiais de fundo em dois pontos amostrais ao longo do rio Sepotuba

Fotos: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Em relação às características da calha fluvial, destacamos que, no Setor Geomorfológico A, fica evidente a presença de assoalho e leito rochoso. Já no Setor Geomorfológico C, o material aluvial – predominantemente arenoso – a constitui. Possui, também, talvez bem definido, contínuo à margem esquerda, o que denota sua assimetria em relação à planície de inundação. No Setor Geomorfológico B, a calha fluvial está encaixada à margem esquerda, e seu assoalho apresenta aspecto misto – coeso com ocorrência de seixos, matações, areia grossa.

Dessa forma, a análise multivariada permitiu agrupar as frações granulométricas dos sedimentos de fundo, conforme a escala logarítmica de tamanho dos grãos de Wentworth (SUGUIO, 1990; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). Tais coeficientes expressam as correlações de Pearson entre as variáveis e os componentes principais (CP1 e CP2) para a análise espacial. Os valores maiores que 0,60 (em módulo) estão em negrito, identificando os coeficientes de estrutura mais correlacionados com os componentes principais 1 e 2. Desse modo, os componentes 1 e 2 explicaram 65,11% (CP1 = 41,72% e CP2 = 23,38%) da variabilidade total dos dados.

Nesse contexto, os materiais apresentaram três grupos principais. Em CP1, se relacionaram as frações mais grosseiras, predominantemente arenosas (Grânulos, Areia Muito Grossa, Areia Grossa, Areia Média e Areia Fina). No que se refere à CP2, a relação positiva foi para a fração Areia Muito Fina e a negativa para a fração Seixos (Tabela 18).

Tabela 18. Coeficientes de estrutura derivados da análise de componentes principais aplicada aos dados dos sedimentos de fundo

Frações granulométricas	CP1	CP2
Seixos	-0,374992	-0,606531
Grânulos	0,707515	-0,357938
Areia Muito Grossa	0,822930	-0,400021
Areia Grossa	0,880606	-0,295039
Areia Média	0,826805	-0,076791
Areia Fina	0,656861	0,539802
Areia Muito Fina	0,305931	0,840054
Silte + Argila	0,189112	0,352818

Fonte: Dados tabulados em Trabalho de Gabinete (2019)

Organização: o autor (2019)

No Setor Geomorfológico A, o material de fundo não apresentou tendência para o Componente 1, pois as frações granulométricas ocorreram de forma dispersa, ou seja, se distribuíram positivamente e negativamente no Eixo de CP1. Por sua vez, o Setor Geomorfológico B, quando comparado ao Setor Geomorfológico A, apresenta maior

tendência em relação ao respectivo agrupamento. De fato, CP1 apresentou tendência no Setor Geomorfológico C.

Nesse contexto, no Setor Geomorfológico C, fica evidente a ocorrência de sedimentos arenosos, conforme observado em CP1 (Areia Fina). Isso ocorreu porque a fração Areia Fina, material com influência no agrupamento, teve predominância nos sedimentos de fundo nesse Setor Geomorfológico. A presença de material arenoso é maior quando considerados os sedimentos de fundo, classificados como Areia Muito Fina (houve correlação positiva entre o Setor C e o Eixo de CP2).

Por outro lado, o Setor Geomorfológico B apresentou tendência para esse material, o que pode ser explicado pela ocorrência de processos erosivos às margens do próprio canal em terraços fluviais. Isso se deu porque os materiais presentes nos terraços apresentaram aspectos texturais de material arenoso, conforme observações de campo. Portanto, a diferença e a distribuição das frações granulométricas são nítidas quanto aos setores geomorfológicos. Os materiais grosseiros têm maior ocorrência no Setor A, e as frações Areia Fina e Areia Muito Fina, predominantemente, nos Setores B e C (Figura 74).

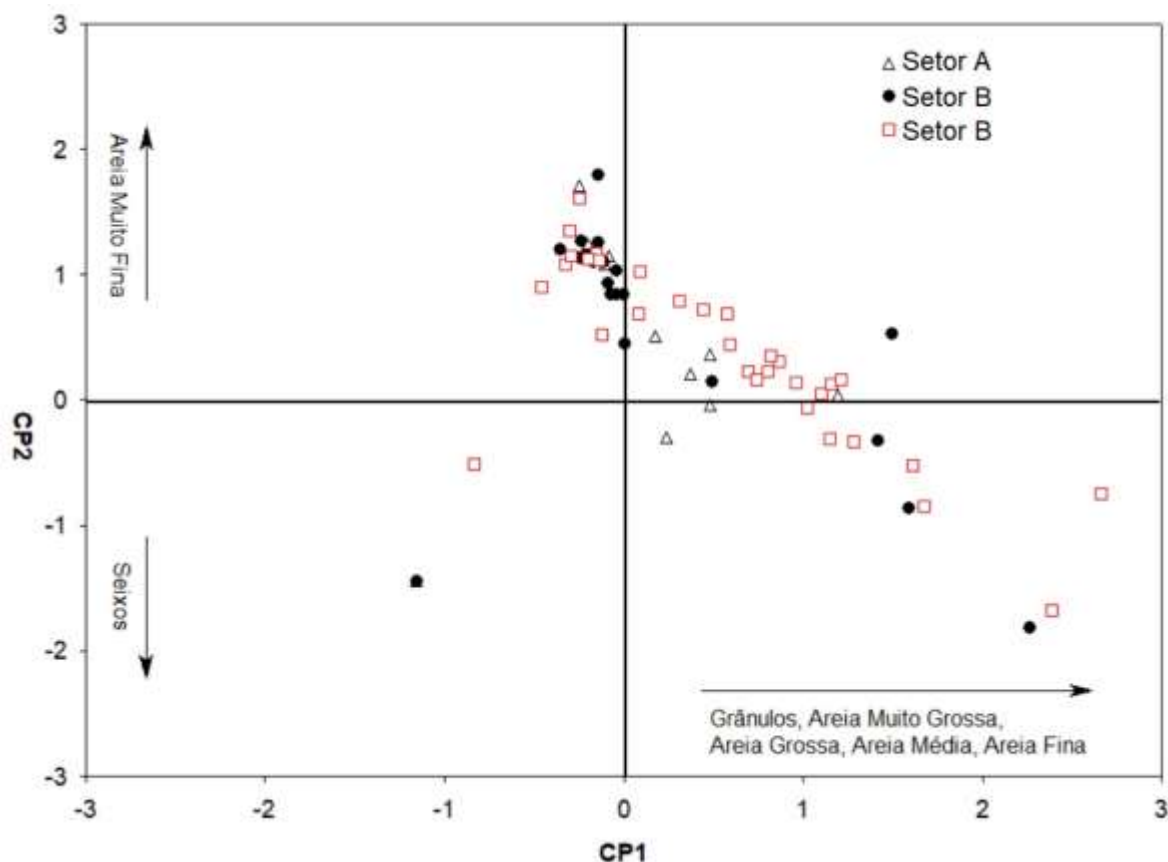


Figura 74. Distribuição espacial dos sedimentos de fundo no canal principal do rio Sepotuba por Setor Geomorfológico (A, B e C)

Fonte: Dados das análises laboratoriais (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

No que tange à análise temporal, a partir das variações hidrológicas (período de vazante, seca, enchente e cheia), observa-se a manutenção das características granulométricas, ou seja, os sedimentos de fundo apresentam uma padronização nas seções monitoradas. Cabe salientar, ainda, que a análise multivariada considerou os dados da escala logarítmica de tamanho dos grãos.

Desse modo, outras variáveis, como a vazão, podem modificar o agrupamento, por exemplo, na ocorrência ou não de sedimentos no mesmo ponto amostral em períodos distintos, bem como a velocidade do fluxo, que pode determinar a competência do canal para transportar determinado calibre de sedimentos (SUGUIO e BIGARELLA, 1990). As variáveis hidrodinâmicas, nesse caso, influenciam na quantidade (capacidade) e qualidade (competência) dos sedimentos presentes ou não na seção transversal (Figura 75).

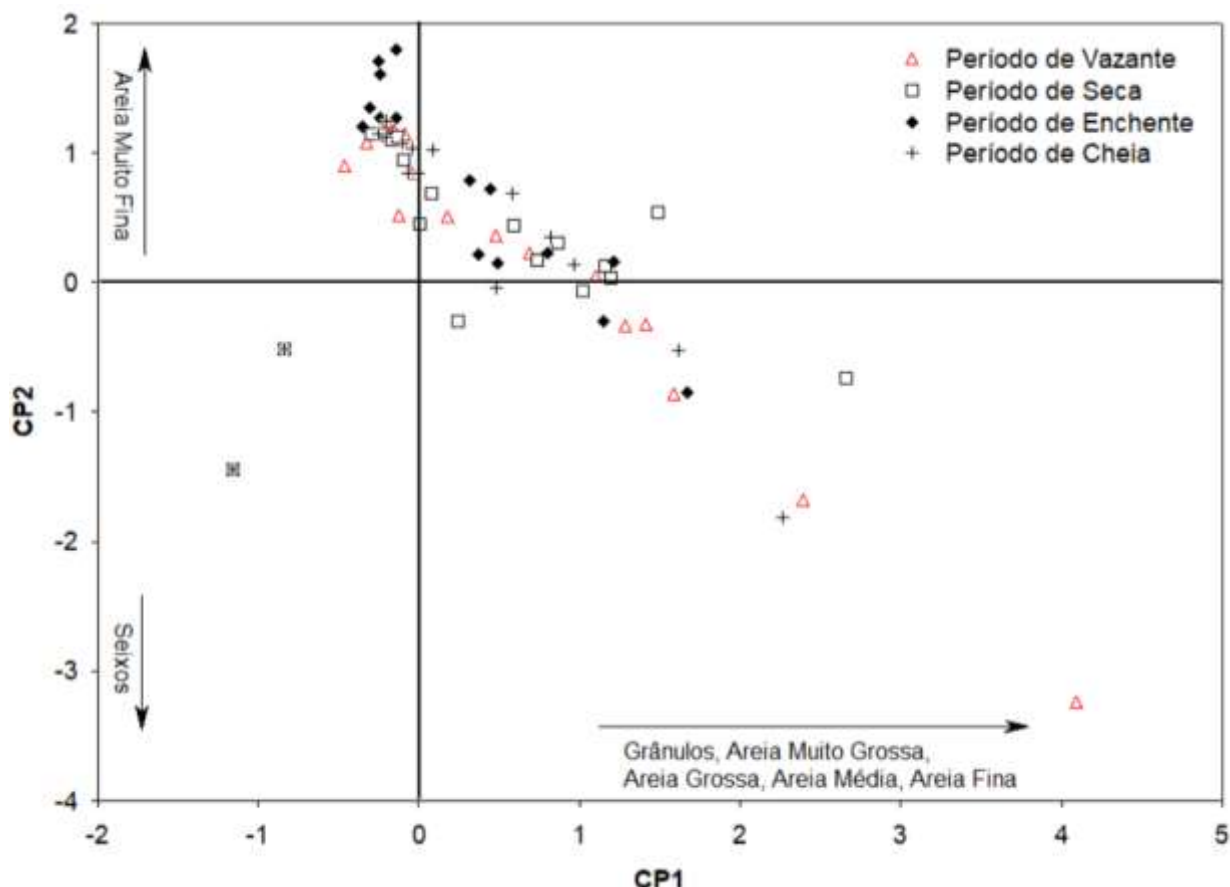


Figura 75. Ocorrência temporal dos sedimentos de fundo no canal principal do rio Sepotuba
Fonte: Dados das análises laboratoriais (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Os sedimentos de fundo no corredor fluvial dos rios que compõem a bacia hidrográfica do Alto Paraguai apresentam materiais arenosos no baixo curso e em trechos aluviais. No trabalho de Silva (2010), as amostras, de quase todos os pontos no

rio Paraguai, mostram grande homogeneidade textural, com o domínio da classe de areia média. Nos estudos realizados por Leandro e Souza (2012), Leandro et al. (2012), Leandro (2014) e Carvalho (2019), os resultados corroboram o fato de que o rio Paraguai e afluentes, como os rios Sepotuba e Cabaçal, apresentam materiais de fundo com granulometria arenosa. Carvalho (2019), por exemplo, constatou que o rio Paraguai transporta de 70,5% a 72,35% de areia fina no material de fundo.

Conforme a autora, a composição dos sedimentos de fundo, na confluência entre os rios Cabaçal-Paraguai, apresentou predominância de areia fina nos dois períodos, com média de 72,9%, seguida de areia média, com 23,9% no período de cheia, e 25,85% na estiagem. As frações de areia grossa (2,1% na cheia e 0,08% na estiagem) e as partículas mais finas, silte e argila (porcentagem inferiores a 1%), foram menos expressivas em ambas as coletas (CARVALHO, 2019).

Verifica-se que os afluentes do rio Paraguai, pela margem direita, transportam sedimentos predominantemente arenosos, como é o caso do rio Sepotuba, principalmente no Setor Geomorfológico C. Ademais, por possuírem esse tipo de material, são dinâmicos, constantemente evoluindo em suas planícies de inundação. Tal fato é comprovado por de Paula (2019) e Carvalho (2019) ao analisarem as interações entre os sedimentos de fundo e o comportamento hidrodinâmico no baixo curso do rio Cabaçal, bem como seu papel na evolução do sistema a partir das mudanças morfológicas.

Assim, podemos considerar que as características granulométricas dos sedimentos de fundo, sobretudo no Setor Geomorfológico A, indicam que a calha fluvial encaixou sua drenagem em depósitos pré-atuais, enquanto, que nos Setores Geomorfológicos B e C, o rio Sepotuba percorre trechos encaixados em terraços fluviais e em depósitos de sedimentos atuais (sedimentos arenosos). Consequentemente, as mudanças morfológicas decanuais no sistema rio-planície de inundação são expressivas a jusante, bem como as alterações sazonais. Nesse caso, associadas aos depósitos atuais nos períodos de vazante e seca.

5.1.4. Avulsões e depósitos de sedimentos no antigo canal do rio Sepotuba

Sistema fluviais, cuja dinâmica ocorre em depósitos aluviais, apresentam uma diversidade de padrões. Parte dos sedimentos transportados pelo rio acumula-se progressivamente no seu leito, o que faz com que o canal seja assoreado por agradação. Ao mesmo tempo, diques naturais são formados, crescendo verticalmente durante as

cheias, quando águas carregadas de sedimentos extravasam o canal. Dessa forma, o canal fluvial não se ajusta apenas às características da seção transversal (geometria hidráulica), mas também à sua morfologia planar ou padrão de canal.

Conforme discutido por Assine (2003) e Assine et al. (2005), a deposição de sedimentos nas margens ocorre com a diminuição da energia de transporte devido ao desconfinamento e à dissipação do fluxo. Ocorre, assim, um estaqueamento vertical das fácies e o complexo canal/dique fica, com o tempo, mais alto do que as planícies adjacentes. Desse modo, a tendência natural é de rompimento dos diques marginais durante as cheias, com drenagem das águas e dos sedimentos carregados para a planície de inundação, onde um novo canal pode se estabelecer (Figura 76).

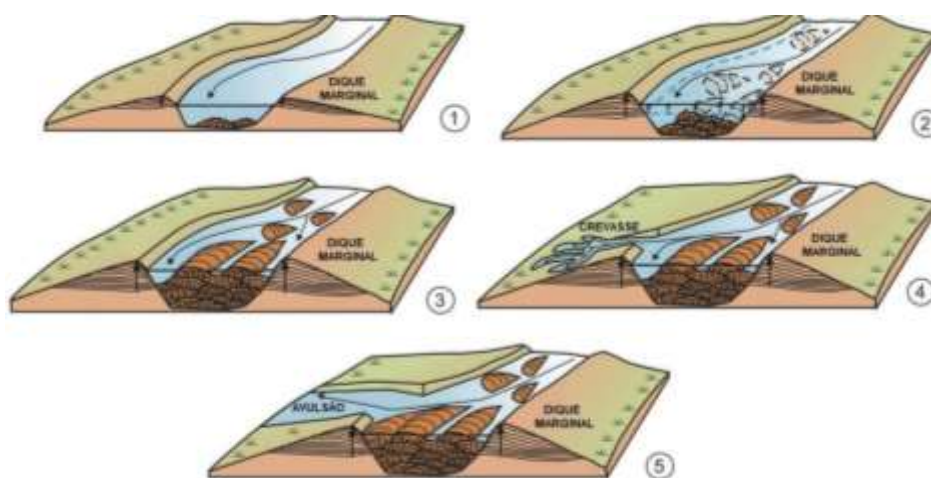


Figura 76. Evolução esquemática do processo de avulsão — (1) o canal é elevado em relação à planície e construção do dique marginal; (2) o fundo do canal e os diques marginais se elevam em virtude de processos agradativos; (3) barras começam a emergir no canal mesmo nas cheias e o canal perde a capacidade de retenção de água; (4) os pulsos de inundação induzem o processo de rompimento do canal com a formação de crevasse, bifurcando o canal; (5) por fim, há o completo abandono do antigo canal e o rio passa a fluir em seu novo percurso.

Fonte: Luz (2019) adaptado de Assine et al. (2016)

Nesse sentido, avulsões, muito comum em sistemas aluviais, ocorrem quando o canal fluvial principal não deriva lateral e progressivamente ao longo da planície, mas muda bruscamente de posição para pontos antes fora do domínio do canal. A avulsão inicia-se com o rompimento (*crevasse*) de diques marginais e a progradação sedimentar (*crevasse splays*) sobre áreas baixas adjacentes, que ficam inundadas durante a época das cheias.

Diferentes estudos identificaram sua ocorrência, bem como os impactos ambientais, sociais e econômicos que provocam. Trata-se do abandono de uma parte ou da totalidade de uma faixa fluvial por um canal que muda de posição, gerando um novo curso, ou seja, processos extracanal (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). Nota-se que

são fenômenos importantes no processo evolutivo dos sistemas aluviais e que são comuns em regiões sujeitas a alagamentos periódicos.

Morais (2015) constatou que, durante 1978-1997, o rio do Peixe dividiu o fluxo do canal a montante do Trecho 1, resultando na formação de um canal secundário. Segundo o autor, o canal que se estende por 14,5 km conecta-se novamente a jusante do Trecho 1 e a montante do Trecho 2. Mais precisamente, esse canal secundário formou-se entre 1978-1985 devido a um processo de avulsão e instalou-se como parte da rede de drenagem atual. Com a bifurcação do rio do Peixe a montante desse trecho, compreende-se que essa divisão do fluxo inicialmente possa representar potencial resposta na morfologia dos meandros (MORAIS, 2015).

Na bacia hidrográfica do Alto Paraguai, Assine et al. (2005) discutiram as interações entre os processos naturais, associados às dinâmicas hidrológicas e morfológicas, e o papel da apropriação do relevo. Mudanças no curso do rio, nesse caso o rio Taquari, decorrentes de fenômenos de avulsão, têm sido frequentes no lobo distributário atual. O fenômeno é desencadeado pelo aporte de sedimentos gerados pela erosão dos solos presentes na bacia de captação situada no planalto (ASSINE et al., 2005).

Nesse contexto, em rios pantaneiros, avulsões foram amplamente identificadas como mecanismos de mudanças morfológicas e paleohidrológicas (ASSINE et al., 2005; SILVA et al., 2008; MACEDO et al., 2014). De acordo com Assine et al. (2005), avulsão fluvial é um conjunto de processos que culmina com a mudança do curso de um rio, é um fenômeno natural na evolução do megaleque do Taquari, mas que vem sendo acelerado nos últimos anos por atividades agropastoris desenvolvidas nas cabeceiras situadas nos planaltos a leste do Pantanal.

Em estudo realizado por Merino et al. (2013), os autores observaram que, na maior parte do segundo segmento fluvial, o rio Miranda forma um cordão composto pelo canal e seus diques marginais, correndo em posição altimétrica mais elevada em uma planície de inundação que se alarga para jusante. O rio apresenta pouca migração lateral e reduzido número de meandros abandonados, sendo as mudanças de curso desencadeadas por avulsão. Nota-se, portanto, que avulsões recentes desempenharam importante papel na configuração do traçado atual do canal do rio Miranda.

Por sua vez, Macedo et al. (2014) verificaram que a agradação dos cinturões favoreceu um importante evento de avulsão, com a mudança do curso do rio Paraguai para o cinturão de meandros atual no Holoceno superior. Nesse sentido, as gerações de formas identificadas e mapeadas resultaram em um padrão de sobreposição de diferentes estilos fluviais, registrando significativas mudanças hidrológicas na planície

desde o Pleistoceno tardio. Ademais, conforme ressaltam Pupim et al. (2017), essas formas meandantes são indicadores de processos avulsionais, sendo fundamentais para a evolução da planície de rios da bacia hidrográfica do rio Paraguai.

Na região de Cáceres, foram identificados mecanismos avulsionais por Silva et al. (2007) quando da compartimentação geomorfológica do rio Paraguai. Segundo os autores, os dois compartimentos inferiores (III e IV) constituem o principal sítio de sedimentação na área, onde está sendo construído o lobo distributário atual do leque do Corixo Grande – Paraguai. Nesta concepção, a mudança brusca do canal para leste, no início do compartimento III, resultou em importante fenômeno de avulsão que causou uma mudança brusca no curso do rio, que antes corria para sul dentro do leque. Feições morfológicas existentes no local corroboram tal interpretação.

Entre Cáceres e a foz do rio Jauru, Silva et al. (2008) mencionam que esse segmento demonstra que o rio Paraguai apresenta canal único, com 150 m de largura média, sinuosidade de 1,7, barras em pontal, e planície bem desenvolvida (com aproximadamente 1700 m de largura) marcada por meandros abandonados (“oxbow lakes”) e canais de avulsão. Registram, ainda, a existência de importantes pontos de rompimento dos diques marginais no início do compartimento meandrante do rio Paraguai, o que contribui para o escoamento de parte das águas do rio para a planície, onde formam uma complexa rede de canais anastomosados (SILVA et al., 2008).

Contudo, estudos que analisaram as mudanças morfológicas na região, principalmente em trechos aluviais dos afluentes do rio Paraguai, são recentes. No baixo curso do rio Cabaçal, de Paula (2019) constatou a ocorrência de três canais secundários formados por avulsão. Consequentemente, a transferência do fluxo resultou em mudanças mais expressivas como a formação de ilhas pelo corte da planície aluvial (DE PAULA, 2019). O autor identificou, ainda, alterações em diversas feições morfológicas, como surgimento e desaparecimento de baías e lagoas, e mudanças no canal principal com sua retração e depósitos de canal.

No caso deste trabalho, no baixo curso do rio Sepotuba, observam-se registros morfológicos que indicam sua evolução como a ocorrência de avulsões mais antigas, bem como processos recentes de migração do fluxo de água com o estabelecimento do canal atual. Consequentemente, no Trecho 3, foram observados diferentes processos fluviais ao longo do canal principal e do antigo canal. Em relação à formação de ilhas no sistema fluvial do rio Sepotuba, três processos foram identificados: 1) Numa proporção maior, ocorreu a avulsão, com possível recaptura de canal; e 2) Formação de ilha por rompimento de meandro, que apresenta estágio de abandono por colmatação, o que pode resultar na incorporação da ilha fluvial a planície de inundação.

Ambos os canais atualmente circundam uma ilha fluvial, cuja formação está associada ao recorte da planície aluvial por avulsões, seguida da formação e abandono de trechos dos canais. Desse modo, as mudanças em ambos os canais do rio Sepotuba influenciam diretamente na estrutura da planície, seja pela migração de canal ou pela deposição de sedimentos, resultando em abandono do canal e colmatação de feições morfológicas. Cada um dos ambientes fluviais apresentou processos de construção e de mudanças morfológicas expressivas, principalmente no que diz respeito à deposição e à estabilização dos sedimentos. Nesse sentido, as formas são acrescidas lateralmente por transbordamento, e verticalmente com a sucessão deposicional (Figura 77).



Figura 77. Trecho 3 do rio Sepotuba com o antigo canal principal (em amarelo) e o canal secundário (em vermelho). A seta azul indica a direção do fluxo no atual canal principal
Foto: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020). **Fonte:** Trabalho de campo (2020)

Diante do exposto, foram caracterizados os principais depósitos de canal no rio Sepotuba em três contextos geomorfológicos: canal principal, canal secundário e confluência com o rio Paraguai. No Setor Geomorfológico C, registram-se as Unidades Morfológicas: 1) Canal Principal, 2) Planície de Inundação em ambas as margens e 3) Terraços Fluviais pela margem direita (Figura 78).

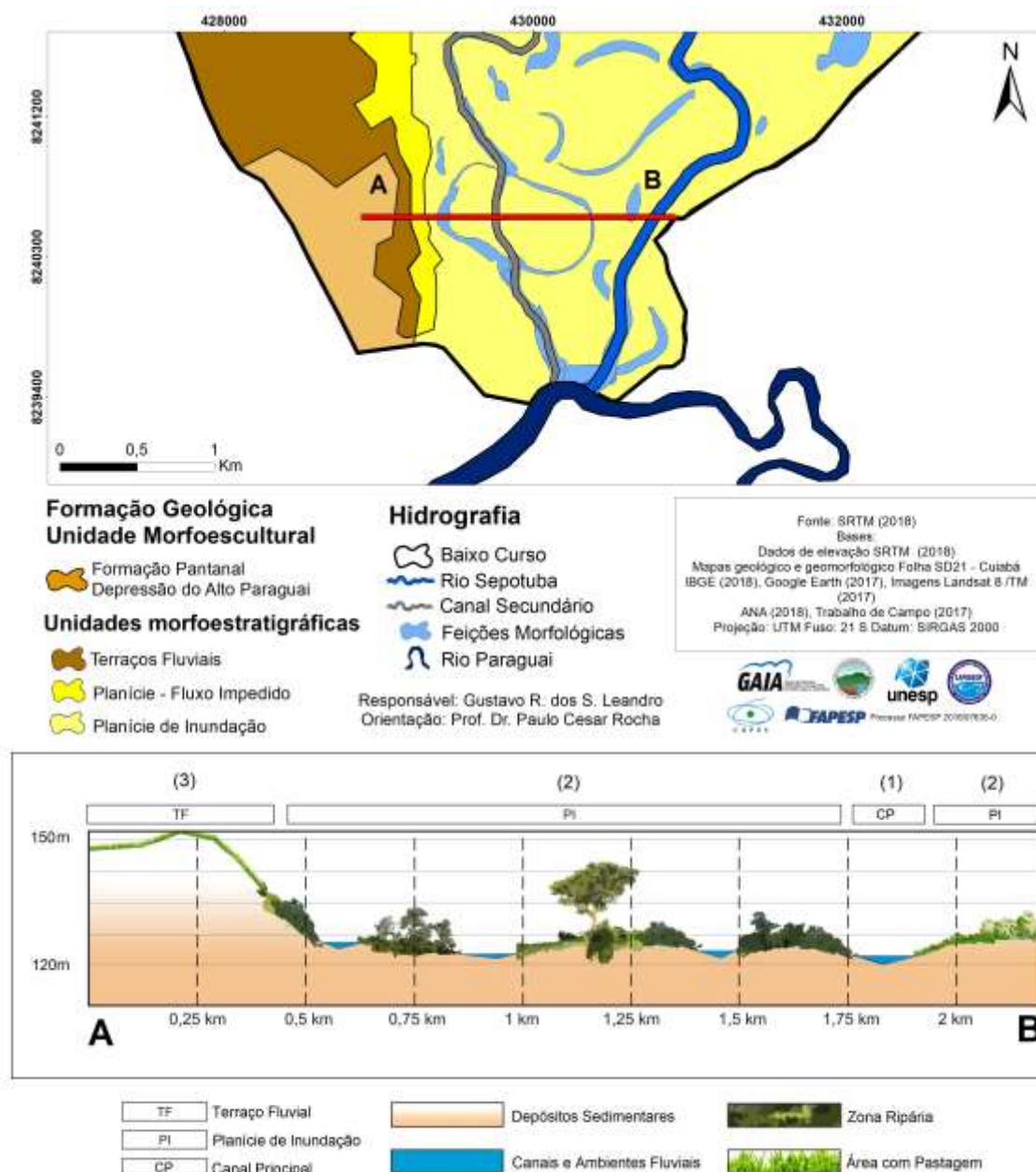


Figura 78. Unidades morfológicas do sistema fluvial do rio Sepotuba no Trecho 3
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Atualmente, a intensa entrada de sedimentos é evidente no atual canal secundário do rio Sepotuba (Trecho 3 do Setor Geomorfológico C). Ao longo de seus 6,29 km de extensão, observa-se a deposição de material de fundo com a formação de barras laterais e formas de leito, bem como a estabilização de depósitos na entrada e saída do canal. No rio Araguaia, Bayer e Zancopé (2014) afirmaram que, provavelmente, os canais secundários constituem os subambientes mais dinâmicos do trecho estudado, por registrarem a atuação de processos deposicionais como resposta ao excesso da carga transportada (Figura 79).

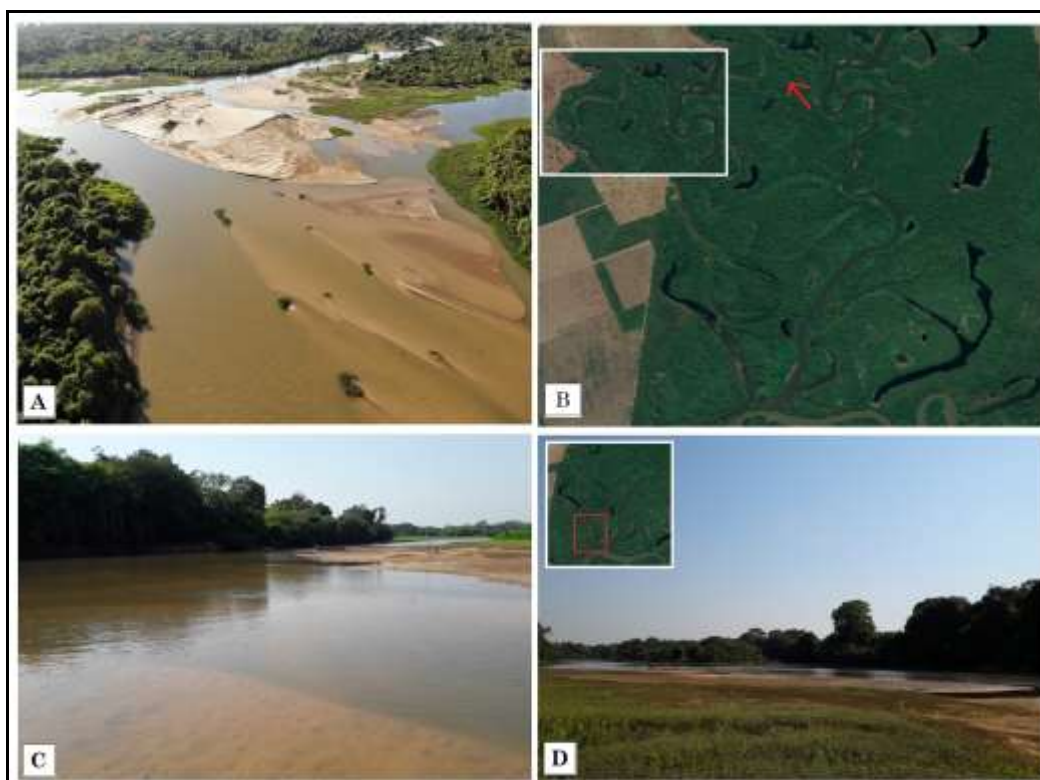


Figura 79. a) Aporte de sedimentos no período de seca no sistema canal-planície do alto rio Paraguai b) Setor Geomorfológico C do rio Sepotuba, entrada do canal secundário c) Barras submersas (barra 1A) e laterais (barras 2A, 2B e 2C) no canal secundário d) Sucessão ecológica e estabilização dos depósitos (barra 3C)

Fonte: Google Earth (2019), Fotos de campo (2017-2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Portanto, as formas de canal resultam da deposição dos sedimentos de fundo, anteriormente em transporte. Eventualmente, conforme as condições hidrodinâmicas, tais materiais podem ser depositados em trechos a jusante – dinâmica observada no rio Paraná com a migração de dunas arenosas (MARTINS e STEVAUX, 2005). Contudo, intervenções na bacia e no próprio canal podem alterar a hidrodinâmica do sistema. Segundo os referidos autores, houve mudanças não apenas na dinâmica das formas de leito, mas na textura e morfologia do sedimento e na morfologia das formas de leito, induzidas pela barragem de Porto Primavera. Além das variações de energia, outros fatores desempenham importante papel nesse processo, como o compartimento geomorfológico e suas características com tendência erosiva ou deposicional.

No que se refere à composição dos sedimentos de fundo, as frações Areia Fina e Areia Muito Fina predominaram em todos os períodos de amostragem, sobretudo na margem direita e centro do canal secundário. Os percentuais de material arenoso – fração Areia Média aumentaram nos períodos de Enchente e Cheia. Já na margem esquerda, registraram-se os maiores percentuais das frações mais finas. No período de Cheia, o percentual foi de 21,4% de Silte + Argila (Figura 80).

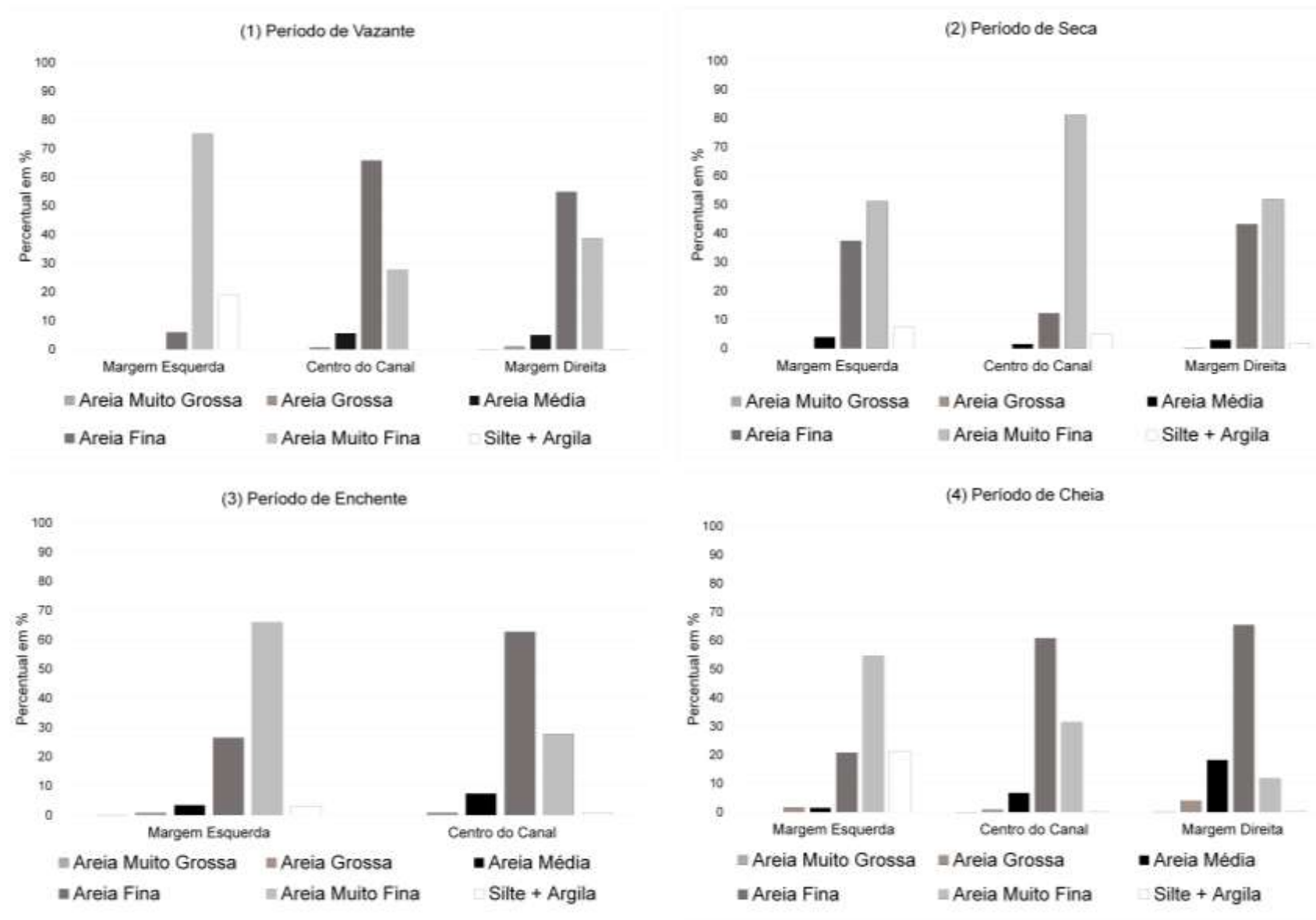


Figura 80. Comportamento temporal dos sedimentos de fundo no canal secundário do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso
Fonte: Dados de análises laboratoriais (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Em outros trechos do rio Paraguai, bem como em seus afluentes como o rio Cabaçal, os depósitos de sedimentos de fundo e de canal contribuíram para mudanças no sistema fluvial. Na baía Negra, Leandro et al. (2012) identificaram geoformas associadas à composição granulométrica dos sedimentos transportados, principalmente as barras de soldura que contribuíram para o abandono de canais secundários.

O assoreamento na baía Comprida, conforme destacam Leandro et al. (2014), tem relação direta com a hidrodinâmica no período de seca e com a constituição da carga de fundo. Os autores constataram relação direta entre a composição arenosa dos materiais depositados, a diminuição da profundidade/vazão e a evolução dos canais. Um estudo realizado por Silva et al. (2012) estimou as taxas de deposição na planície de inundação e próximo ao canal do rio Paraguai. Os autores consideraram que o tipo e a quantidade de material de fundo depositado contribuíram para a evolução das feições morfológicas associada à migração do canal principal.

Na definição proposta por Brice (1974), as barras são depósitos não vegetados que se mantêm submersos em nível de margens plenas (*bankful stage*), ao passo que as ilhas são superfícies vegetadas e emergentes no mesmo nível. Contudo, dependendo do tempo de emersão da barra e do tipo de vegetação disponível para colonização, pode haver nela o desenvolvimento de cobertura vegetal. Tal processo, indica a evolução e a estabilidade dos depósitos. Mecanismos similares foram observados no rio Araguaia, quando, no estudo realizado por Latrubesse e Stevaux (2006), os autores analisaram as interações entre vegetação e depósitos de sedimentos.

Ao considerar a morfologia do sistema aluvial do rio do Peixe, Moraes (2015) classificou as unidades geomórficas presentes no canal a partir dos tipos de barras fluviais, sendo barra em pontal, barra lateral e barra central (MORAIS, 2015). Conforme ressalta o autor, foi possível constatar o predomínio de barras em pontal e a menor presença de barras laterais e raras ocorrências de barras centrais. O referido autor salientou, ainda, que todos os tipos de barras fluviais no rio do Peixe têm sua morfologia continuamente alterada com a dinâmica fluvial, podendo ser suprimidas ou formadas durante um ano hidrológico.

Desse modo, o trecho do canal secundário apresenta diferentes estágios morfológicos no que diz respeito aos processos e dinâmica fluvial. Nota-se a evolução de um complexo sistema deposicional. Foram identificadas as formas de leito – barras submersas (1A), barras laterais (2A, 2B e 2C) e barras laterais fixas (3C), com importante estágio de estabilização associado à sucessão de vegetação herbácea e arbórea. Acerca das formas e dinâmica de deposição, cabe salientar que a montante dos pontos

amostrais, outros depósitos encontram-se em diferentes fases de acúmulo de material e estabilização, sendo formadas barras centrais-submersas e laterais-convexas.

Na análise multivariada, os dados sobre a granulometria dos sedimentos depositados na Barra Lateral (2A, 2B e 2C) foram agrupados, identificados como 2B - Barra Lateral. Dessa forma, tais coeficientes expressam as correlações de Pearson entre as variáveis e os componentes principais (CP1 e CP2) para a análise espacial. Os Componentes 1 e 2 explicaram 69,59% (CP1 = 44,87% e CP2 = 24,72%) da variabilidade total dos dados (Tabela 19).

Tabela 19. Coeficientes de estrutura derivados da análise de componentes principais aplicada aos dados dos depósitos de sedimentos e formas de leito

Frações granulométricas	CP1	CP2
Grânulos	- 0,567965	0,344672
Areia Muito Grossa	- 0,727053	0,132203
Areia Grossa	- 0,820894	0,494782
Areia Média	-0,838541	0,264958
Areia Fina	-0,533052	-0,769665
Areia Muito Fina	0,785171	0,525892
Silte + Argila	0,148992	0,640611

Fonte: Trabalho de gabinete (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Os materiais apresentaram quatro grupos principais. Em CP1, se relacionaram as frações mais grosseiras, predominantemente arenosa (Areia Muito Grossa, Areia Grossa e Areia Média). Ainda em CP1, a Areia Muito Fina apresentou correlação positiva. No que se refere a CP2, a relação positiva foi para a fração Silte + Argila, e a negativa para a fração Areia Fina (Figura 81).

Os sedimentos classificados como Areia Fina e Areia Muito Fina predominaram em todos os depósitos. Contudo, em relação às areias Grossa e Média, verifica-se que esses tipos de materiais apresentaram tendência nas formas de leito, classificadas como 1A – Barra Submersa. Em 2B – Barra Lateral, os sedimentos de fundo apresentaram os maiores valores da fração Silte + Argila em comparação a 1A – Barra Submersa e a 3C – Barra Estabilizada. A predominância de materiais finos em 2B pode ser associada aos processos de transporte em suspensão e à decantação desse tipo de material sobre os sedimentos arenosos. Já em 3C – Barra Estabilizada, ocorreu predominância de Areia Muito Fina, seguida das outras frações arenosas e tendência para Silte + Argila, com 2,67% a 0-20 cm de profundidade.

Desse modo, as características granulométricas dos depósitos de sedimentos ainda revelam que a ocorrência dos processos deposicionais se deu forma distinta e

progressiva – ou seja, ao longo dos ciclos intra-anuais, as primeiras formas de leito foram sendo acrescidas lateralmente e verticalmente. No período de seca, por exemplo, nota-se a fixação de estratos arbóreos nos depósitos mais antigos, classificados como Barra Estabilizada (3C). Por outro lado, nas adjacências, a manutenção da umidade mantém formações arbustivas de menor porte, bem como de vegetação herbácea sobretudo nas barras laterais (2B).

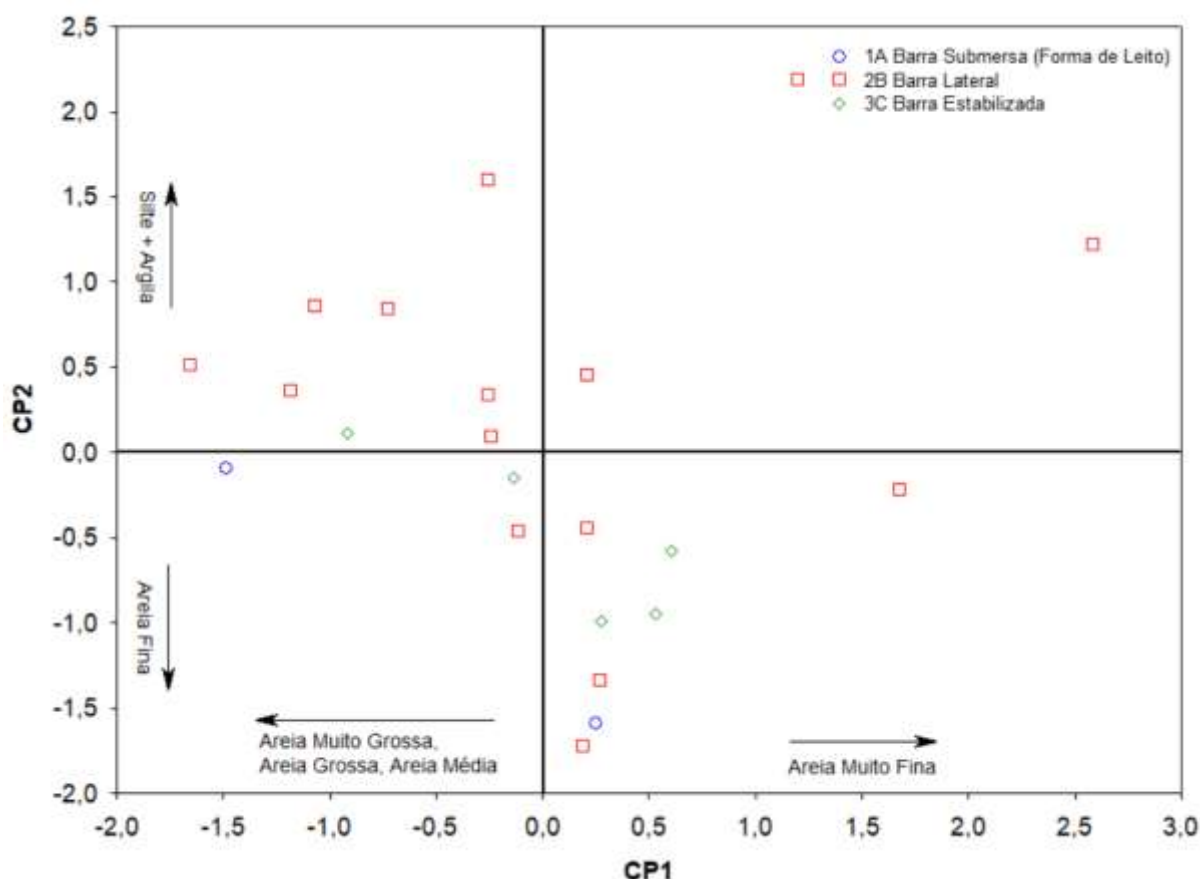


Figura 81. Distribuição das frações granulométricas nos materiais depositados em barras de sedimentos no canal secundário do rio Sepotuba

Fonte: Dados de análises laboratoriais (2017-2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Latrubesse e Stevaux (2006) agruparam quatro unidades de vegetação associadas à planície aluvial aplicadas ao rio Araguaia: a) vegetação pioneira herbácea, b) vegetação arbustiva-arbórea, c) vegetação arbórea e d) vegetação antropizada. Desse modo, ao analisarmos o contexto do canal secundário do rio Sepotuba, podemos aferir que há duas das quatro unidades propostas pelos autores, sendo Unidade de Vegetação pioneira herbácea presente nas Barras Laterais (2B), e Unidade de Vegetação arbustiva-arbórea (3C).

Em relação à composição dos sedimentos depositados, observa-se a ocorrência de Grânulos em profundidades entre 60-100 cm (2A, 2B e 2C). Provavelmente, esse

material tenha sido transportado anteriormente, em outros ciclos hidrológicos quando o canal, agora em abandono, ainda era o canal principal do rio Sepotuba e detinha maior competência de transporte. Os materiais depositados nas camadas superiores ainda apresentam composição arenosa, com percentuais totais acima dos 90%. Contudo, o calibre das areias depositadas diminuiu, sendo predominante as frações Areia Fina (>60%) e Areia Muito Fina (>15%), enquanto as frações mais finas (Silte + Argila) ocorreram em menor percentual e de forma intercalada entre as camadas depositadas (Tabela 20).

Tabela 20. Composição das barras de sedimentos no canal secundário do rio Sepotuba

Ponto	Profundidade	Grânulos	Areia total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
1A	0 - 20 cm	0	100	0,1	2,13	11,19	67,87	18,71	0
1A	0 - 20 cm	0	99,81	0,28	4,91	16,97	61,28	16,37	0,19
Ponto	Profundidade	Grânulo	Areia total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
2A	0 - 20 cm	0	99,91	0,09	2,48	11,01	66,77	19,56	0,09
2A	20 - 40 cm	0	99,8	0,03	2,03	12,75	69,55	15,44	0,2
2A	40 - 60 cm	0	98,86	0,05	1,8	8,45	55,83	32,73	1,14
2A	60 - 80 cm	0,05	98,08	0,15	4,13	14,52	59,32	19,91	1,92
2A	80 - 100 cm	0,07	98,81	0,12	2,9	12,65	60,82	22,25	1,19
Ponto	Profundidade	Grânulo	Areia total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
2B	0 - 20 cm	0	99,58	0,2	2,95	11,96	62,18	22,29	0,42
2B	20 - 40 cm	0	98,22	0	3,75	15,3	57,32	21,85	1,78
2B	40 - 60 cm	0	99,34	0,09	2,94	12,37	62,1	21,84	0,66
2B	60 - 80 cm	0,06	98,76	0,19	4,03	16,36	58,24	19,88	1,24
2B	80 - 100 cm	0,06	99,92	0,12	4,74	17,74	58,22	19,04	0,08
Ponto	Profundidade	Grânulo	Areia total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
2C	0 - 20 cm	0	99,6	0,03	1,73	8,83	36,04	52,97	0,4
2C	20 - 40 cm	0,02	98,02	0,1	4,94	16,07	50,62	26,27	1,98
2C	40 - 60 cm	0	94,86	0,07	3,35	11,79	43,76	35,89	5,14
2C	60 - 80 cm	0,11	99,27	0,19	5,54	13,23	64,6	15,6	0,73
2C	80 - 100 cm	0	97,84	0,12	3,47	13,59	62,55	18,11	2,16
Ponto	Profundidade	Grânulo	Areia total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
3C	0 - 20 cm	0	97,33	0	2,11	12,24	65,6	17,38	2,67
3C	20 - 40 cm	0	99,64	0,07	2,38	11,11	63,89	22,19	0,36
3C	40 - 60 cm	0	98,72	0,12	3,12	13,68	62,22	19,58	1,28
3C	60 - 80 cm	0	99,13	0,12	5,05	16,5	61,13	16,33	0,87
3C	80 - 100 cm	0	99,31	0,07	2,55	11,45	66,52	18,72	0,69

Fonte: Dados de análises laboratoriais (2017-2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

5.1.5. Barras laterais e diques marginais: evolução do ambiente de confluência

As mudanças do sistema fluvial no baixo curso do rio Sepotuba, logo na confluência com o rio Paraguai, foram hierarquizadas com: 1) a evolução dos canais fluviais – canal secundário e principal por avulsão e 2) a interação sazonal desses ambientes com depósitos mais atuais, como barras laterais e diques marginais, formados a partir do transporte de sedimentos de ambos os rios – Sepotuba e Paraguai – na confluência.

A confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai apresenta intenso dinamismo no que se refere às variáveis hidrodinâmica e aporte de sedimentos de fundo. Nesse sentido, a interação entre matéria e energia tem resultado em expressivas mudanças morfológicas – mudanças observadas em trabalho de campo (sazonalidade) que foram aferidas por análises de imagens aéreas (Figura 82).

As barras arenosas constituem formas deposicionais de materiais do fundo do canal que emergem à superfície da água ou que se encontram parcialmente submersas (STEVANUX e LATRUBESSE, 2017). Desse modo, a formação de barras arenosas (convexas e central) ao longo do canal principal e formas de leito na entrada do antigo canal também contribuem para atuais mudanças no sistema. Portanto, configuram importantes feições morfológicas presentes no canal principal, pois registram a evolução do sistema fluvial no que diz respeito às interações atuais entre matéria e energia.

Desse modo, um dos principais depósitos de sedimentos que registra as interações hidrossedimentares na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai é resultado de vários ciclos hidrológicos e deposicionais. Trata-se da sucessão morfológica de uma barra central a partir do incremento de material (ver Figura 77B). Leandro (2015) constatou que a evolução do respectivo ambiente foi condicionada pelo avanço do depósito sentido planície aluvial, e sua estabilização por processo de soldura.

Sua composição areno-argilosa apresentou variação, conforme os pontos de amostragem. Observa-se que, em todos os pontos (PA, PB e PC), a Areia Muito Fina foi a fração de maior ocorrência, com percentuais acima dos 98% em PA e 93% em PB. Todavia, quando comparados os valores dos materiais arenosos entre os dois primeiros pontos, verifica-se a redução da fração arenosa e o incremento de material fino (Argila + Silte). Essa mudança na composição do depósito fica ainda mais evidente em PC, quando os valores das frações mais finas alcançam mais de 35% e chegam a pouco mais de 58% entre 0-20 cm (Tabela 21).

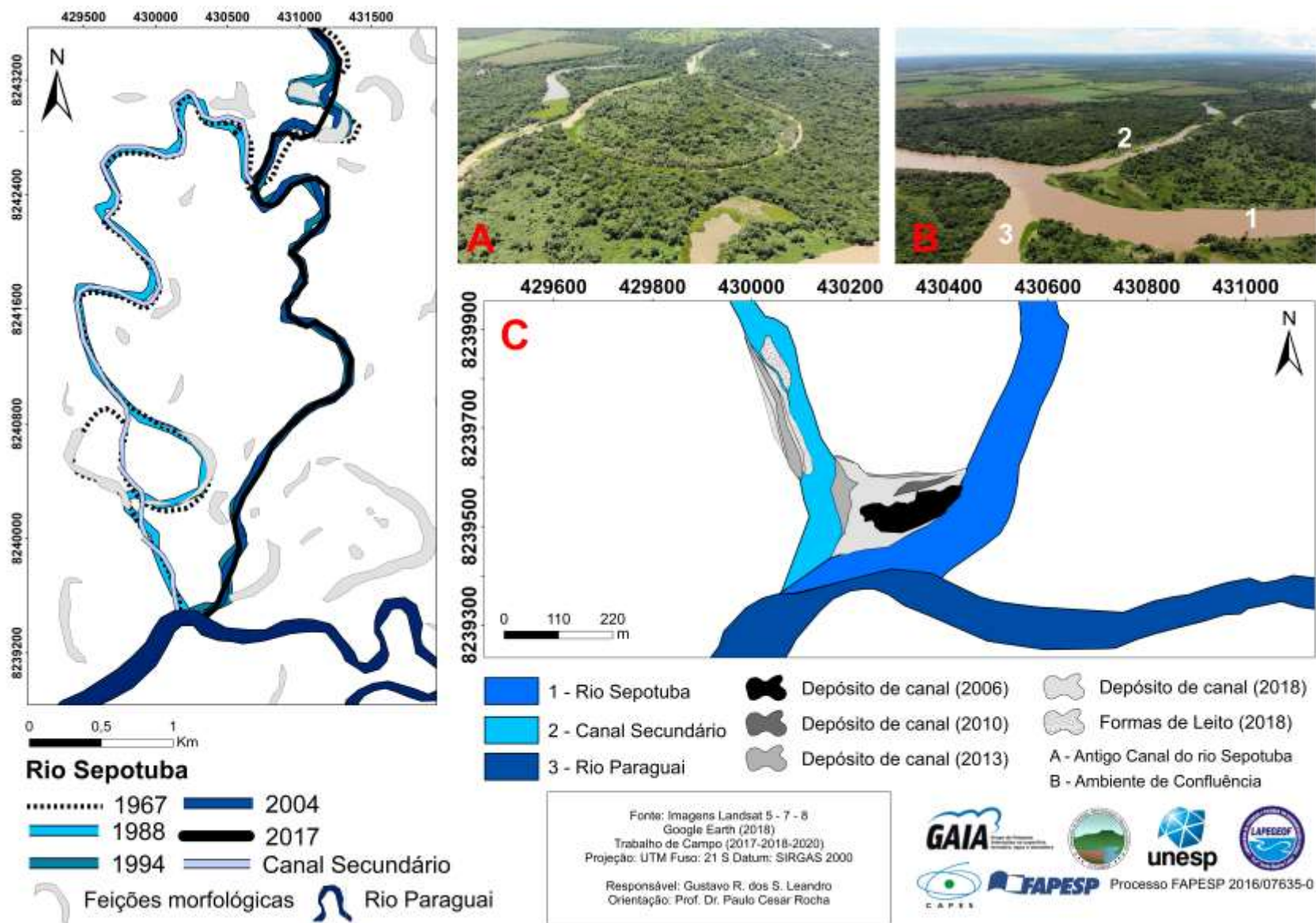


Figura 82. Evolução espaço-temporal do sistema rio-planície do rio Sepotuba com a síntese das principais mudanças morfológicas no Trecho 3

Fonte: Trabalho de Gabinete (2020). Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Tabela 21. Composição dos depósitos de sedimentos na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai – Mato Grosso

Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PA	0 - 20 cm	99,66	0	0	0	1,5	98,16	0,34
PA	20 - 40 cm	99,85	0	0	0	0,15	89,83	10,02
PA	40 - 60 cm	87,15	0	0	0	0	87,15	12,85
PA	60 - 80 cm	93,69	0	0	0	1,34	92,35	6,31
PA	80 - 100 cm	94,65	0	0	0	1,89	92,76	5,35
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PB	0 - 20 cm	81,37	0	0	0	5,13	76,24	18,63
PB	20 - 40 cm	81,33	0	0	0	6,46	74,87	18,67
PB	40 - 60 cm	84,04	0	0	0	0	84,04	15,96
PB	60 - 80 cm	95,02	0	0	0	4,42	90,6	4,98
PB	80 - 100 cm	94	0	0	0	0,3	93,7	6
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PC	0 - 20 cm	41,94	0	0	0	0	41,94	58,06
PC	20 - 40 cm	64,53	0	0	0	0	64,53	35,47
PC	40 - 60 cm	95,69	0	0	0	0,73	94,96	4,31
PC	60 - 80 cm	96,39	0	0	0	1,23	95,16	3,61
PC	80 - 100 cm	98,37	0	0	0	2,56	95,81	1,63

Fonte: Dados de análises laboratoriais (2017-2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Os diques marginais (*levees*) são típicas geoformas alongadas que se originam nas margens dos canais por acreção vertical durante as fases de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981). Embora a sedimentação vertical seja o processo tipicamente descrito na geração desses diques marginais, o maior ou menor desenvolvimento vertical dessas geoformas também está relacionado ao grau de estabilidade ou de migração do canal gerador. Em outras palavras, para as mesmas condições hidrológicas, o setor do rio com maior atividade de migração lateral terá menor possibilidade de gerar diques, enquanto o máximo desenvolvimento vertical vai ser registrado nos segmentos mais estáveis (BAYER e ZANCOPÉ, 2014).

Morais (2015), ao analisar as paisagens ao longo do canal do rio do Peixe, notou que as margens são elevadas com a agradação nos diques, o que propicia suave elevação com gradual diminuição em direção à parte distal da planície. Essas características podem ser observadas com o posicionamento das formações florestais ao fundo em nível altimétrico inferior. Nesses segmentos, vazões superiores ao nível de margens plenas favorecem a inundação de grandes proporções na planície, estendendo-se até pouco mais de 3.000 m.

Em comum, as feições morfológicas deposicionais evoluem morfológicamente em função dos processos de acreção lateral e/ou vertical. A natureza dos depósitos de acreção vertical inclui os sedimentos das margens fluviais formados nas épocas dos transbordamentos, assim como os sedimentos que se depositam no interior da planície (ALLEN, 1965; DURY, 1970).

Por sua vez, os depósitos de acreção lateral são formados nas margens dos rios pela atividade do fluxo, cujos sedimentos são dispostos em barras originadas pela migração lateral do canal, constituindo parte do remanejamento e da redistribuição dos sedimentos depositados na planície fluvial (DURY, 1970; ZANCOPÉ, 2004). De modo geral, os depósitos de canal que se acumulam por acréscimos laterais são mais grosseiros do que os depósitos de inundação que causam acreção vertical (RITTER, et. al. 2002).

Nota-se que os canais dos rios Sepotuba-Paraguai desempenham importante papel na construção hidrossedimentar do ambiente de confluência. A barra de sedimentos que temporalmente vem sendo acrescida e, posteriormente, anexada à planície do rio Sepotuba, foi formada a partir da carga de sedimentos de fundo do rio Paraguai. Obviamente, o rio Sepotuba também contribuiu para a formação do depósito. Contudo, sua contribuição mostra-se de forma mais clara quando da construção do dique marginal por transbordamento. Ao longo do rio Sepotuba, os mecanismos de deposição mais ativos resultaram na formação de diques marginais paralelos ao canal (Trechos 1 e 3 do Setor Geomorfológico C).

Desse modo, fica evidente o papel das inundações para sua construção e estabilidade – inicialmente, pela forma e mecanismos deposicionais, a partir de transbordamento acompanhando a margem dos canais ativos e inativos do sistema e, em um segundo momento, pela ocorrência de cobertura vegetal arbórea bem desenvolvida. Sobre a composição granulométrica, é preciso salientar que, no depósito de dique marginal, ocorreram os maiores percentuais de material fino com textura areno-argilosa. A taxa de Silte + Argila ultrapassou 70% em PD4 a uma profundidade entre 20-40 cm. Em PB2, o percentual de material fino ocorreu com percentual superior a 25%, enquanto que em PA1 e PC3 os percentuais foram >30% (Tabela 22).

Tabela 22. Composição do depósito de sedimentos em dique marginal na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai – Mato Grosso

Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PA1	0 - 20 cm	97,56	0	0	0	1,66	95,88	2,46
PA1	20 - 40 cm	90,42	0	0	0	0,58	89,84	9,58
PA1	40 - 60 cm	76,83	0	0	0	0	76,83	23,17
PA1	60 - 80 cm	68,41	0	0	0	0	68,41	31,59
PA1	80 - 100 cm	96,1	0	0	0	9,5	86,6	3,9
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PB2	0 - 20 cm	73,2	0	0	0	9,98	63,22	26,8
PB2	20 - 40 cm	85,07	0	0	0	7,5	77,57	14,93
PB2	40 - 60 cm	93,46	0	0	0	0	93,46	6,54
PB2	60 - 80 cm	72,78	0	0	0	0	72,78	27,22
PB2	80 - 100 cm	89,43	0	0	0	0	89,43	10,57
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PC3	0 - 20 cm	81,54	0	0	0	9,78	71,76	18,46
PC3	20 - 40 cm	68,52	0	0	0	16,06	52,46	31,48
PC3	40 - 60 cm	86,82	0	0	0	10,87	75,95	13,18
PC3	60 - 80 cm	80,14	0	0	0	9,47	70,67	19,86
PC3	80 - 100 cm	65,07	0	0	0	12,79	52,28	34,93
Ponto	Profundidade	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Silte + Argila
PD4	0 - 20 cm	44,71	0	0	0	0	44,71	55,29
PD4	20 - 40 cm	26,71	0	0	0	0	26,71	73,29
PD4	40 - 60 cm	42,59	0	0	0	0	42,59	57,41
PD4	60 - 80 cm	34,65	0	0	0	0	34,65	65,35
PD4	80 - 100 cm	91,23	0	0	0,2	3,33	87,7	8,77

Fonte: Dados de análises laboratoriais (2017-2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Em PA1, os percentuais de material fino aumentaram conforme a profundidade. De 0-20 cm para 60-80 cm, o percentual aumentou de pouco mais de 2% para mais de 30% da amostra total. Já entre PB2 a PD4, os valores totais de Silte + Argila variaram conforme as camadas, sendo os maiores percentuais registrados em PD4, ponto distal do canal, cuja variação dos sedimentos mais finos, entre as camadas, pode ser associada à dinâmica de transbordamento da água do canal principal para a planície de inundação, ao passo que a água é transferida para a planície e parte da carga suspensa é depositada por decantação junto ao dique marginal (Figura 83).

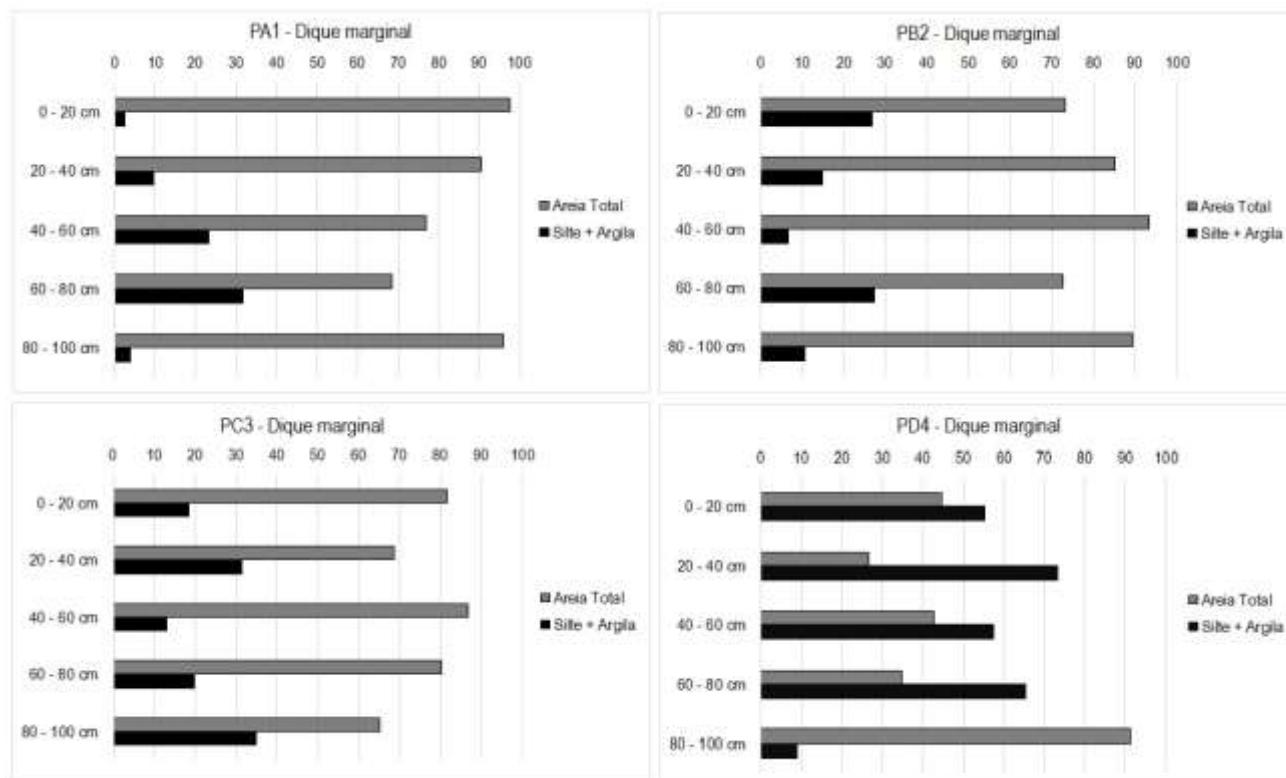


Figura 83. Composição do depósito de sedimentos em dique marginal na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai

Fonte: Dados de análises laboratoriais (2017-2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

No sistema aluvial do rio Araguaia, Bayer e Zancopé (2014) constataram mecanismos de mudanças similares aos registrados na presente tese para o rio Sepotuba. As ilhas fluviais em ambientes aluviais evoluem a partir da estabilização das barras centrais. O progressivo desenvolvimento do banco central até seu estabelecimento como ilha tem relação com a continuidade do processo sedimentar (BAYER e ZANCOPÉ, 2014).

Os autores atribuíram importante papel aos fatores hidrodinâmicos para a formação das barras arenosas de centro de canal. Como consequência, promovem uma expansão e desaceleração dos fluxos, perda de capacidade de transporte e acumulação de materiais predominantemente arenosos a montante e nas laterais das barras. Portanto, a superposição de depósitos é marcada pela transição abrupta, refletindo as mudanças nos ambientes de sedimentação e no aporte de sedimentos. A deposição de matéria orgânica, por exemplo, junto aos sedimentos finos, contribui para aumentar a estabilidade da barra, a rápida instalação da vegetação pioneira e o consequente desenvolvimento de vegetação arbórea.

Desse modo, as alterações mais visíveis durante os períodos de campo foram observadas a partir dos processos de sedimentação nas ilhas fluviais ao longo do rio

Sepotuba, sobretudo no Trecho 3 do Setor Geomorfológico C, processos que contribuíram para a ocorrência de formas de leitos e barras laterais, passando de um estágio de transporte de sedimentos para estágios deposicionais no período de seca. Em relação às Unidades Morfológicas, Feições Morfológicas e Depósitos de Canal, a cobertura vegetal respondeu à variação da umidade ao longo do período intra-anual, sobretudo a partir de sua sucessão. Portanto, o entendimento da dinâmica hidrológica pode também auxiliar no entendimento do comportamento de processos geomórficos, tanto de um ponto de vista qualitativo quanto quantitativo.

CAPÍTULO 6

COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DO RIO SEPOTUBA: DINÂMICA DAS ÁGUAS NO BAIXO CURSO



6.1. Variabilidade hidrológica na bacia hidrográfica do rio Sepotuba: magnitudes interanuais e sazonalidades

Atualmente, reconhece-se que o desflorestamento, as práticas agrícola e urbana de uso da terra, a utilização da água do lençol freático para abastecimento e irrigação, bem como a construção de grandes barramentos para abastecimento e, principalmente, para a produção de energia, somados, geram um efeito bola-de-neve e tem contribuído para alterações no ciclo hidrológico e, conseqüentemente, no regime dos rios, fato evidenciado pela vazão (ROCHA, 2010).

Dessa forma, a ação de planejar depende, diretamente, da ação de pesquisar e de analisar os variados aspectos do meio ambiente e das formas de uso e ocupação que a sociedade estabelece ao longo do tempo. Dessa forma, o valor da bacia hidrográfica enquanto unidade de análise e planejamento ambiental cresceu, sobretudo na década de 1990 (CARVALHO, 2014). A partir de então, é possível avaliar, de forma integrada, as ações humanas sobre o ambiente e seus desdobramentos sobre o equilíbrio hidrológico dos padrões de fluxo.

Isso ocorre porque, nas palavras de Tundisi (2005), a diversificação dos usos múltiplos com o desenvolvimento econômico e social produziu inúmeras pressões sobre o ciclo hidrológico, conforme demonstrado no presente estudo. Conseqüentemente, há uma multiplicidade de impactos, de diversas magnitudes, que exigem diferentes tipos de avaliações qualitativas e quantitativas atreladas ao monitoramento.

Nesse contexto, no âmbito da estacionalidade e sazonalidade, essas variações dependem das interações entre o rio, a bacia hidrográfica e o clima regional, acrescenta-se, ainda, os múltiplos usos e ocupação da terra com a apropriação não só dos recursos hídricos, mas também de compartimentos geomorfológicos, fundamentais nos processos de interação hidromorfodinâmica. Portanto, para Tucci (2002), a variabilidade hidrológica é decorrência da combinação de um conjunto de fatores, como condições de precipitação e evapotranspiração, geologia, geomorfologia, solos, cobertura vegetal e uso da terra, bem como intervenções humanas sobre o sistema fluvial. Desse modo, a variabilidade nos sistemas hidrológicos e climáticos é uma característica essencial do comportamento desses sistemas (SUGUIO e BIGARELLA, 1990; TUCCI, 2002).

De fato, as chuvas e sua variabilidade são uma importante informação hidrológica para a avaliação dos regimes fluviais, tendo em vista a dinâmica dessa complexa variável vertical do fluxo (*input*) no espaço e no tempo (ARAÚJO, 2011). Assim, entre os elementos meteorológicos, o regime pluviométrico é o que exerce maior influência sobre as condições ambientais, conforme observado a partir das características físicas e de

interação no sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba em resposta à bacia hidrográfica.

Nesse contexto, nota-se que duas das três estações pluviométricas, cujos dados foram analisados na presente tese, estão localizadas no médio Sepotuba (Posto A – Tangará da Serra), código 1457001, e na sub-bacia hidrográfica do rio Tarumã (Posto B – Tapirapuã), código 1457000, respectivamente. Por sua vez, a terceira estação pluviométrica que dispõe de séries históricas entre 1970-2018 refere-se ao Posto C – São José do Sepotuba, código 1557005, localizada no Baixo Sepotuba (Figura 80).

Com relação às estações fluviométricas, destacamos que a montante do Posto B – Tapirapuã (código 66050000), cinco sub-bacias hidrográficas contribuem com suas respectivas descargas. Por sua vez, a montante do Posto C – São José do Sepotuba (código 660550000), há o acréscimo de mais duas sub-bacias hidrográficas com o aporte de água e sedimentos para o rio Sepotuba. Desse modo, é importante considerarmos o papel da sub-bacia hidrográfica do rio Juba, devido aos empreendimentos hidrelétricos instalados em seu sistema e à sua posição em relação às estações fluviométricas, ou seja, o Posto B a montante de sua foz e o Posto C a jusante (Tabela 23 e Figura 84).

Tabela 23. Área das sub-bacias hidrográficas contribuintes do rio Sepotuba em relação as estações de monitoramento, bacia do Alto Paraguai – Mato Grosso

Área de drenagem a montante das Estações Pluviométrica e Fluviométrica de Tapirapuã		
Sub-bacia hidrográfica	Área km²	Percentual Área %
1 – Nascentes do Sepotuba	1.229,64	12
2 – Rio Sepotubinha	793,59	8,07
3 – Médio Sepotuba	1.588,62	16,16
4 – Rio do Sapo	547,39	5,56
5 – Rio Formoso	711,47	7,23
TOTAL	4.870,71	49,02
Área de drenagem a jusante das Estações Pluviométrica e Fluviométrica de Estação Tapirapuã		
6 – Rio Juba	2.278,64	23,18
7 – Rio Tarumã	847,32	8,62
TOTAL	3.125,96	31,8
Sub-bacia hidrográfica – Estações Pluviométrica e Fluviométrica São José do Sepotuba		
8 – Baixo Sepotuba	1.910,54	19,43
TOTAL	1.910,54	19,43

Fonte: Trabalho de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

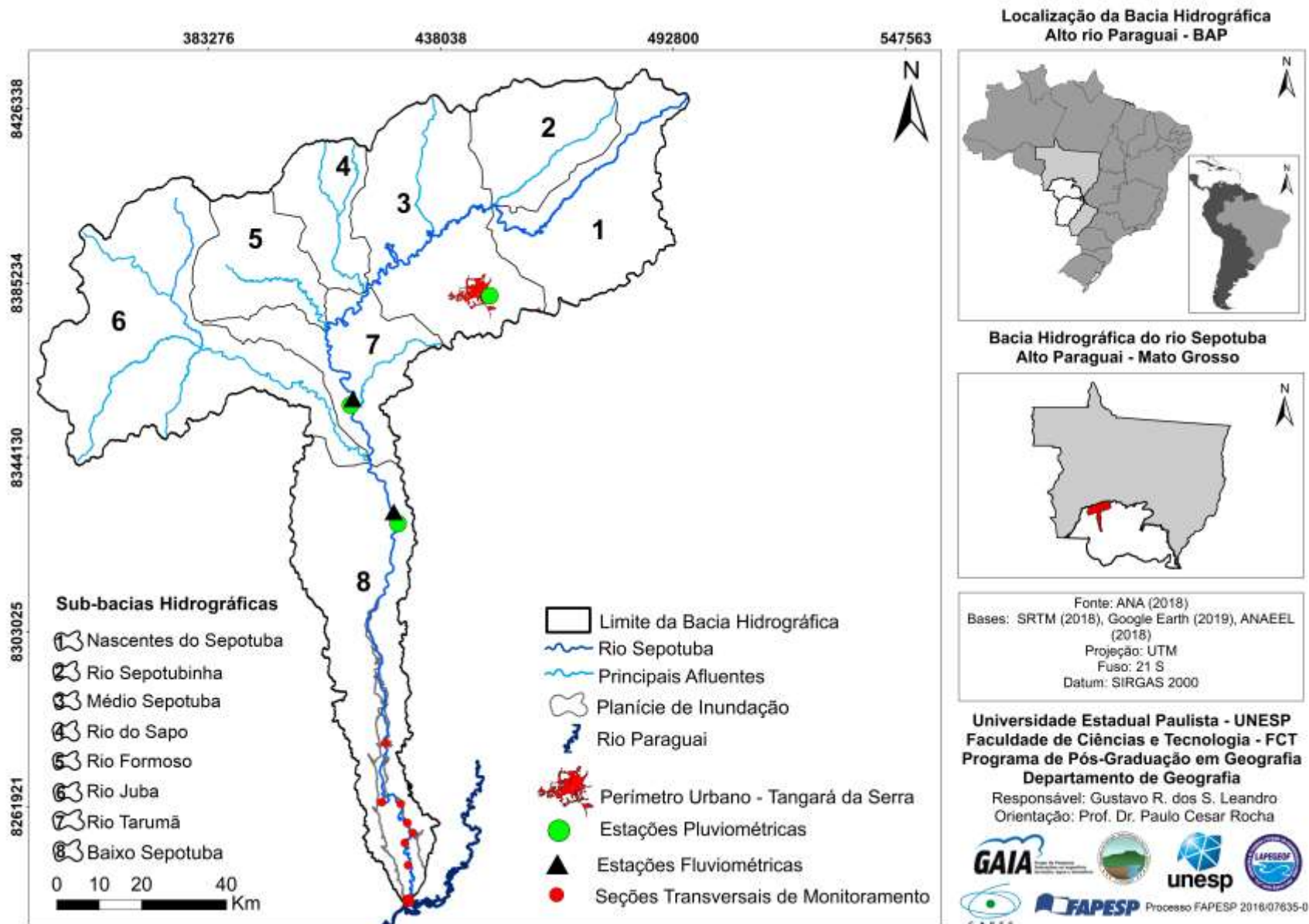


Figura 84. Localização das estações pluviométricas e fluviométricas adotadas para as análises do comportamento hidrológico na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Fonte: Trabalho de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Inicialmente, ao analisarmos os hidrogramas, observamos variações anuais na distribuição das chuvas, entre 1970-2018, na bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Dessa forma, a máxima foi registrada no ano de 1990, com 3.413 mm precipitados, enquanto que o menor volume ocorreu no ano de 2005, quando precipitaram 1.406 mm de chuva. A partir dos volumes acumulados anualmente, se evidencia uma redução na quantidade registrada, com uma amplitude superior a 2.000 mm no período de 15 anos (1990-2005).

Ainda na estação pluviométrica de Tangará da Serra, os dados evidenciam a ocorrência de precipitação média de 1.841,7 mm para o período de 48 anos (Figura 81). Assim, quando se analisa o gráfico temporal, observa-se o comportamento de “dente de serra”, demonstrando a variabilidade com anos chuvosos e secos intercalados ou, ainda, eventos extremos, por exemplo (VIDE, 2003).

Ao considerarmos a distribuição anual das chuvas na região, observa-se que em 65,21% dos anos (trinta anos) a precipitação permaneceu abaixo da média de 1.840 mm. Por outro lado, em 13,04% (seis anos) a precipitação variou entre 1.840-2.000 mm/ano. Em 21,73% dos anos (dez anos), a média anual ultrapassou 2.000 mm, sendo 2003 o último ano em que esse fato ocorreu. Ainda, é possível afirmar que, com base na média histórica, nos últimos 15 anos, não ocorreram altos índices de precipitação anual (Figura 85).

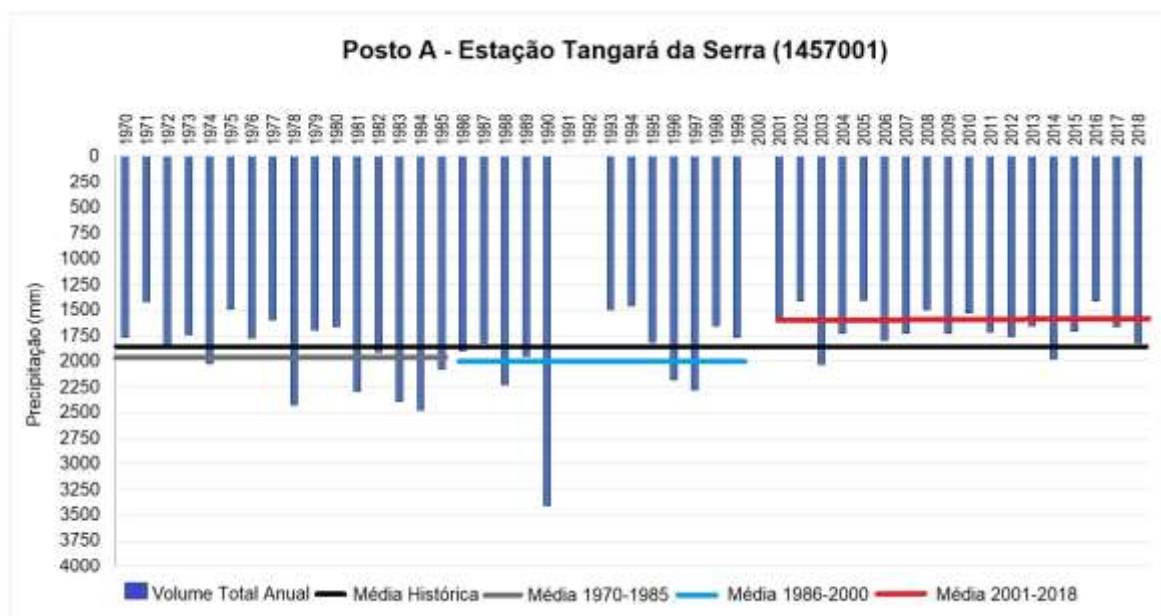


Figura 85. Distribuição anual das chuvas referente ao período entre 1970-2018 no Posto A em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Contudo, verifica-se, ainda, a ausência de dados pré 1991 e pós 1992, bem como

mudanças quantitativas. No período entre 1970-1985, ocorreu volume médio de 1.912,40 mm (acima da média dos 48 anos totais), enquanto que no segundo período, entre 1986-2000, o volume médio foi de 1.995,97 mm, e já no terceiro período a média foi de 1.676 mm (abaixo da média dos 48 anos totais). Nota-se, também, a ruptura no hidrograma referente aos anos de 1991, 1992 (mencionado anteriormente), como também em 2000, pela inexistência da maioria dos dados e sua inconsistência. Por sua vez, ao considerar o período entre 2001-2018, observa-se redução ainda maior em comparação aos dados de 1970-2018, pois o volume médio anual para os últimos 17 anos foi de 1.676 mm (-16,01%).

Na estação pluviométrica de Tapirapuã – Posto B, observa-se dinâmica similar à registrada na estação pluviométrica de Tangará da Serra – Posto A. Contudo, verifica-se redução da média histórica quando comparada às precipitações registradas em Tangará da Serra (Figura 86). No Posto A, registra-se média de 1.841,7 mm (1970-2018), ao passo que no Posto B a média histórica foi de 1.655 mm (1970-2018), -10,13%. Para os anos de 1991, 1992 e 2000, observa-se inconsistência nos dados. Em relação ao período entre 1970-1985, registrou-se o valor de 1.729,80 mm (acima da média total), enquanto que para o período 1986-2000 o volume médio foi de 1.749,55 mm e para 2001-2018, terceiro período, foi de 1.525,58 mm (abaixo da média total).

Na perspectiva da variação anual, a máxima foi de 2.438,5 mm em 1980, enquanto que a mínima foi de 908,9 mm em 2003. Portanto, as mínimas anuais ocorreram na década de 2000 em ambas as estações pluviométricas, com dois anos de diferença (Posto A – 2005 e Posto B – 2003). Em relação ao período de 2001-2018, obteve-se média menor quando considerados os períodos anteriores, sendo registrado volume médio de 1.525,6 mm (-7,81% em relação ao período de 1970-2018). Tal fato evidencia a redução das chuvas na região, conforme observado no Posto A – Tangará da Serra.

Em relação à distribuição das chuvas, quanto ao volume acumulado anualmente, observa-se que, em 45,65% dos anos (vinte e um anos), o volume máximo ficou abaixo de 1.660 mm (desse total, a maioria correspondeu aos anos 2000). Em 39,13% dos anos (dezoito anos), o volume total variou entre 1.660-2.000 mm, e nos 15,21% dos anos restantes (sete anos), o volume total superou a marca dos 2.000 mm.

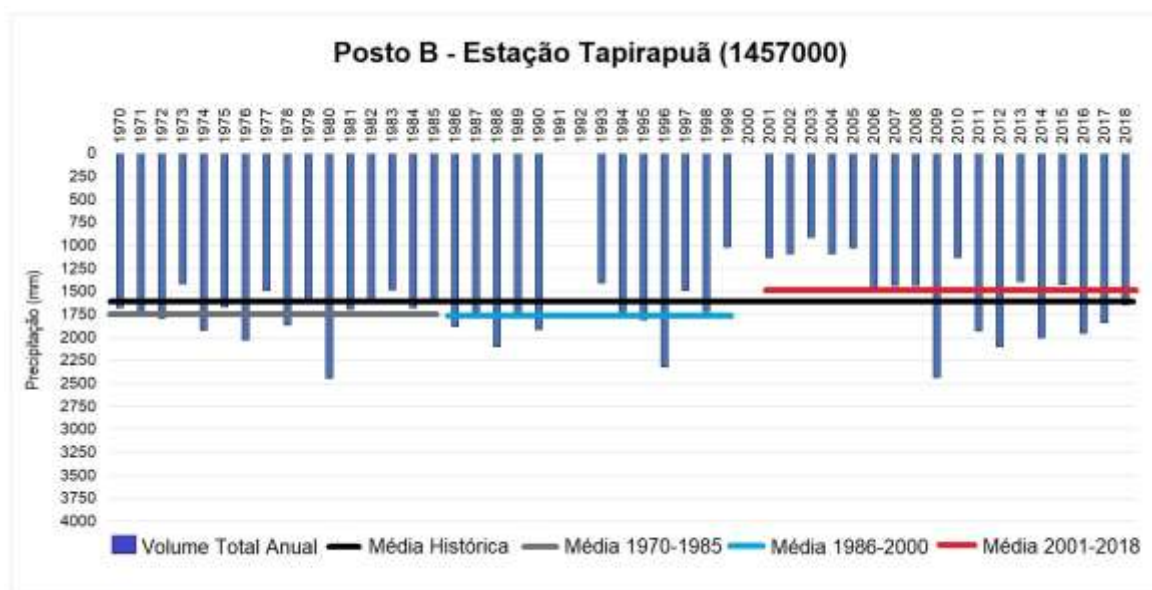


Figura 86. Distribuição anual das chuvas no Posto B – Tapirapuã em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

No Posto C, estação pluviométrica São José do Sepotuba, observa-se que os valores totais anuais apresentaram média histórica de 1.629,9 mm (1970-2018). A mínima registrada foi de 1.222,4 mm no ano de 2010, enquanto a máxima foi de 2.268,4 mm no ano de 1978 (Figura 87). Cabe destacar que as máximas da série histórica ocorreram na segunda metade da década de 1970 (1976 e 1978). Ademais, com base na média histórica, constatou-se que em 47,82% dos anos (vinte e dois anos) o volume ficou abaixo de 1.630 mm, ao passo que em 36,95% dos anos (dezessete anos) o volume variou entre 1.630-1.800 mm, e em 15,21% dos anos (sete anos) o volume foi superior a 1.800 mm.

Em relação a alterações no volume das chuvas, no primeiro período, entre 1970-1985, a média de precipitação foi de 1.678,92 mm. No segundo período, entre 1986-2000, ao contrário das demais estações, houve a diminuição da média para 1.649,26 mm em relação ao primeiro período, enquanto que no terceiro período o volume foi de 1.573,3 mm. Ainda assim o volume médio obtido para os dois primeiros períodos foi acima da média histórica, enquanto que entre 2001-2018 foi abaixo da média histórica, mantendo o padrão ocorrido nas demais estações pluviométricas (Figura 87).

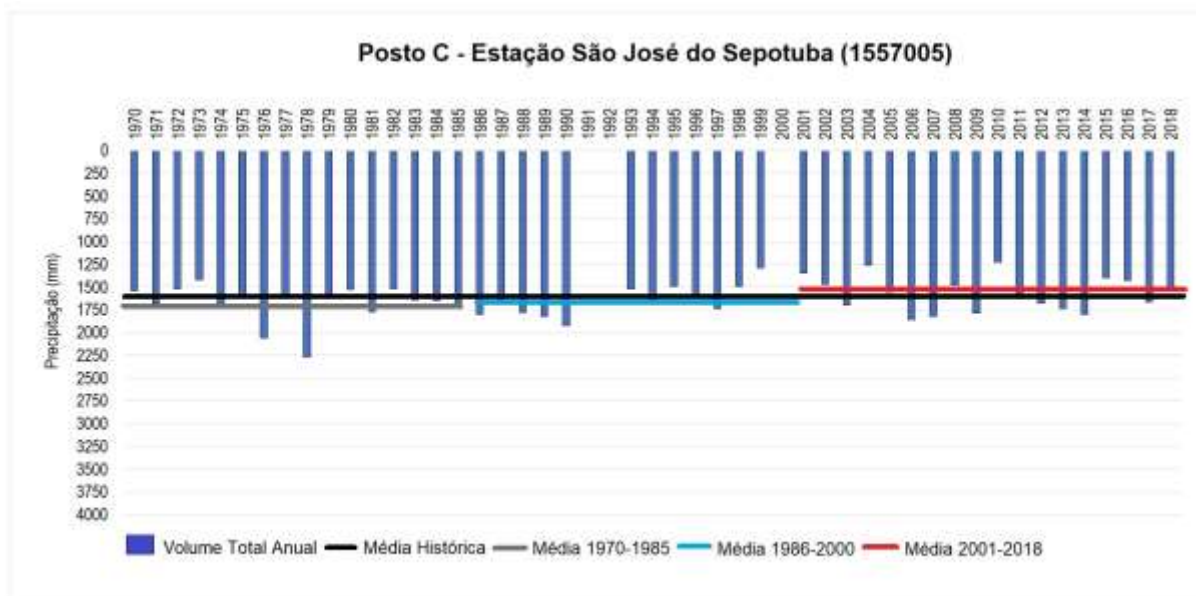


Figura 87. Distribuição anual das chuvas na estação pluviométrica São José do Sepotuba (1557005) em Salto do Céu, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, obteve-se uma média regional de 1.708,9 mm nos últimos 48 anos. Do ponto de vista espacial, esse volume é inferior à média registrada em Tangará da Serra (Posto A), sendo superior ao volume médio registrado em Tapirapuã (Posto B) e São José do Sepotuba (Posto C). Nesse sentido, as chuvas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba diminuem em direção ao baixo curso, com maior ocorrência no alto e médio curso. Conforme pontuam Gonçalves et al. (2011), esse comportamento tende a ocorrer em toda a bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai, com volumes de chuva maiores nas bordas da Chapada dos Parecis e nos planaltos, e sua diminuição tende a ocorrer em direção ao baixo curso dos afluentes e planície de inundação.

A partir da inspeção visual do comportamento temporal e regionalizado das chuvas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, foi possível constatar diferentes valores para as médias históricas conforme cada um dos três períodos hidrológicos identificados (Figura 88). Dessa forma, para o período hidrológico de 1970-1985, a precipitação média foi de 1.773,7 mm, com desvio padrão de 181,0 e o menor coeficiente de variação com 10,2%. No segundo período hidrológico, observa-se um aumento da média histórica, com 1.798,3 mm de precipitação, embora não significativo quando comparado ao primeiro período. Ainda sobre o período entre 1986-2000, ocorreu a maior variabilidade das chuvas devido à tendência de aumento na primeira metade dos anos (pico de chuva em 1990) e posterior diminuição, com destaque para os anos de 1993 e 1999. Cabe

salientar que o respectivo período apresentou o maior desvio padrão, com 281,5, e coeficiente de variação de 15,7%.

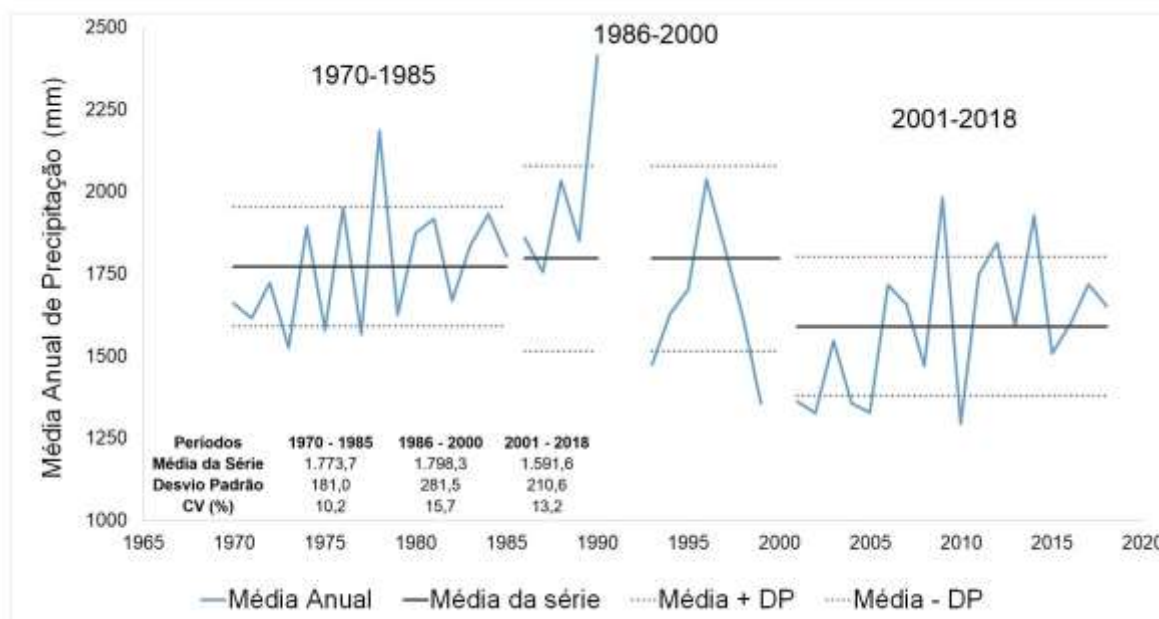


Figura 88. Estatística das chuvas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba a partir da média das estações pluviométricas (Postos A, B e C) referente ao período entre 1970-2018

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

O comportamento das chuvas no terceiro período hidrológico apresentou desvio padrão de 210,3, com coeficiente de variação de 13,2%. Cabe salientar, ainda, que a média histórica entre 2001-2018 foi a menor registrada na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com 1.591,6 mm. Portanto, podemos constatar que houve uma tendência regional de aumento das chuvas no período entre 1970-1985, e de diminuição no período entre 2001-2018, anos que registraram os menores totais de precipitação nas três estações pluviométricas analisadas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Nesse contexto, os resultados para os índices pluviométricos confirmam a tendência observada nas descargas no rio Sepotuba e sugerem que as alterações nas séries de vazão são, pelo menos em parte, causadas por alterações nas séries de chuva. Assim, os resultados apresentados confirmam as discussões anteriores de Galdino et al. (1997), mostrando que houve uma alteração no regime hidrológico do rio Paraguai e em alguns de seus afluentes no Brasil no período das décadas de 1960 a 1980 (CLARKE et al., 2003). Assim, no período hidrológico entre 2001-2018, a diminuição das chuvas e, conseqüentemente, das vazões decorrem do avanço dos usos e ocupação da terra associados ao desmatamento.

Podemos destacar, a título de exemplo, eventos extremos que ocorreram na região, com cheias acima da média. Santos (2013), por exemplo, destacou desastres

naturais ocorridos no ano de 1982, quando o transbordamento do rio Paraguai ocasionou problemas no abastecimento de alimentos e combustível em toda a região. Conforme destacado pelo autor, o rio Paraguai atingiu, em 17 de março do referido ano, 6,58 metros, maior marca aferida pela Agência Fluvial de Cáceres – MT. Cabe salientar que o pico de cheia ocorreu um mês após o volume máximo de precipitação registrado em Cáceres naquele ano, o que reforça a importância das “chuvas de planalto”.

Conforme destacado por Clarke et al. (2003), historicamente, o Planalto que circunda o Pantanal, a partir da década de 1960, passou por profundas modificações causadas pela ocupação humana, especialmente a substituição da vegetação original por pastagens e por cultivos agrícolas. Essas alterações podem ter contribuído para a modificação do regime hidrológico e da produção de sedimentos nas bacias dos rios que correm para o Pantanal. Neves et al. (2011) atentam, ainda, para o fato de que esses dados são preocupantes, inclusive do próprio ponto de vista agropecuário, indicando a necessidade de uso e manejo adequado dos recursos naturais.

Grizio e Souza Filho (2010) atentaram para o incremento na descarga média anual do rio Paraguai – região de Cáceres até 1980. No segmento analisado pelos autores, desagua o rio Sepotuba, um dos seus mais importantes afluentes do sistema. Segundo os autores, tal fato é justificado pelo aumento da precipitação registrada nas séries históricas das estações meteorológicas. Contudo, os valores de descarga posteriores não podem ser explicados apenas pelas variações da precipitação, indicando que a ocupação e o uso da terra na bacia hidrográfica passaram a influenciar a relação entre a precipitação e a vazão.

Geralmente, os maiores impactos relacionados às mudanças de cobertura vegetal estão associadas à relação infiltração–escoamento em função de interferências na armazenagem da própria vegetação, do solo e nos fluxos fluviais. A perda de cobertura arbórea, em curto prazo, aumenta a perda de água do solo por transpiração, pois as raízes profundas das árvores são arrancadas, provocando também maior escoamento das águas na superfície do terreno, visto que a antiga vegetação e a manta amortecedora de folhas caídas foram substituídas pela terra nua ou por culturas com menor potencial de armazenagem. Logo, o mais provável é o aumento do fluxo direto da água para os rios (ROCHA e ANDRADE, 2012).

Silva et al. (2011) corroboraram para a discussão na medida em que avaliaram a evolução do desmatamento na bacia hidrográfica do Alto Paraguai – BAP. No período entre 1976-1984, ocorreu um salto no desmatamento em toda a bacia hidrográfica. A apropriação predomina no planalto, enquanto que na planície começa a ter maior expressão a partir de 1994, sobretudo devido ao setor pecuário. No ano de 2008, o

desmatamento na planície do Pantanal atingiu 12,14% de sua área, ao passo que no planalto havia atingido 58,90% (Figura 89). De qualquer modo, os percentuais atuais apontam que, se não houver ações de controle efetivas, a vegetação natural da região poderá ser suprimida até o ano de 2050 (SILVA et al., 2011).

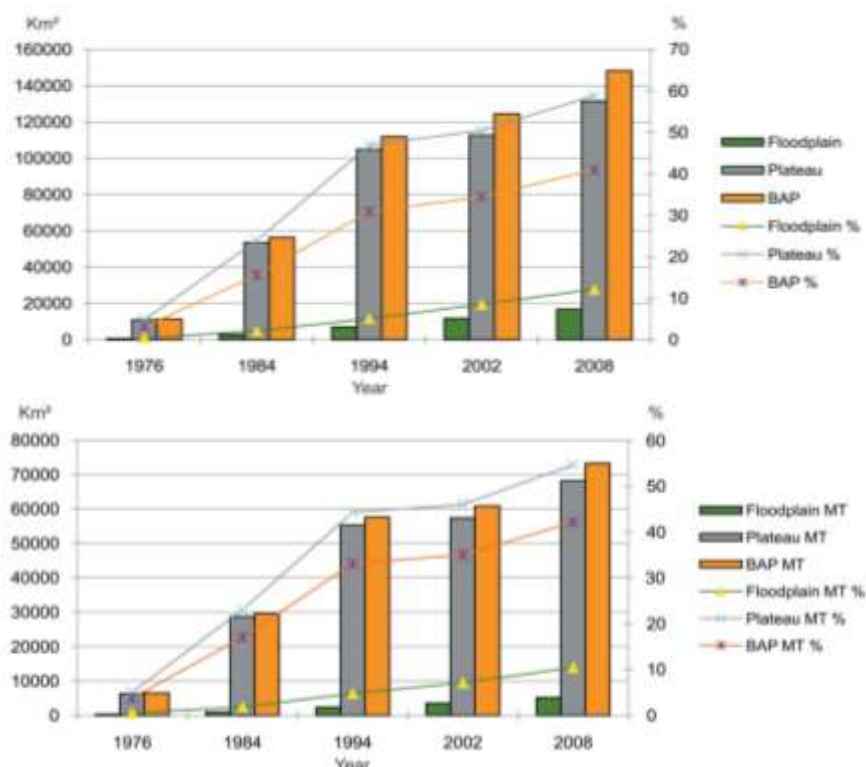


Figura 89. Acúmulo temporal das áreas desmatadas na bacia hidrográfica do Alto Paraguai – BAP referente ao período entre 1976-2008, com destaque para o estado de Mato Grosso
Fonte: Silva et al. (2011)

O estudo realizado por Clarke et al. (2003) apresenta a série mais longa registrada na bacia hidrográfica do rio Paraguai. Dessa forma, a partir de sua análise, os autores concluíram que a sequência de anos com cotas baixas durante a década de 1960 se destaca claramente na série, assim como o retorno às cotas altas no período posterior paralelo ao avanço do setor agropecuário. Assim, identificaram três períodos em Ladário: (a) a série de 1900 a 1960; (b) a série de 1961 a 1970 ou 1971; (c) a série após 1971. Além das mudanças nos valores médios, é interessante investigar a ocorrência de mudanças na estrutura correlacional dos valores de cota máxima e cota mínima.

Nesse sentido, concomitantemente às mudanças na cobertura vegetal, o comportamento do regime de *runoff* (descargas) na bacia hidrográfica do rio Sepotuba também apresentaram expressivas alterações entre 1970-2018, conforme observado em relação às vazões máxima, média e mínima, sobretudo com maiores magnitudes e oscilações (vazões máximas) entre 1993-2018 (Figura 90). Os dados de vazão indicaram que as oscilações, com aumento de magnitude, se deram em consonância com a

dinâmica de uso e ocupação da terra. Silva (2020) apresenta um aumento quantitativo nas áreas destinadas às monoculturas e à pecuária na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, de modo que nos anos 1988, 1998, 2008 e 2018 ambas as classes aumentaram progressivamente.

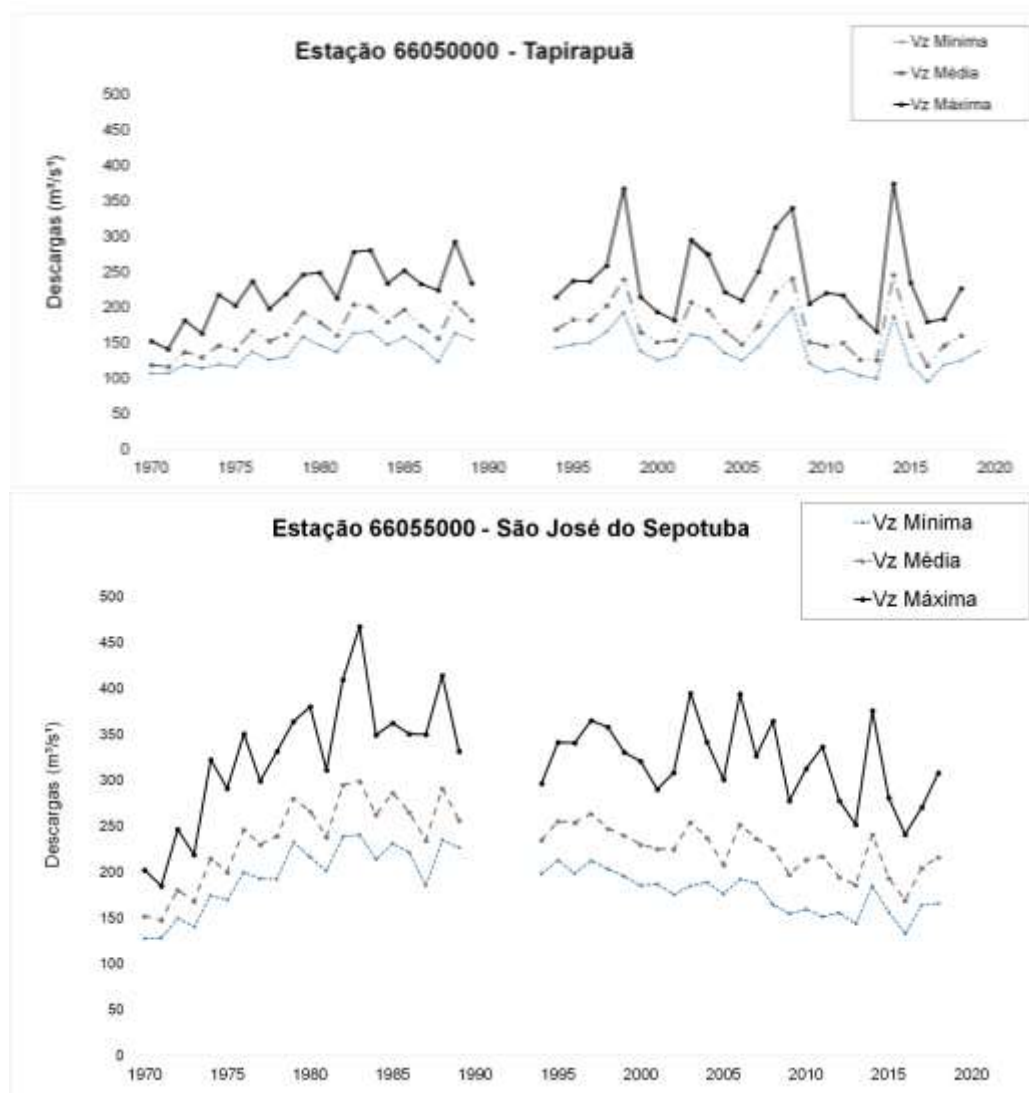


Figura 90. Série histórica dos débitos médios, máximos e mínimos anuais no rio Sepotuba, referente ao período entre 1970-2018, em Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Conforme ressalta Rocha (2010), esses aspectos de avaliação tornam-se importantes devido às interações entre o homem e o ambiente, cujos resultados geralmente promovem alterações nos aspectos de intensidade e qualidade da relação precipitação-descargas na bacia hidrográfica. No caso específico da vazão média do rio Sepotuba, foram identificados, pelo menos, três períodos hidrológicos, considerando a série de dados utilizada (Figura 91).

Nota-se o aumento progressivo das descargas em ambas as estações fluviométricas entre 1970-1985, sendo bem expressivo a jusante, próximo ao sistema rio-planície de inundação (Figuras 91 e 92). O aumento da descarga média no período hidrológico de 1970-1985 coincide com a expansão das atividades monocultoras na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, estado de Mato Grosso, bem como com o comportamento do rio Paraguai (CLARKE et al., 2003; GRIZIO e SOUZA FILHO, 2010). Esse fato configura importante elemento nas mudanças de suas paisagens, quando da retirada da cobertura vegetal, como também no comportamento hidrológico de seu sistema a partir da evapotranspiração e do escoamento superficial.

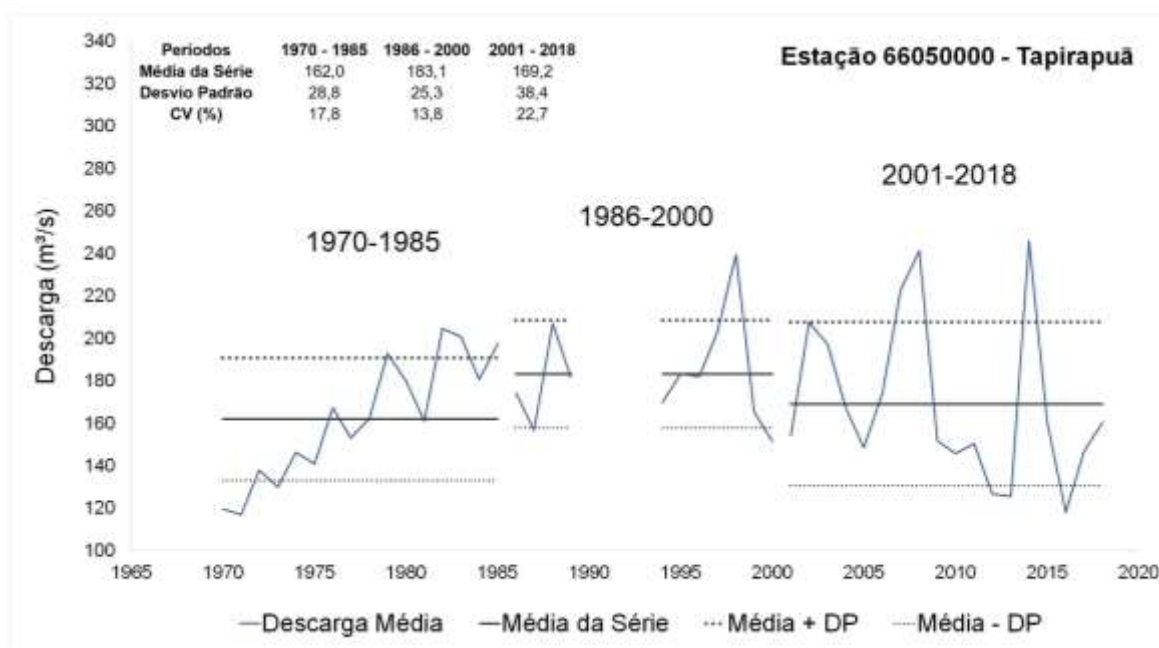


Figura 91. Gráfico apresentando a variabilidade das vazões médias anuais do rio Sepotuba na estação fluviométrica de Tapirapuã (66050000)

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

No segundo período hidrológico, ocorreram oscilações da precipitação na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, o que pode explicar a mudança do regime hidrológico. Contudo, na segunda metade dos anos de 1986-2000, observa-se comportamento inverso nas estações fluviométricas. O terceiro período se caracteriza por apresentar maiores magnitudes de fluxo e maior variabilidade interanual, sobretudo na estação Tapirapuã. Por sua vez, na estação fluviométrica São José do Sepotuba, observa-se a progressiva diminuição da vazão entre 2001-2018 (Figura 92).

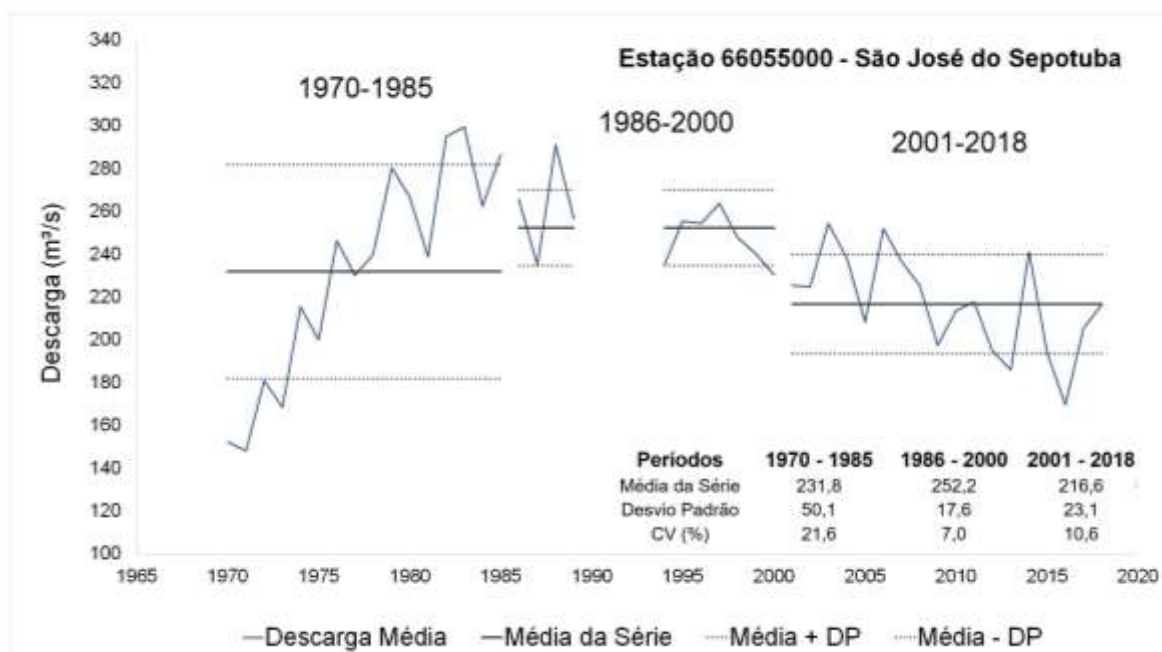


Figura 92. Gráfico apresentando a variabilidade das vazões médias anuais do rio Sepotuba na estação fluviométrica São José do Sepotuba (66055000)

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, verifica-se a mesma tendência apresentada na bacia hidrográfica do Alto Paraguai, ou seja, aumento no uso e ocupação da terra no que se refere ao avanço do setor agropecuário. Desse modo, é importante considerarmos os impactos da expansão agropecuária, principalmente no baixo curso do rio Sepotuba (Baixo Sepotuba), a partir das respostas hidrológicas do canal principal e da planície de inundação.

Conforme abordado no Capítulo 5, nos Setores Geomorfológicos A e B, constata-se que o canal principal do rio Sepotuba não apresentou mudanças morfológicas no que se refere à migração, ao abandono de canal, entre outros mecanismos, e que predominam processos erosivos em suas margens. Contudo, as principais alterações são de ordem hidrológica, com a clara diminuição do volume de água disponível no sistema (vazões médias anuais) com reflexos na planície de inundação (Figura 93). Cabe lembrar, ainda, o avanço dos usos e ocupação da terra pela pecuária nos Terraços Fluviais e na própria Planície de Inundação em ambos os Setores Geomorfológicos.

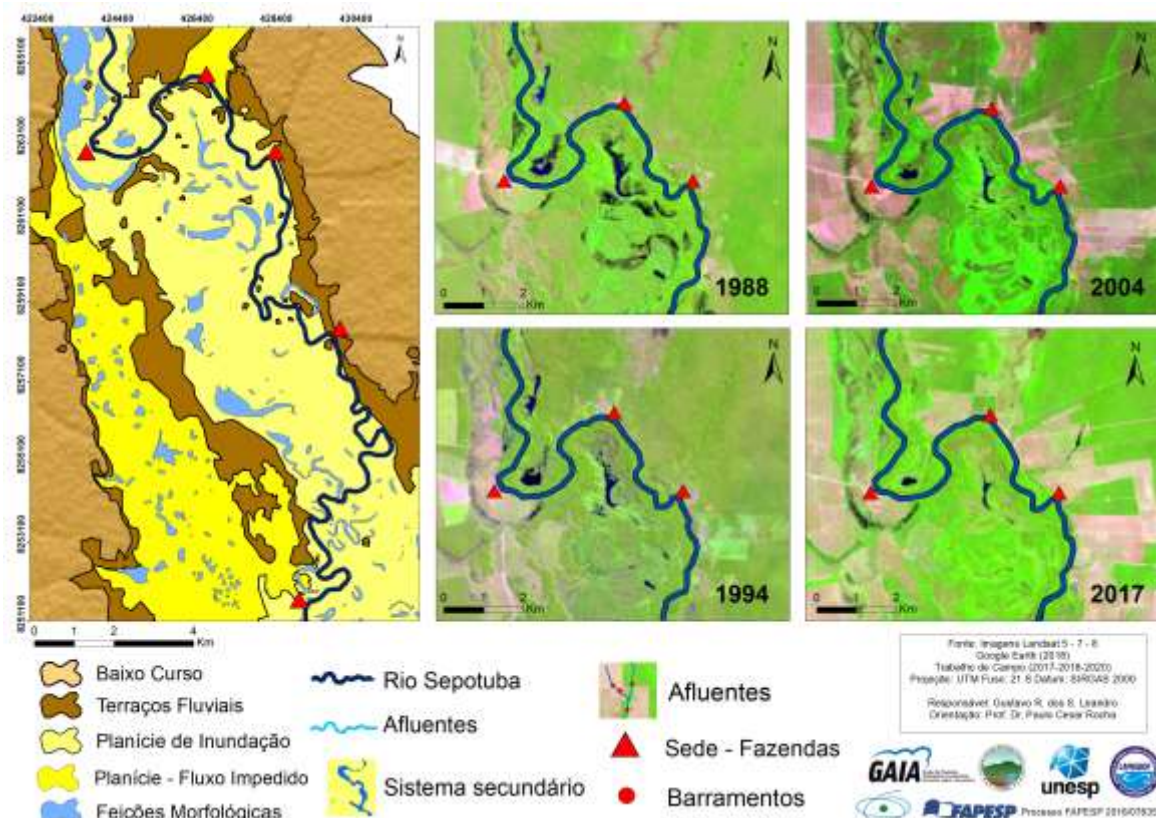


Figura 93. Análise das mudanças na paisagem com o avanço dos usos da terra e reflexos no sistema rio-planície de inundação no Trecho 1 do Setor Geomorfológico B

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

A análise inicial tem como ponto de partida os dados morfológicos referentes ao total de feições morfológicas e à somatória de suas áreas. No ano de 1988, considerado chuvoso, com precipitação acima da média histórica e vazão acima de DP (1970-2018), portanto de altos fluxos no canal, verificou-se a existência de 13 feições morfológicas no Trecho 1 e de 28 feições morfológicas no Trecho 2, ocupando uma área total de 6,48 km².

Por sua vez, no ano de 2017, considerado seco, com total precipitado abaixo da média histórica (1970-2017), foram mapeadas 6 e 12 feições morfológicas, respectivamente nos Trechos 1 e 2, revelando uma diminuição quantitativa de 7 e 16 feições morfológicas nesse período. Ainda entre 1988-2017, a redução areal das feições morfológicas foi na ordem de 81,11% (Trecho 1) e de 70,37% (Trecho 2). No sistema secundário do Setor Geomorfológico C, a redução no número de feições morfológicas também ocorre, bem como diminuição da área total (Tabela 24).

Tabela 24. Dinâmica das feições morfológicas presentes no Setor Geomorfológico B e C

Ano	Setor Geomorfológico B				Setor Geomorfológico C	
	Trecho 1		Trecho 2		Sistema Secundário	
	<i>n.</i>	<i>km²</i>	<i>n.</i>	<i>km²</i>	<i>n.</i>	<i>km²</i>
1988	13	2,70	28	3,78	19	1,52
1994	14	0,80	21	1,43	19	1,13
2004	15	0,88	20	1,39	22	1,04
2017	06	0,51	12	1,12	08	0,63

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Tais correlações são bem expressas quando consideramos o fluxo no canal, pois no ano de 1988 a vazão média na estação fluviométrica de São José de Sepotuba foi de $291 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (acima da média DP), ao passo que no ano de 2017 foi registrada vazão média de $205,1 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (abaixo da média da série histórica). Cabe salientar, ainda, que no ano anterior o comportamento da chuva e vazão apresentaram dados com valores menores aos registrados em 2017. Isso ocorre porque o período de seca anterior pode refletir no comportamento da vegetação com sua sucessão e disponibilidade de água no sistema. Dessa forma, no Trecho 1, feições morfológicas, como as lagoas, tiveram suas áreas progressivamente reduzidas entre 1988-2017 (Figura 90).

Já no Trecho 2 do Setor Geomorfológico B, as lagoas e baías não só tiveram suas áreas reduzidas, como também perderam a conectividade entre si – antes realizada através de paleocanais e de áreas úmidas como as bacias de inundação formadas pelo acúmulo de água. Nota-se que, no Trecho 2, os arranjos produtivos discutidos anteriormente também colaboram para as mudanças registradas na planície de inundação. Isso decorre do fato de que, nas grandes propriedades rurais, intervenções diretas e indiretas nos canais fluviais e seus ambientes alteram os fluxos dos afluentes que contribuem para a manutenção das áreas úmidas.

Nesse sentido, observa-se a supressão da cobertura vegetal até os limites dos sistemas rio-planície de inundação e no entorno dos afluentes de primeira a terceira ordem. Além disso, associados à retirada da cobertura nativa, pequenos barramentos são construídos ao longo desses canais afluentes. Logo, algumas feições morfológicas presentes no sistema, que também são mantidas por infiltração e flutuação do lençol freático (ocorrência de plintossolos no Setor Geomorfológico B), perderam umidade e área ao longo dos anos no Trecho 2 (Figura 94).

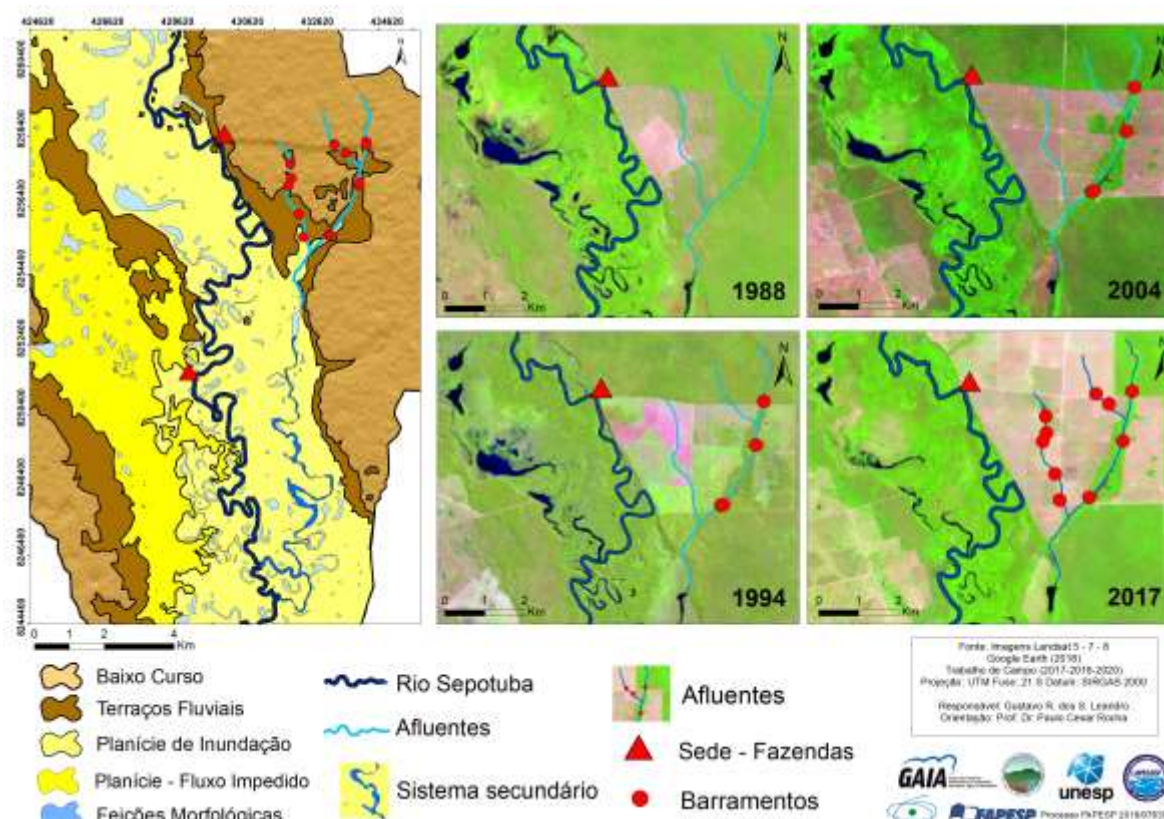


Figura 94. Análise das intervenções nos afluentes do sistema rio-planície de inundação e mudanças nas feições morfológicas presentes no Trecho 2 do Setor Geomorfológico B
Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Portanto, as mudanças na paisagem da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, a partir das relações socioambientais, geram efeitos no sistema fluvial (aumento das áreas de Floresta Aluvial, por exemplo, conforme discutido no Capítulo 4) devido à dinâmica do aporte de água e sedimentos. Na Figura 95, evidencia-se, a partir do comportamento das feições morfológicas e do canal principal, alterações no sistema. Entre 1988-2017, houve a diminuição em quantidade de feições morfológicas, bem como na área das feições morfológicas atuais e em suas conexões, principalmente quando analisada a dinâmica do sistema secundário, conectado ao sistema principal, e abastecido por afluentes com barramentos.

No Setor Geomorfológico C, a hidrodinâmica do sistema secundário depende diretamente da entrada de água por transbordamento a partir dos pulsos de inundação no período de cheia. Logo, a diminuição da água no sistema tem comprometido a sua manutenção, sobretudo nos períodos de seca. Além das mudanças hidrológicas, as intervenções nos canais fluviais a montante (Setor Geomorfológico B – Figura 93) têm importante papel em sua manutenção.

A construção de pequenos barramentos tem relação direta com o aporte de água dos afluentes pela margem esquerda para o sistema rio-palície de inundação. Nesse sentido, nota-se que no sistema secundário a redução areal foi de 58,55% entre 1988-2017 em decorrência do barramento de afluentes, assim como percebem-se mudanças na vazão – em queda no terceiro período hidrológico de 2001-2018. Nesse período, entre 2004-2017, ocorreu a redução em número das feições morfológicas de 22 para 08 (Tabela 24 e Figura 95).

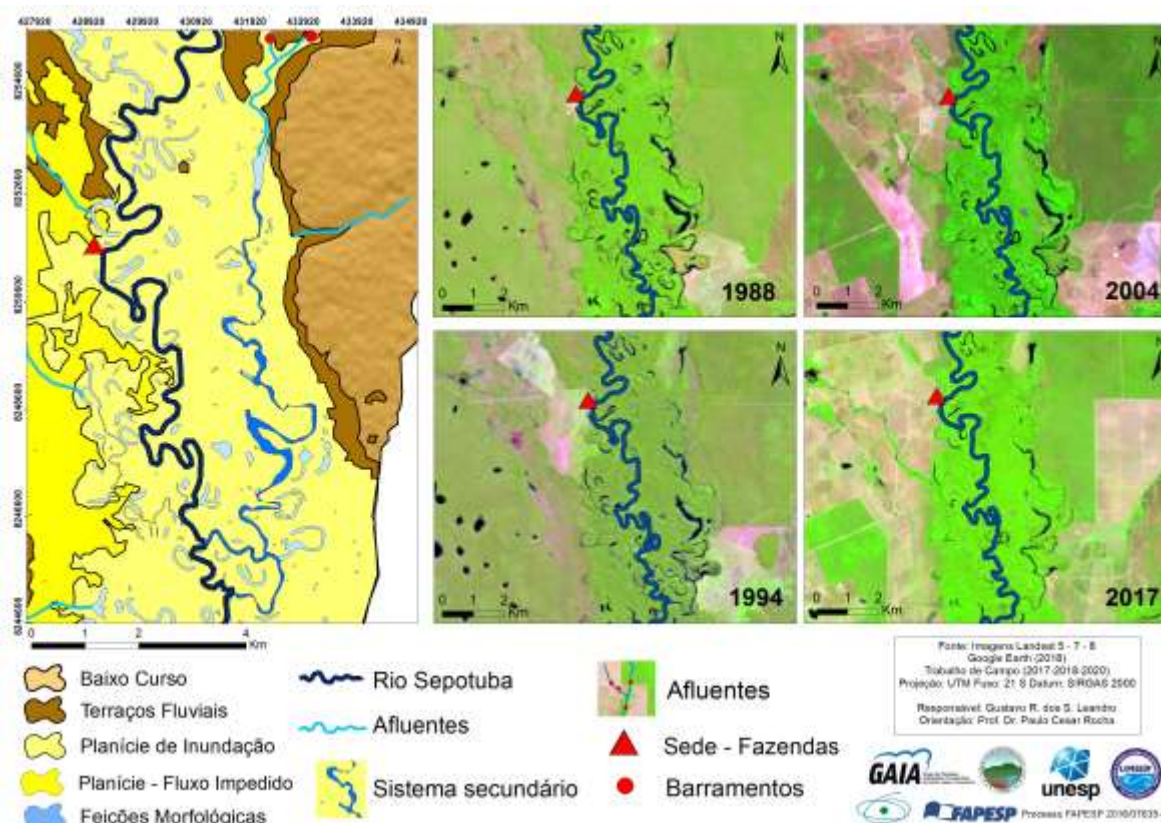


Figura 95. Análise das mudanças no sistema secundário do Setor Geomorfológico C associado as intervenções nos afluentes no Trecho 2 do Setor Geomorfológico B a montante

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020).

Dessa forma, o Setor Geomorfológico C apresentou expressivas mudanças morfológicas que contribuíram para sua evolução. Cabe ressaltar a diminuição da extensão do canal, conseqüentemente de sua sinuosidade, bem como alterações na inflexão de meandros, comprimento de onda e amplitude. Destacam-se, mais recentemente, no último período hidrológico, os processos deposicionais, durante os ciclos intranuais, associados à sazonalidade e ao aporte de sedimentos.

As oscilações nas descargas entre 1986-2000, segundo período hidrológico, e a redução das vazões no rio Sepotuba, sobretudo entre 2001-2018, terceiro período hidrológico, também podem ter relação com o controle de importantes afluentes, como os

rios do Sapo e Juba, a partir da construção de barramentos para a produção de energia hidrelétrica, juntamente com a expansão agropecuária.

É importante lembrarmos que as duas primeiras barragens no rio Juba, um dos principais afluentes da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, foram contruídas entre 1994-1995 e que, em 2008, compondo o Complexo Hidrelétrico Juba, foi construído o terceiro barramento, e, menos de um ano depois, em 2009, o quarto e último lago foi formado. No rio do Sapo, o empreendimento hidrelétrico foi construído mais recentemente em sua foz, e o lago foi formado no ano de 2015, segunda metade da segunda década do século XXI (Tabela 25).

Tabela 25. Área de drenagem contribuinte do rio Sepotuba controladas por empreendimento hidrelétricos

Sub-bacia hidrográfica	Área em km ²	Percentual em %
4 – Rio do Sapo	547,39	5,56
6 – Rio Juba	2.278,64	23,18
TOTAL	2.826,03	28,74

Fonte: Trabalho de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Obviamente, as relações entre os barramentos, e as alterações na vazão precisam ser melhor investigadas. Contudo, as mudanças no sistema do rio Juba reverberam impactos a jusante, principalmente por se tratar da última sub-bacia hidrográfica a montante do Baixo Sepotuba (sua foz encontra-se a ± 15 km da Estação Fluviométrica São José do Sepotuba). Destaca-se o fato de que este é o afluente mais próximo ao sistema rio-planície de inundação no baixo curso, a uma distância de ± 50 km, e que apresenta intervenções diretas em seus canais fluviais.

Na Tabela 26, é possível observar as conectividades entre as variáveis da bacia hidrográfica do rio Sepotuba (chuva e uso da terra – ocupação agrícola e pecuária associada à supressão das coberturas vegetais nativas) com as variáveis do canal (vazão e morfologia).

No primeiro período hidrológico, nota-se que o aumento do fluxo no canal, inicialmente, ocorreu em consonância com as chuvas interanuais. Contudo, no início dos anos de 1980, o crescimento nos índices de desmatamento na bacia hidrográfica do rio Sepotuba passou a contribuir com a entrada de água no sistema. O Desvio Padrão da vazão em ambas as estações fluviométricas, mas principalmente na Estação São José do Sepotuba, indicam tal correlação.

Do ponto de vista morfológico, algumas variáveis indicam que, entre o primeiro e o segundo período hidrológico, a evolução do canal se deu em resposta à maior energia no sistema. Entre 1967-1988, observam-se variações com o aumento e diminuição na

extensão do canal, bem como na inflexão e amplitude dos meandros em diferentes trechos do canal no Setor Geomorfológico C. Associadas à redução no comprimento de onda, tais variações resultaram nas mudanças temporais e espaciais no sistema rio-planície de inundação a partir de importantes mecanismos, como corte de meandro e migração lateral, bem como mudanças complexas, conforme discutido no Capítulo 5.

A partir do segundo período hidrológico, não só as variáveis do canal como a morfologia e a vazão apresentaram alteração. Entre 1986-2000, o Desvio Padrão da vazão diminuiu em relação ao período anterior; contudo, houve o aumento da vazão média. Há destaque também para as chuvas, que apresentaram o maior Coeficiente de Variação, com 15,66%. Logo, a introdução das monoculturas de fato tem exercido influência nas vazões anuais, assim como podem estar contribuindo para as alterações na ocorrência das chuvas, principalmente entre os anos de 1986-2000.

No terceiro período hidrológico, o percentual de ocupação agropecuária referente ao ano de 2016 correspondeu a 49,02% da área total da bacia hidrográfica do rio Sepotuba. Contudo, Silva (2020) aponta aumentos na pecuária e agricultura que, somados, ultrapassam 63%, referentes ao ano de 2018. Nesse sentido, cabe destacar a redução das chuvas interanuais, com Coeficiente de Variação (CV) de 13,23%, menor que no período anterior, porém acima do que o registrado no primeiro período hidrológico. Em resposta, conseqüentemente, as vazões em ambas as estações foram as menores ao longo da série, com Desvio Padrão e Coeficiente de Variação abaixo apenas dos valores registrados no primeiro período.

Nota-se que, durante o último período hidrológico, não só diminuíram a sinuosidade e a extensão do canal, sobretudo nos Trechos 2 e 3, como também as variáveis dos meandros no Trecho 1 do Setor Geomorfológico C, com destaque à inflexão. Contudo, as mudanças morfológicas no canal têm ocorrido em resposta à dinâmica hidrossedimentar, uma vez que o aumento na entrada de sedimentos produzidos na bacia hidrográfica e a diminuição das vazões anuais têm contribuído para a formação dos depósitos de canal.

Como resultado no Trecho 2, verificam-se mudanças complexas com a sobreposição temporal do canal, bem como a formação das barras convexas e a ocorrência de diques marginais. Já no Trecho 3, ocorreram avulsão e migração do fluxo associadas à diminuição da extensão e sinuosidade do canal, sendo que nos últimos anos, ao longo dos ciclos sazonais, registra-se o abandono do antigo canal a partir da dinâmica hidrossedimentar atual.

Tabela 26. Síntese das interações hidromorfoodinâmicas por período hidrológico na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Período Hidrológico			
Chuva Regional	1970-1985	1986-2000*	2001-2018**
Média	1.773,70	1.798,26	1.591,64
DP	181,03	281,53	210,60
CV (%)	10,21	15,66	13,23
Uso e ocupação da terra (%)	1986	1998	2016
Agricultura	10,03	21,53	14,61
Pecuária	19,39	20,07	33,43
Vegetação	70,54	57,89	51,58
Vazão (Q) Tapirapuã	1970-1985	1986-2000	2001-2018
Média	161,99	183,11	169,18
DP	28,75	25,34	38,42
CV (%)	17,75	13,84	22,71
Vazão (Q) São José do Sepotuba	1970-1985	1986-2000	2001-2018
Média	231,8	252,2	216,6
DP	50,1	17,6	23,1
CV (%)	21,6	7,0	10,6

Setor Geomorfológico C

Morfometria do canal	Primeiro Período 1967	Segundo Período 1988 1994	Terceiro Período 2004 2017
Trecho 1			
Extensão (km)	15,96	15,67 16,42	15,19 15,08
Sinuosidade	2,17	2,12 2,23	2,06 2,04
Trecho 2			
Extensão (km)	5,24	5,67 5,91	5,36 4,88
Sinuosidade	1,89	2,08 2,16	1,99 1,96
Trecho 3 - Canal Fluvial 1 (Oeste)			
Extensão (km)	7,69	6,86 6,06	6,20 6,29
Sinuosidade	2,52	2,25 1,99	2,03 2,06
Trecho 3 - Canal Fluvial 2 (Leste)			
Extensão (km)	4,37	4,67 4,65	4,6 4,58
Sinuosidade	1,43	1,53 1,52	1,51 1,5

*Construção do Complexo Hidrelétrico Juba. **Ampliação do Complexo Juba e Construção da PCH do Sapo.
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Nesse contexto, as variáveis dependentes, positivamente correlacionadas com o comportamento médio das chuvas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, foram a Vazão Média, seguida de seu Desvio Padrão. Observa-se forte correlação entre a variável determinante - Pmed e variável dependente – Qmed ($R^2 = 0,89$), ou seja, há dependência significativa entre as mesmas, enquanto que, Pdp apresenta correlação média com o fluxo de água no rio Sepotuba ($R^2 = 0,69$ para Qdp). Por sua vez, Pcv apresentou uma associação muito fraca a média – moderada em relação a Qmed com $R^2 = 0,45$. Assim, podemos considerar o valor de R como indício de uma associação entre as variáveis sem muito significado.

Os fatores desmatamento, manejo do solo, alteração no regime pluviométrico (intensidade e sazonalidade) merecem atenção pois, conceitualmente, se relacionam

direta ou inversamente com o regime hidrológico do rio (ROCHA e TOMMASELLI, 2012). Desse modo, em relação ao comportamento do Desvio Padrão e Coeficiente de Variação da Chuva e Vazão obteve-se correlação inversamente negativa entre as respectivas variáveis ($R^2 = -0,90$ a $-1,0$). Logo, outros fatores da bacia hidrográfica como as influências dos usos e ocupação da terra corroboram para o comportamento da vazão na bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Nota-se que, o aumento das áreas ocupadas pela Pecuária, acarretou em correlação inversamente proporcional a variável Qmed ($R^2 = -0,84$). Por sua vez, a redução da cobertura vegetal apresentou correlação positiva com Qmed, ainda que média ($R^2 = 0,51$). Consequentemente, observa-se correlações entre o avanço da Agricultura com as variabilidades na Vazão ($R^2 = -0,87$ para Qdp e $-0,80$ para Qcv). Conforme apontam Rocha e Tommaselli (2012) o desmatamento leva a um aumento no escoamento superficial e isso acarreta maior variabilidade no fluxo do rio.

Tal efeito da retirada da vegetação nativa pode ser aferida na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, visto que, a Cobertura Vegetal apresentou correlação positiva com Qmed, sendo melhor expressa em Qdp e Qcv ($R^2 = 0,66$ e $0,60$ respectivamente) com correlação de média para forte pois, as variáveis mantêm dependência significativa. Nesse sentido, as alterações no regime hidrológico do rio Sepotuba, sobretudo as variabilidades, de fato passaram a ocorrer devido aos processos de desmatamento com supressão da cobertura nativa, substituída por áreas de pastagem e monoculturas (Tabela 27).

Tabela 27. Correlação espacial entre as variáveis da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, com a vazão no baixo curso

	Vazão - Qmed	Desvio Padrão - Qdp	Coeficiente de Variação - Qcv
Precipitação Média - Pmed	0,89	0,17	0,00
Desvio Padrão - Pdp	0,69	-0,90	-0,90
Coeficiente de Variação - Pcv	0,45	-0,99	-1,00
Agricultura - Agric	-0,19	-0,87	-0,80
Pecuária - Pec	-0,84	-0,25	-0,10
Vegetação Natural - Veg Nat	0,51	0,66	0,60

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos Leandro (2020)

No sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba percebe-se que a Vazão, enquanto variável resposta da bacia hidrográfica (chuva e usos da terra), influenciou diretamente na evolução do canal do rio Sepotuba quando consideradas sua extensão e

sinuosidade (variáveis dependentes). Nos Trechos 1 e 2 obteve-se correlação positiva entre Q_{med} e $Ext-Sin$, e que portanto, as variáveis mantêm dependência significativa. Desse modo, as mudanças na morfologia dos Trechos 1 e 2 são influenciadas de forma direta pela magnitude da vazão ($R^2 = 0,97$ e $0,66$). Entretanto, o Trecho 2 é mais sensível à sua variabilidade, principalmente a sinuosidade no Trecho 2 ($R^2 = -0,92$ e $-0,96$).

No Trecho 3 a morfologia também apresentou correlação com a variabilidade da Vazão (Q_{dp} e Q_{cv}), entretanto, os canais apresentam relações inversas (Tabela 28). No Canal principal do rio Sepotuba a correlação foi positiva (Q_{dp} e Q_{cv} com $R^2 = 0,90$ e $0,83$) com sua morfologia, enquanto que, no Canal secundário a correlação foi inversamente negativa, (Q_{dp} e Q_{cv} com $R^2 = -0,96$ e $-0,91$), mesma interação ocorrida no Trecho 2. Portanto, o Trecho 3B – Canal Principal está ativo, pois apresenta variáveis diretamente proporcionais, enquanto que, no Trecho 3A – canal secundário o aumento dos valores de Q_{dp} e Q_{cv} (variável determinante) implica na redução dos valores da variável dependente (variáveis inversamente proporcionais). Isso implica também na inversão da dinâmica dos dois canais devido a migração do fluxo do então Canal Secundário (Trecho 3A) para o atual Canal Principal (Trecho 3B).

Tabela 28. Correlação espacial entre as variáveis do sistema rio-planície de inundação no baixo curso do rio Sepotuba

	Tr1Ext	Tr1Sin	Tr2Ext	Tr2Sin	Tr3ExtP	Tr3SinP	Tr3ExtS	Tr3SinS
Q_{med}	0,98	0,97	0,80	0,66	0,18	0,14	0,00	0,01
Q_{dp}	-0,10	-0,07	-0,82	-0,92	0,88	0,90	-0,95	-0,96
Q_{cv}	-0,22	-0,20	-0,88	-0,96	0,81	0,83	-0,91	-0,91

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos Leandro (2020)

Os resultados obtidos, ainda indicam que houveram significativas variabilidades no regime hidrológico quando considerada a escala temporal na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, sobretudo no primeiro período hidrológico, sendo retomadas no último e atual período hidrológico. Por sua vez, nota-se o aumento na magnitude da vazão entre 1986-2000 (Figura 96). Dessa forma, o mais importante controle da morfologia do canal se dá através do regime de fluxos, que por sua vez resulta da relação entre as variáveis da bacia hidrográfica, e no caso do rio Sepotuba está nitida as interações entre os usos da terra, que somado as precipitações influenciam diretamente nas mudanças morfológicas do sistema rio-planície de inundação no baixo curso por intermédio das vazões, e aporte de sedimentos.



Figura 96. Estatística do comportamento das vazões ao longo das séries históricas e períodos hidrológicos na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos Leandro (2020)

Considerando os períodos hidrológicos identificados, nota-se diferentes relações entre as variáveis da bacia hidrográfica do rio Sepotuba com o seu sistema rio-planície de inundação no baixo curso (Tabela 29). Desse modo, no Trecho 1 as variáveis diretamente proporcionais caminham no mesmo sentido, ou seja, o aumento dos valores de P_{med} implica na resposta de Q_{med} , e na variável dependente – Sinuosidade ($R^2 = 0,97$). Inversamente, o aumento das áreas destinadas a Pecuária ao longo do tempo, também contribuíram para os ajustes do Trecho 1, com dependência significativa em relação a Vegetação Natural ($R^2 = -0,95$ e $0,70$).

No Trecho 2, as variabilidades na chuva ($R^2 = 1,00$ para P_{dv} e $0,97$ para P_{cv}), somado a expansão agrícola ($R^2 = 0,60$), apresentaram correlação positiva com a sinuosidade. Desse modo, nota-se que a vazão (variável resposta da apropriação na bacia hidrográfica do rio Sepotuba) inversamente tem relação direta com a sinuosidade do canal, principalmente no que se refere a sua variabilidade ($R^2 = -0,92$ e $-0,96$). Petts e Foster (1990) destacam que mudanças progressivas na morfologia e operação do sistema podem ocorrer se mudanças nos *inputs* ou degradação interna do sistema ocorrerem, bem como autoregulação ou trocas negativas (*feedback*) podem ocorrer criando um novo estado de equilíbrio entre as formas e os processos.

Nesse contexto, a sinuosidade do canal no Trecho 3 tem relação direta com a variabilidade de Q_{dp} e Q_{cv} , principalmente no Canal Principal. Nota-se ainda que as variáveis determinantes relacionadas as classes de uso da terra, sobretudo a Agricultura

($R = -1,0$), tiveram correlações inversamente negativas nesse Trecho do canal. O que significa dizer que, o aumento das áreas destinadas ao setor agropecuário de fato pode ter contribuído para mudanças na entrada de água, e de sedimentos no sistema. No Canal Secundário a sinuosidade apresentou correlação positiva com todas as variáveis determinantes, ou seja chuva ($R = 0,90$ para P_{cv}) e uso/ocupação da terra ($R = 1,0$ para Agricultura), e inversamente para Q_{dp} e Q_{cv} ($R^2 = -0,96$ e $-0,91$).

Tabela 29. Correlação temporal entre a sinuosidade em resposta as variáveis da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

	Pmed	Pdp	Pcv	Agric	Pec	Veg Nat	Qmed	Qdp	Qcv
Tr1Ext	0,96	0,52	0,24	-0,40	-0,94	0,69	0,98	-0,10	-0,22
Tr1Sin	0,97	0,50	0,22	-0,40	-0,95	0,70	0,97	-0,07	-0,20
Tr2Ext	0,43	0,99	0,89	0,40	-0,35	-0,10	0,80	-0,82	-0,88
Tr2Sin	0,23	1,00	0,97	0,60	-0,15	-0,31	0,66	-0,92	-0,96
Tr3ExtP	0,62	-0,58	-0,80	-1,0	-0,69	0,94	0,18	0,88	0,81
Tr3SinP	0,58	-0,62	-0,82	-1,0	-0,65	0,92	0,14	0,90	0,83
Tr3ExtS	-0,46	0,72	0,90	1,0	0,54	-0,86	0,00	-0,95	-0,91
Tr3SinS	-0,45	0,73	0,90	1,0	0,53	-0,85	0,01	-0,96	-0,91

Fonte: Dados de gabinete (2020). Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos Leandro (2020)

Com relação à forma, a principal característica do canal meandrante, de fato, é a sinuosidade que, por sua vez, tem relação direta com a extensão do canal (STOLUM, 1996; HOOKE, 2007). Nesse contexto, observa-se que a maior variabilidade tende a maior sinuosidade a jusante (3A) no primeiro período hidrológico, por sua vez, no segundo período hidrológico com o aumento vazão/menor variabilidade nota-se sua diminuição, bem como da extensão do canal a jusante. Apesar da similaridade dos mecanismos de mudanças do canal, a diferença na escala temporal da transformação da morfologia denota um *delay* relacionado a sinuosidade entre os Trecho 1 e 2 em relação ao Trecho 3 no segundo período hidrológico (Figura 97).

Dessa forma, nota-se que há maior sincronia entre os Trechos 1 e 2 na resposta à variabilidade hidrológica entre o segundo e o terceiro período, o que pode indicar um novo equilíbrio fluvial. Contudo, no Trecho 1 a sinuosidade tem correlação positiva com Q_{med} , enquanto que, no Trecho 2 tal correlação diminui sendo mais expressiva a relação inversamente negativa com Q_{dv} e Q_{cv} . Podemos considerar nesse caso que, as mudanças no Trecho 2 ocorreram em resposta a avulsão recente, e migração da concentração do fluxo do Trecho 3A para Trecho 3B entre 1994-1995, segundo período hidrológico.

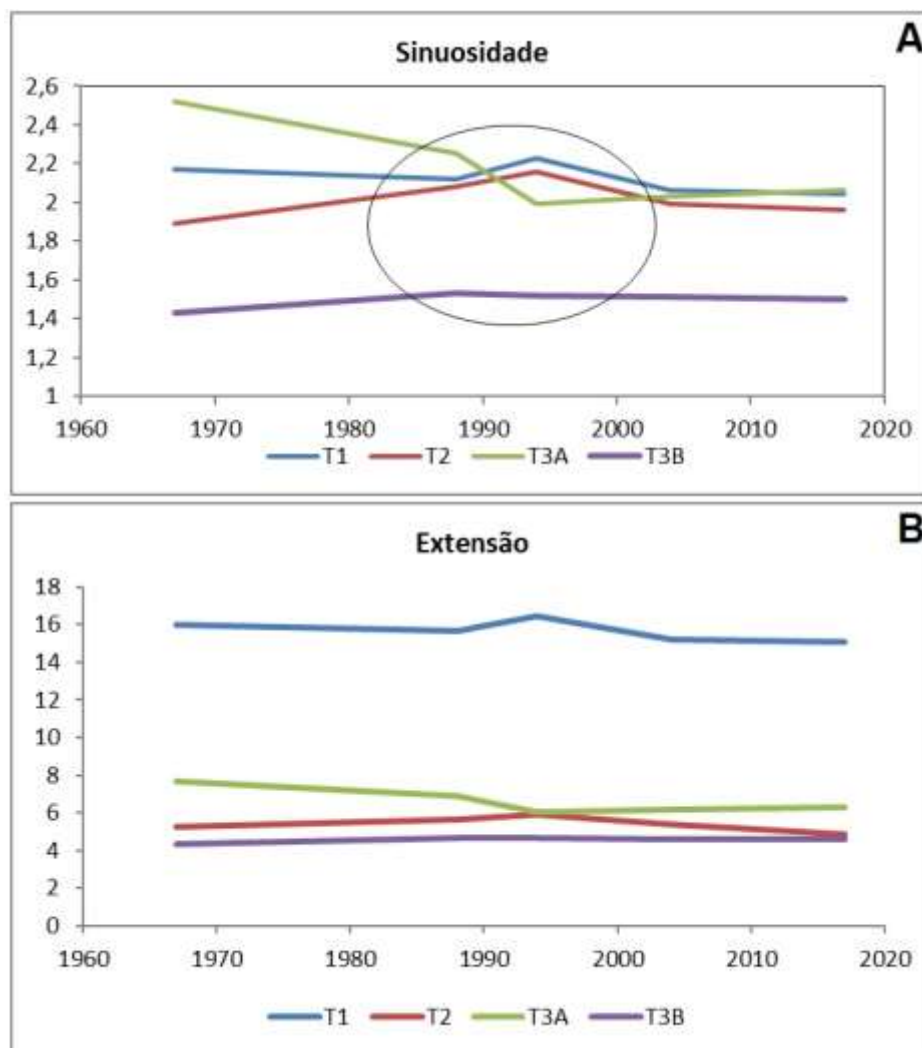


Figura 97. Simplificação da forma do canal do rio Sepotuba com a diminuição da sinuosidade (A) e alterações em sua extensão (B) entre 1967-2017

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos Leandro (2020)

A maior vazão no segundo período hidrológico e a menor variabilidade contribuíram para o aumento da amplitude a jusante e diminuição a montante. Logo, este parâmetro parece ter resposta mais rápida nos Trechos 1 e 2 e no Trecho 3B inversamente. Assim, podemos enunciar que o maior volume de água no segundo período hidrológico contribuiu para a evolução do Trecho 3B enquanto Canal Principal e para a simplificação do meandramento ao longo do terceiro período hidrológico, principalmente com os cortes de pêndulo e migração confinada.

Ainda, nota-se o aumento no Comprimento de Onda entre 2001-2018, somado a eliminação de meandros de amplitude moderada, principalmente com a formação de um único e grande meandro no Trecho 3B (Figura 98). Portanto, as mudanças morfológicas na busca de um novo equilíbrio fluvial foram bem expressas pelas alterações na sinuosidade do rio Sepotuba, pois muda a forma, e repercute na morfometria dos

meandros. Portanto, a progressiva diminuição da sinuosidade no rio Sepotuba entre 1967 e 2017 em todos os trechos indica o ajustamento do canal e os demais parâmetros morfométricos dos meandros reforçaram a intensa variação da forma do canal.

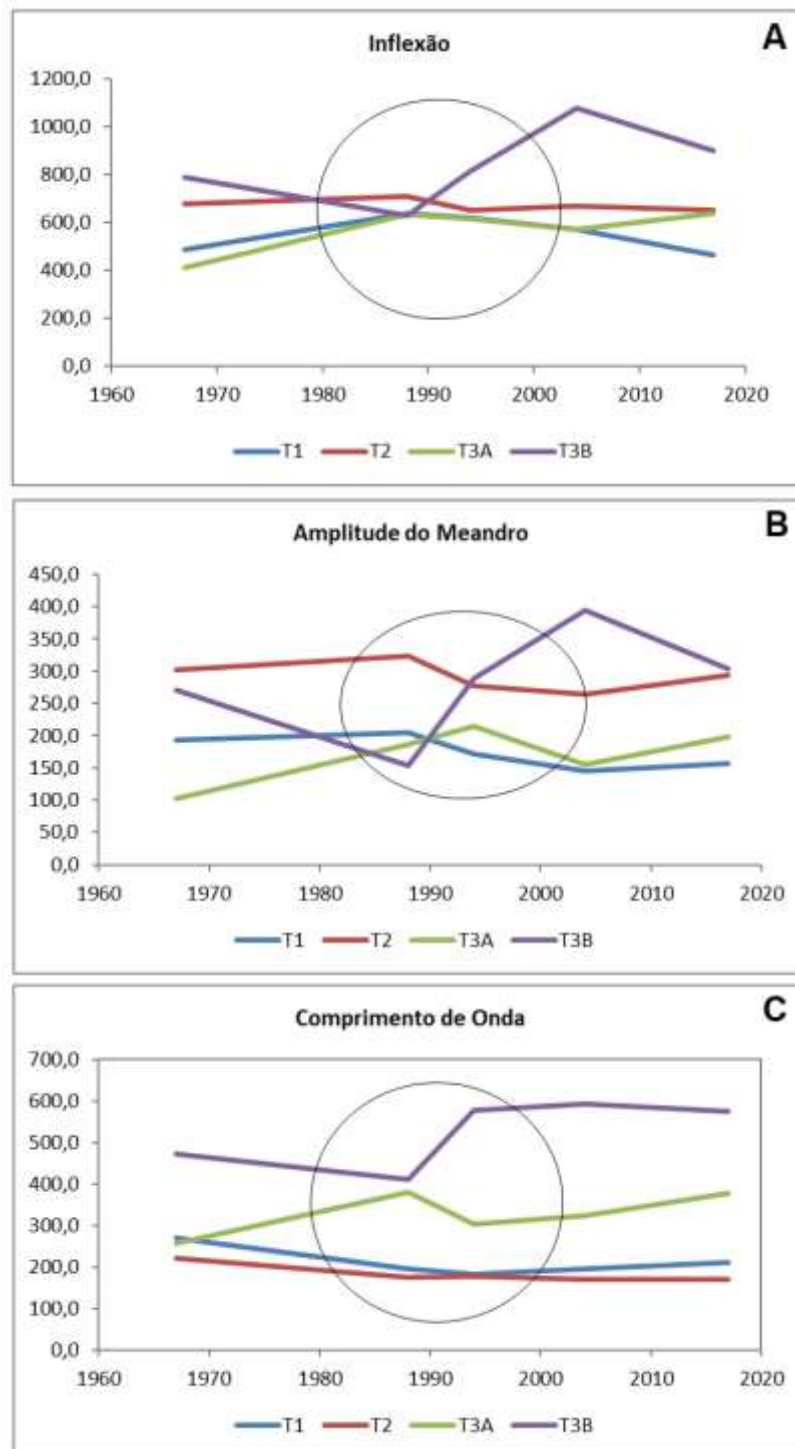


Figura 98. Variações morfométricas em meandros dos Trechos 1, 2 e 3
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos Leandro (2020)

Morais (2015) aponta para o fato de que, a diminuição da sinuosidade do canal, seguido de corte de pedúnculos, exerce importante controle na formação da planície e a

criação de áreas úmidas, como os lagos em ferradura. E ainda conforme discute o autor, barras em pontal no rio do Peixe são as unidades predominantes no canal e são intensamente retrabalhadas durante cada ano hidrológico. No caso do rio Sepotuba, nota-se sua ocorrência somado a evolução de depósitos como diques marginais e barras laterais, e no caso do Trecho 3A ainda ocorreram formas de leito e barras centrais.

Cabe salientar ainda a ocorrência e evolução de depósitos de sedimentos com a formação de barras convexas nos Trechos 1 e 2, e de barras laterais e diques marginais no Trecho 3. Nesse sentido, sua formação pode ser em resposta ao regime hidrológico do terceiro período hidrológico quando observa-se a diminuição de Q_{med} , e maior ocorrência de variabilidades. Fato corroborado por Moraes (2006) em estudo realizado no rio Araguaia quando constatou que, sob novas condições de fluxo hidrossedimentológico, o canal busca um ajuste para restabelecer novas condições de equilíbrio, e que tais mudanças podem ser atribuídas a modificações indiretas como mudanças no uso da terra.

Portanto, os sistemas fluviais são perpetuamente mutantes (dinâmicos), e várias são as formas provenientes de processos deposicionais e ajuste fluvial dos rios, seja ao longo de seu curso, de uma confluência ou na sua foz, como as planícies de inundação. Ao longo do tempo, desde respostas temporárias até mudanças evolutivas no sistema fluvial. Tanto pequenos ajustes ao longo de um ciclo hidrológico (cheia – vazante – cheia), quanto ajustes evolutivos do sistema, que estão em curso (ROCHA, 2011). Dessa forma, as mudanças morfológicas no rio Sepotuba tem relação direta com o comportamento do fluxo de água no sistema, que diminuiu sobretudo no terceiro período hidrológico, em relação aos períodos anteriores, e ao aumento no aporte de sedimentos.

Fenômeno parecido foi registrado no sistema hidrográfico dos rios Paranapanema e Paraná com a redução da cobertura vegetal nos estados de São Paulo e Paraná (ARAÚJO, 2011; SANTOS, 2018). Os Aguapeí e Peixe, afluentes do rio Paraná, também apresentam alterações em suas magnitudes interanuais desde o início da década de 1970, acompanhando o que apresentam os rios Paraná e Paraguai (GRIZIO e SOUZA FILHO, 2010; ROCHA e TOMMASELLI, 2012). O diferencial para o rio Paraná é que este ainda apresenta um achatamento dos picos de máxima e mínima desde o início da década de 1970, fato atribuído ao controle de fluxo pelos barramentos (UHEs) a montante que iniciaram a operação, coincidentemente, daquele período em diante (ROCHA, 2010; ROCHA e SANTOS, 2018).

Rocha e Santos (2018) discutem que o aumento do volume de água associado à pluviosidade e as intensas transformações no uso e cobertura do solo certamente colaboraram sinergicamente para o aumento da descarga, conforme constatado na bacia

hidrográfica do rio Paranapanema e Paraná. Além disso, destaca-se o controle dos padrões de vazões pelas barragens, constituindo um macrossistema antrópico regulador das vazões dos grandes rios, isto é, os débitos ao longo da calha dos rios sofrem uma descontinuidade pela regulação dos reservatórios durante o ano hidrológico (ROCHA e SANTOS, 2018).

Por fim, Rocha e Santos (2018) destacaram que a identificação de alterações no regime de fluxo natural pode ser um instrumento eficiente na tomada de decisão no que concerne às estratégias para a mitigação dos impactos nos (eco)sistemas adjacentes. Também, têm importância na identificação dos padrões de variabilidade climática e relacionamentos com os processos desencadeados nas vertentes (uso e ocupação) ou na própria rede hidrográfica (como a operação nas hidroelétricas e abastecimento público).

6.1.1. Sazonalidade das chuvas e as respostas do sistema com os pulsos de cheia e períodos de seca

As chuvas na bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai são sazonais, ocorrendo principalmente nos meses de verão (CLARKE et al., 2003). Contudo, embora o início da estação chuvosa seja em outubro, os primeiros reflexos de cheia são observados somente a partir de janeiro em virtude do atraso na resposta entre a precipitação e a cheia (PADOVANI, 2010). Logo, o Pantanal apresenta cheias e vazantes bem-definidas na hidrógrafo das estações fluviométricas enquanto resposta aos índices pluviométricos nos planaltos.

Na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, a partir do recorte intra-anual, verifica-se que a média da série histórica entre 1970-2018, referente à precipitação na estação pluviométrica de Tangará da Serra, ultrapassou 311,6 mm no mês de janeiro (Figura 99). Ademais, juntamente com os meses de dezembro e fevereiro, ocorreram os maiores volumes precipitados, marcando o período chuvoso com 860,4 mm. Os meses críticos para o regime hídrico são os meses de junho (14,4 mm), julho (11,6 mm) e agosto (25,6 mm), com uma média de 17,2 mm – comportamento típico na região dos cerrados (SOUSA, 1998).

Conforme enfatizam Dallacort et al. (2011), o comportamento da precipitação em Tangará da Serra possui variações anuais e mensais, constituindo duas estações bem definidas, uma seca, de maio a setembro, e uma chuvosa, de outubro a abril. Fenner et al. (2014) obtiveram resultados semelhantes em estudo sobre a caracterização das condições climáticas em Tangará da Serra. Segundo os autores, no município de

Tangará da Serra, os meses que apresentam maiores médias de precipitação foram janeiro (265,1 mm), dezembro (213,8 mm), fevereiro (210,6 mm) e março (196,6 mm) para o período de 2003-2010.

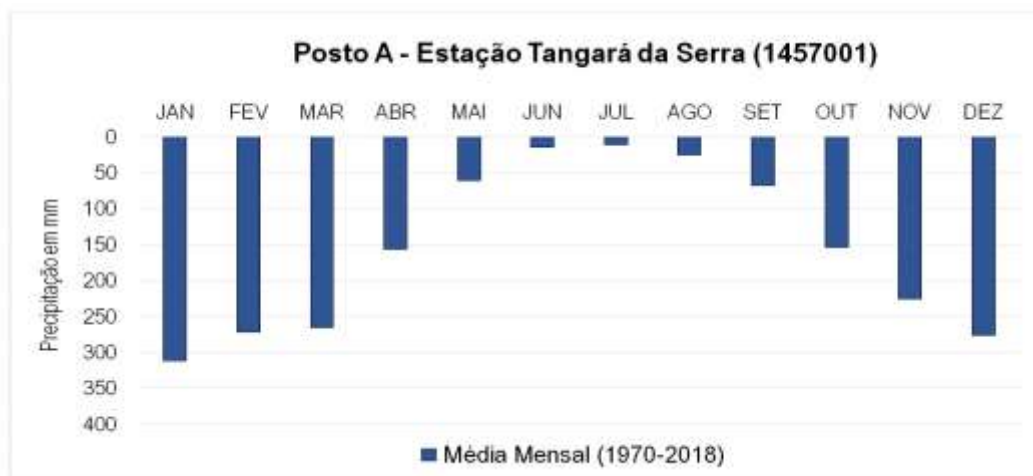


Figura 99. Médias mensais da precipitação referente ao período entre 1970-2018 em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Desse modo, deve-se considerar as transições entre estações de chuva e de seca, pois refletem diretamente nos períodos hidrológicos do rio Sepotuba (seca, enchente, cheia e vazante). No período entre setembro-novembro, as chuvas se iniciam com maior volume, e de março-maio as chuvas tendem a diminuir (Figura 100). Os períodos de transição são bem expressivos no Posto B – Tapirapuã, quando se observa a diminuição das chuvas entre dezembro e fevereiro, com redistribuição nos demais meses em comparação ao Posto A – Tangará da Serra.

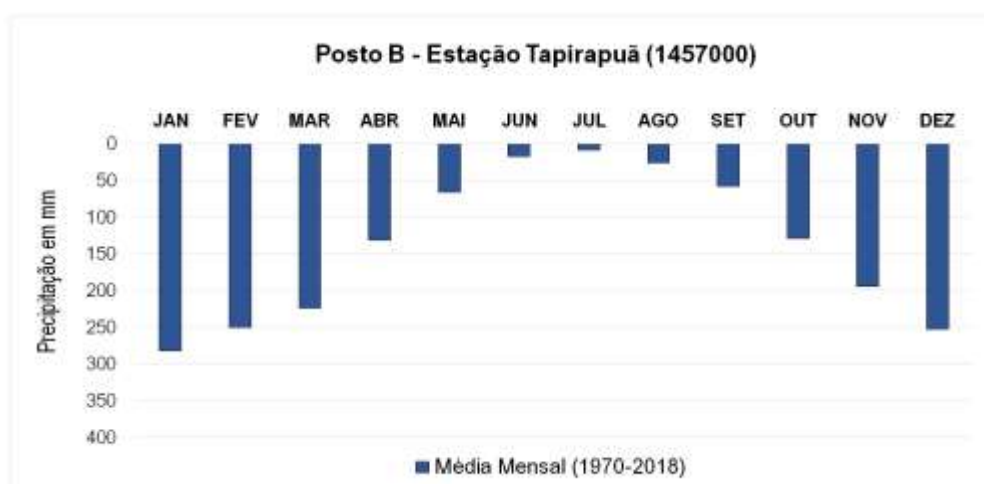


Figura 100. Médias mensais da precipitação a partir da série histórica entre 1970-2018 na estação pluviométrica de Tapirapuã em Tangará da Serra, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Em relação à distribuição mensal das chuvas, o período de dezembro a março é o mais chuvoso, entre 1970-2018, assim como foi constatado por Fenner et al. (2014). Entretanto, é importante destacar a redução do volume precipitado para os respectivos meses em relação ao período entre 2003-2010, conforme discutido por Dallacort et al. (2014). Tal redução apresenta consistência com os dados dos volumes totais anuais, que também apresentaram redução nos anos 2000, conforme discutido na presente tese a partir da série histórica entre 1970-2018. Cabe-nos salientar, ainda, que, no Posto C – São José do Sepotuba, as precipitações médias são mais expressivas dos meses de janeiro a março, ou seja, há o deslocamento de um mês em comparação aos comportamentos da chuva nos Postos A e B (Figura 101).



Figura 101. Médias mensais da precipitação a partir da série histórica entre 1970-2018 na estação São José do Sepotuba em Salto do Céu, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

A bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai pode ser dividida em uma região alta, denominada Planalto, e uma região baixa e plana, denominada Pantanal, que é temporariamente e parcialmente inundada pelo rio Paraguai e por seus principais afluentes todos os anos (CLARKE et al., 2003). Desse modo, observa-se a predominância das chuvas no Posto A (Planalto dos Parecis) em relação aos Postos B (transição) e Posto C na entrada da planície do rio Sepotuba, um dos seus principais tributários, e Pantanal Norte, no que diz respeito ao comportamento intra-anual, seguindo a tendência interanual discutida anteriormente (Figura 102). Sendo assim, as cheias no Pantanal de fato têm relação direta com as chuvas de planalto (entre dezembro e fevereiro), quando o pico de cheia ocorre em março.

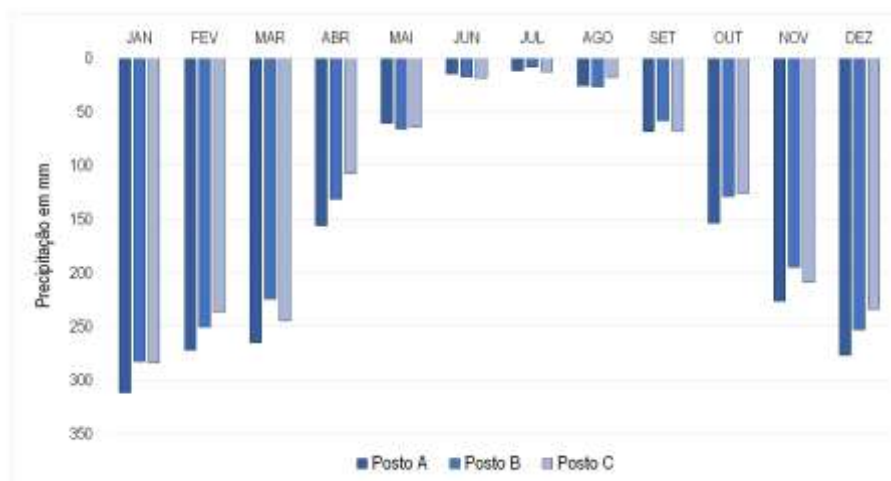


Figura 102. Médias mensais da precipitação referente ao período entre 1970-2018 para a bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai, estado de Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Conforme aponta Rocha (2010), o regime de *runoff* (descargas) geralmente é baseado nas descargas médias mensais e permite a avaliação da sazonalidade das vazões. A média, máxima e mínima anuais revelaram as possíveis variações ao longo da série histórica no rio Sepotuba, conforme os dados disponíveis nas estações fluviométricas. Nesse contexto, esses aspectos de avaliação tornam-se importantes devido às interações entre o homem e o ambiente, cujos resultados geralmente promovem alterações nos aspectos de intensidade e qualidade da relação precipitação-descargas na bacia hidrográfica (ROCHA, 2010).

Nesse contexto, a análise dos dados fluviométricos demonstrou as respostas do sistema fluvial ao comportamento das chuvas, sobretudo no que se refere à dinâmica de cheia e seca. Em relação à amplitude do nível da água no rio Sepotuba, verifica-se que sua variação (mínima, média e máxima) é maior no período de seca na Estação São José do Sepotuba em comparação à Estação Tapirapuã. O mesmo se verifica nos períodos de enchente e cheia, quando ocorreram uma variação acumulada de 1,21 m entre a altura máxima e a mínima absoluta no mês de dezembro, sendo que no mês de fevereiro variou em 1,65 m (Figura 103).

Quando comparadas às alturas do rio Sepotuba nas estações Tapirapuã e São José do Sepotuba, verificam-se ondas de cheia entre os meses de janeiro e março, mantendo o padrão registrado no rio Paraguai e em outros afluentes na região de Cáceres. No entanto, o início da curva de cheia ocorre entre os meses de novembro-dezembro, definido como período de enchente. Por sua vez, o decréscimo ocorre entre os meses de abril-maio, definido como período de vazante.

Dessa maneira, é possível observar maior amplitude no período de cheia, associada ao pulso de inundação inerente ao baixo curso do rio Sepotuba e planície pantaneira. Contudo, devido às características geomorfológica e hidrológica pantaneiras, os períodos de cheia e seca podem variar dependendo do local na bacia hidrográfica (LUZ, 2019). Tal efeito foi observado por Gonçalves et al. (2011) em diferentes rios do Alto rio Paraguai. De acordo com os autores, as cristas de cheia e sua variação intra-anual ocorrem devido ao escoamento diferenciado em cada compartimento geomorfológico existente na bacia hidrográfica.

Em relação às cotas mínimas absolutas, o rio Sepotuba apresenta menor variação média, com 106,96 cm em São José do Sepotuba e 107,73 cm em Tapirapuã, ou seja, menos de 1 cm – amplitude que aumenta de montante para jusante quando consideradas as alturas média e máxima absoluta. Dessa forma, para a altura média, a variação entre estações é de 9,6 cm, enquanto que para a altura máxima absoluta, registra-se amplitude de 33,53 cm.

Do ponto de vista da hidrodinâmica, o rio Sepotuba apresenta o evento de cheia entre os meses de janeiro e março, com a seca entre os meses de junho e agosto, estendendo-se para o mês de setembro. Cabe salientar o papel das chuvas iniciadas em outubro, pois contribuem para o período de enchente, enquanto o período de vazante ocorre a partir do mês de abril. A amplitude entre as alturas máximas absolutas, médias, e mínimas absolutas é evidente nos períodos de cheia e de transição, mantendo-se constante no período de seca.

Ainda sobre o comportamento do rio Sepotuba, fica evidente que entre os meses de junho a janeiro, na Estação a montante, a altura do rio é maior que a jusante quando consideradas as cotas mínimas absolutas, bem como de julho a outubro, quando observadas as cotas médias. Esse comportamento muda em relação às cotas máximas absolutas, embora com pouca variação entre os meses de junho e setembro, aumentando gradativamente a partir de outubro (Figura 103).

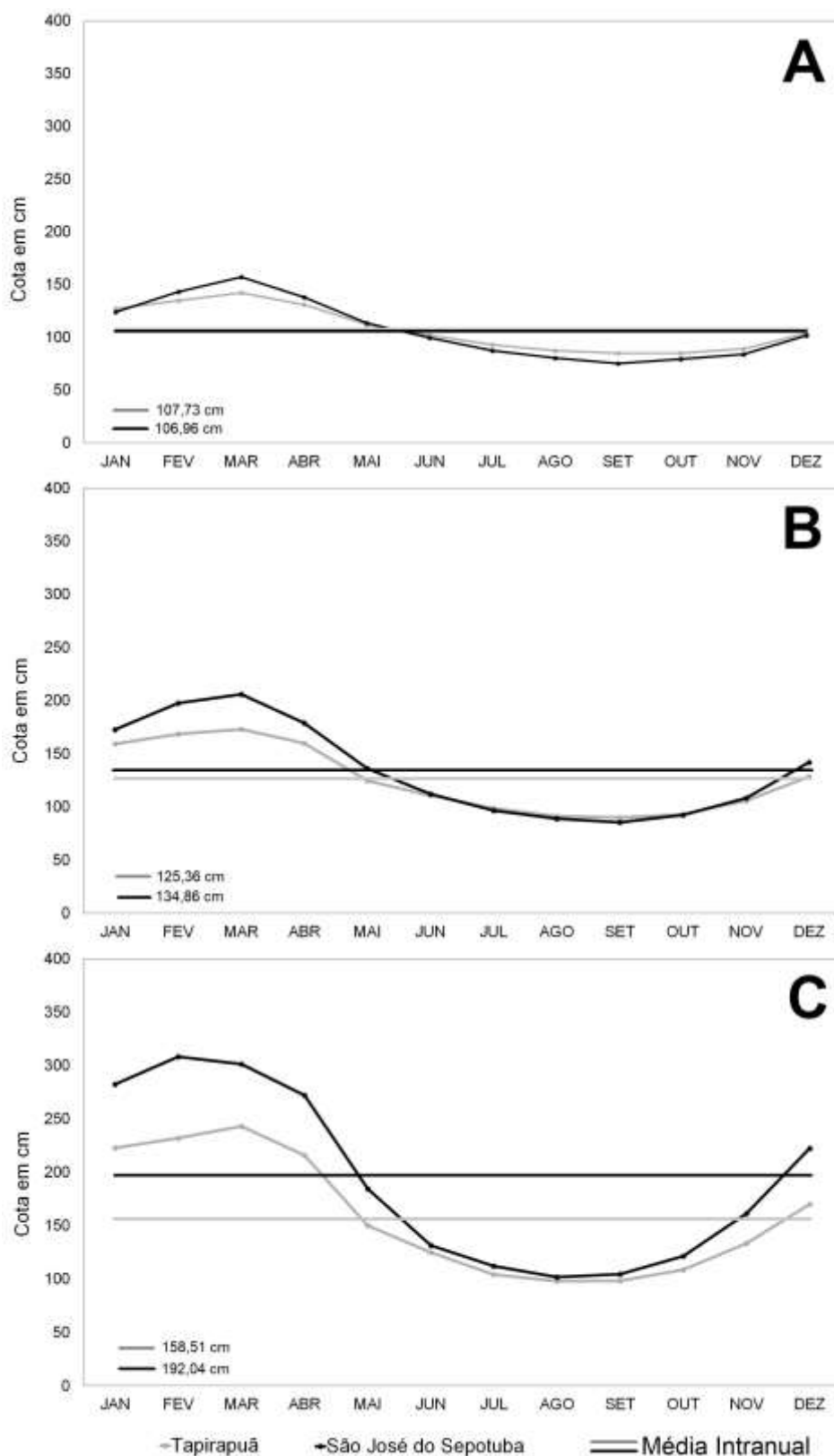


Figura 103. Comportamento do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso a partir da série histórica entre 1970-2018, onde nota-se: A) Altura Mínima, B) Altura Média e C) Altura Máxima
Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Nesse sentido, podemos considerar o papel dos aspectos geológico-geomorfológicos quando, no segmento da Estação Tapirapuã, observa-se controle estrutural associado à incisão da calha fluvial (74,49 m de largura), ao passo que, a jusante, o rio Sepotuba apresenta aumento da largura do canal (83,35 m). Desse modo, a variação na altura do rio Sepotuba no Posto B ocorre de forma expressa no sentido vertical, enquanto que no Posto C a dinâmica das águas apresenta variação no sentido vertical-transversal. Situação similar foi apontada por Aquino et al. (2005) quando analisaram o regime hidrológico do rio Araguaia. Conforme ressaltam os autores, a variação da vazão é decorrente da combinação de vários fatores que englobam condições climáticas de precipitação, geologia e geomorfologia da área.

Todavia, nota-se que o comportamento do rio Sepotuba muda em decorrência da vazão, quando comparado à dinâmica da altura do rio, ou seja, a cota na Estação Tapirapuã (Posto B) é maior em determinado período do ano em relação à altura registrada na Estação São José do Sepotuba (Posto C). Já a vazão é superior a jusante (Posto C) ao longo de todo o período intra-anual. Dessa forma, também observa-se a regularidade da hidrodinâmica a partir da vazão, pois o volume de água apresenta comportamento paralelo para ambas as estações, ainda que maior no Porto C. Fato diferente ocorre em relação à altura do rio Sepotuba, quando a cota apresenta proximidades entre os meses de junho-outubro para ambas as estações fluviométricas, com aumento na amplitude entre novembro-maio.

Nesse sentido, a dinâmica das águas no rio Sepotuba se dá a partir de progressivas transições. Entre os meses de fevereiro e março, ocorre o ápice do período de cheia (janeiro-março), marcado por pulsos de inundação. Por sua vez, os meses de julho-setembro correspondem ao período de seca, quando se observam os menores volumes de água no sistema. Dessa forma, é preciso considerar, ainda, os períodos de vazante (abril-junho) e de enchente (outubro-dezembro) com o aumento do volume de água.

Adicionalmente, Araujo (2011) salienta que, além da avaliação das magnitudes da vazão interanuais dos rios, é importante compreender as características e variações sazonais das vazões dos rios ao longo do ano, bem como considerar a altura do rio enquanto variável. Diante disso, na presente tese, a integração dos dados de chuva, altura do rio e vazão foram analisados a fim de se compreender a dinâmica hidrológica no baixo curso do rio Sepotuba.

Entre os meses de maio a setembro, a amplitude da vazão entre estações pluviométricas apresenta-se de forma constante, paralela. Em contrapartida, no mês de outubro, que marca a transição para o período de enchente, observa-se o progressivo aumento do volume de água, com maior amplitude entre as estações fluviométricas. A

partir do mês de abril, a dinâmica das águas marca o período de vazante, quando o sistema começa a perder água. Segundo Nordin e Hernandez (1989), esses valores de relação entre fluxos máximos e mínimos são característicos de rios tropicais que drenam suas bacias em áreas de clima quente-úmido.

Nesse contexto, o rio Sepotuba apresenta comportamento similar quando observamos a vazão mínima absoluta, média e máxima absoluta (Figura 100A-B). No entanto, cabe destacar sua oscilação no período de cheia entre os meses de fevereiro-abril, associada a pulsos diários em resposta aos índices pluviométricos, bem como no período de seca, quando o menor volume intra-anual ocorre entre os meses de julho-setembro. Nesse contexto, em relação ao período de seca, a máxima absoluta ocorreu no mês de agosto, enquanto que a média e a mínima absoluta ocorreram no mês de setembro.

No mês de março, o rio Sepotuba registrou o maior volume por m^3/s^{-1} ao longo da série histórica. O volume máximo foi de $403,67 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (Tapirapuã – Posto B) e de $545,93 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (São José do Sepotuba – Posto C), correspondente ao período de cheia. Por sua vez, no mês de agosto, período de seca, apresenta 36,05% e 27,24% do volume registrado no período de cheia, com $164,51 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ e $119,46 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, respectivamente. Cabe salientar, ainda, que nas águas altas ocorre a maior amplitude entre as estações fluviométricas, principalmente quando consideramos as máximas absolutas (Figura 104C).

Ao analisarmos os menores volumes médios e mínimas absolutas para o período de seca em relação à máxima absoluta, verifica-se que houve um deslocamento para o mês de setembro, conforme mencionado anteriormente. Dessa forma, a máxima absoluta para o período de seca ocorreu no mês de agosto, enquanto que a média e a mínima absoluta, para o mesmo período, ocorreram no mês seguinte.

Em relação às vazões médias para o mês de março, registra-se o volume de $273,60 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em Tapirapuã – Posto B, o que ultrapassou os $360 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em São José do Sepotuba – Posto C. No mês de setembro, ocorrem os menores volumes médios, com $106,06 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em Tapirapuã – Posto B e $146,37 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em São José do Sepotuba – Posto C, respectivamente. Já as mínimas absolutas foram de $209,78 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em Tapirapuã – Posto B e de $272,29 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em São José do Sepotuba – Posto C, também para o mês de março. As vazões mínimas absolutas para o período de seca foram de $98,23 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em Tapirapuã – Posto B e $132,40 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ em São José do Sepotuba – Posto C, mês de setembro (Figura 104).

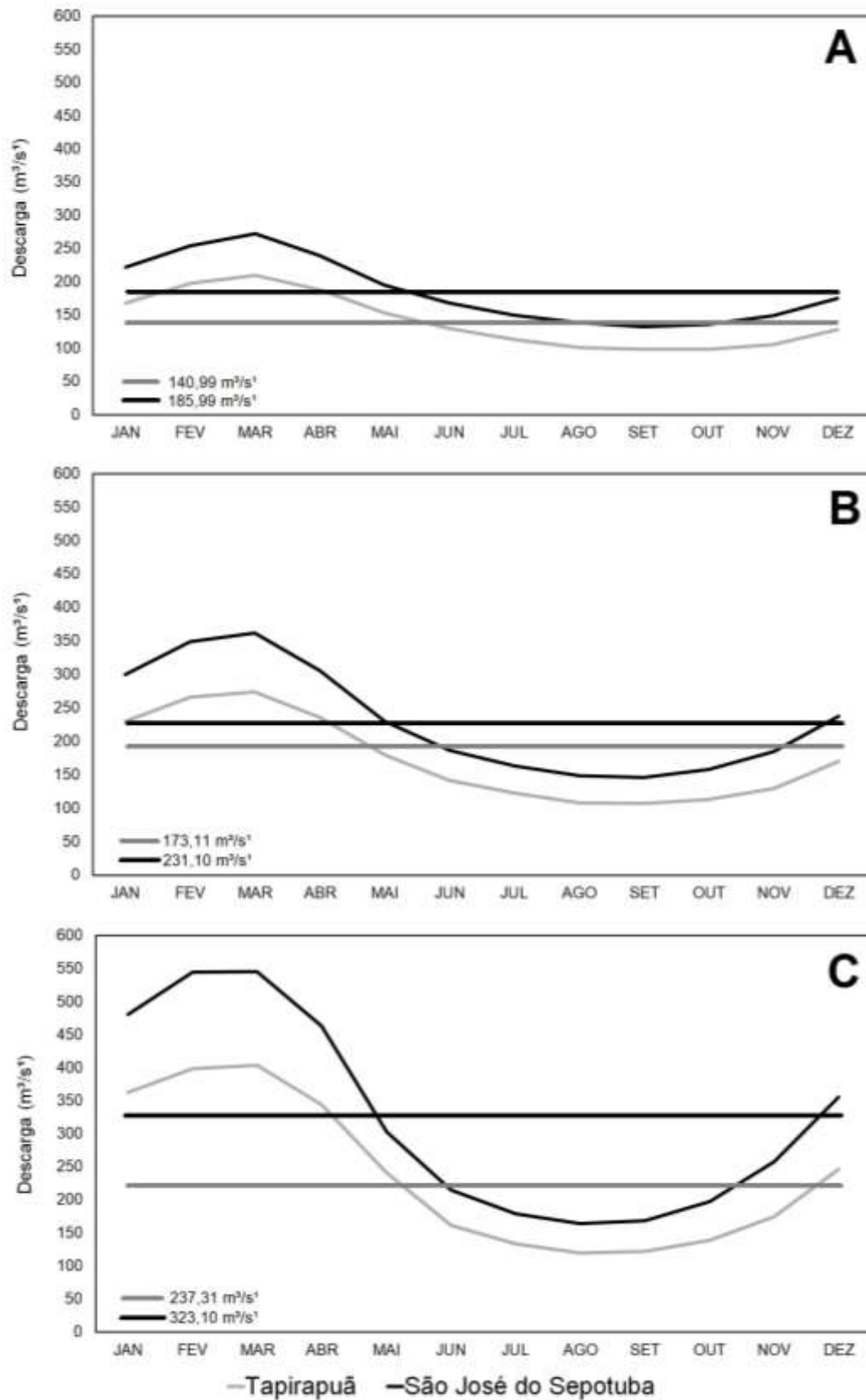


Figura 104. Hidrograma com o comportamento da vazão no período entre 1970-2018 – rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso, onde registram-se: A) Vazão Mínima, B) Vazão Média e C) Vazão Máxima

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Em estudo realizado por Luz (2019), o autor concluiu que na estação fluviométrica Porto do Alegre (~100 km), anterior à confluência com o rio Paraguai, a vazão no período de seca é abaixo de $500 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ e, na cheia, acima de $700 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Dessa forma, o Pantanal mato-grossense apresenta características particulares de evolução geomorfológica e padrões hidráulicos únicos (LUZ, 2019). Quando comparado ao comportamento do rio Sepotuba, o rio Cuiabá também possui dinâmica sazonal. Contudo, o rio Cuiabá apresenta volume superior ao registrado nas estações fluviométricas do rio Sepotuba.

Logo, a geomorfologia de suas bacias hidrográficas tem importante papel na distribuição e volume de água ali armazenado, principalmente no sistema planície de inundação. Isso se dá devido ao fato de que o rio Cuiabá possui extensos sistemas aluviais, com a formação de leques, ao passo que o rio Sepotuba apresenta-se entrincheirado em antigos depósitos, e seu trecho aluvial é menor quando comparado a outros afluentes da bacia hidrográfica do rio Paraguai. Portanto, outras variáveis contribuem para as vazões de cada um dos rios afluentes, por exemplo, a maior capacidade de entrada e armazenamento de água.

Entretanto, mesmo considerando a possibilidade de aumento médio da pluviosidade, como na bacia hidrográfica do Paraná, tal fato, por si só, pode não explicar o conjunto de modificações ocorridas no regime hidrológico dos rios, como no caso do rio Paraná ao longo do último século, demonstrado por Rocha (2010). Porém, se tal possibilidade for verdadeira, é possível que as alterações relativas à magnitude dos índices fluviométricos estejam parcialmente acompanhando tal tendência e se somam aos efeitos do uso e ocupação das encostas e provocam alterações no regime hidrológico dos rios do Oeste Paulista (ROCHA e SANTOS, 2018).

No caso da sazonalidade dos fluxos no rio Sepotuba, por períodos hidrológicos, nota-se que há irregularidades temporais e espaciais em ambas as estações fluviométricas. No segundo período hidrológico, ocorreram os maiores fluxos no canal. Tal comportamento foi evidente nos períodos de enchente e cheia. Dessa forma, as maiores descargas entre os meses de janeiro a abril, com pico no mês de março, foram fundamentais para as mudanças morfológicas registradas no sistema rio-planície de inundação (Figura 105).

Assim, na estação fluviométrica de Tapirapuã, as irregularidades nos fluxos foram expressivas entre o primeiro e o terceiro período hidrológico, enquanto que na estação São José do Sepotuba os fluxos foram maiores entre 1970-1985 em comparação ao último período hidrológico. Logo, em um primeiro momento, podemos considerar as influências do desmatamento na área de drenagem a montante, bem como o controle do

fluxo pelas barragens instaladas na sub-bacia hidrográfica do rio Juba, que é um dos principais afluentes do rio Sepotuba.

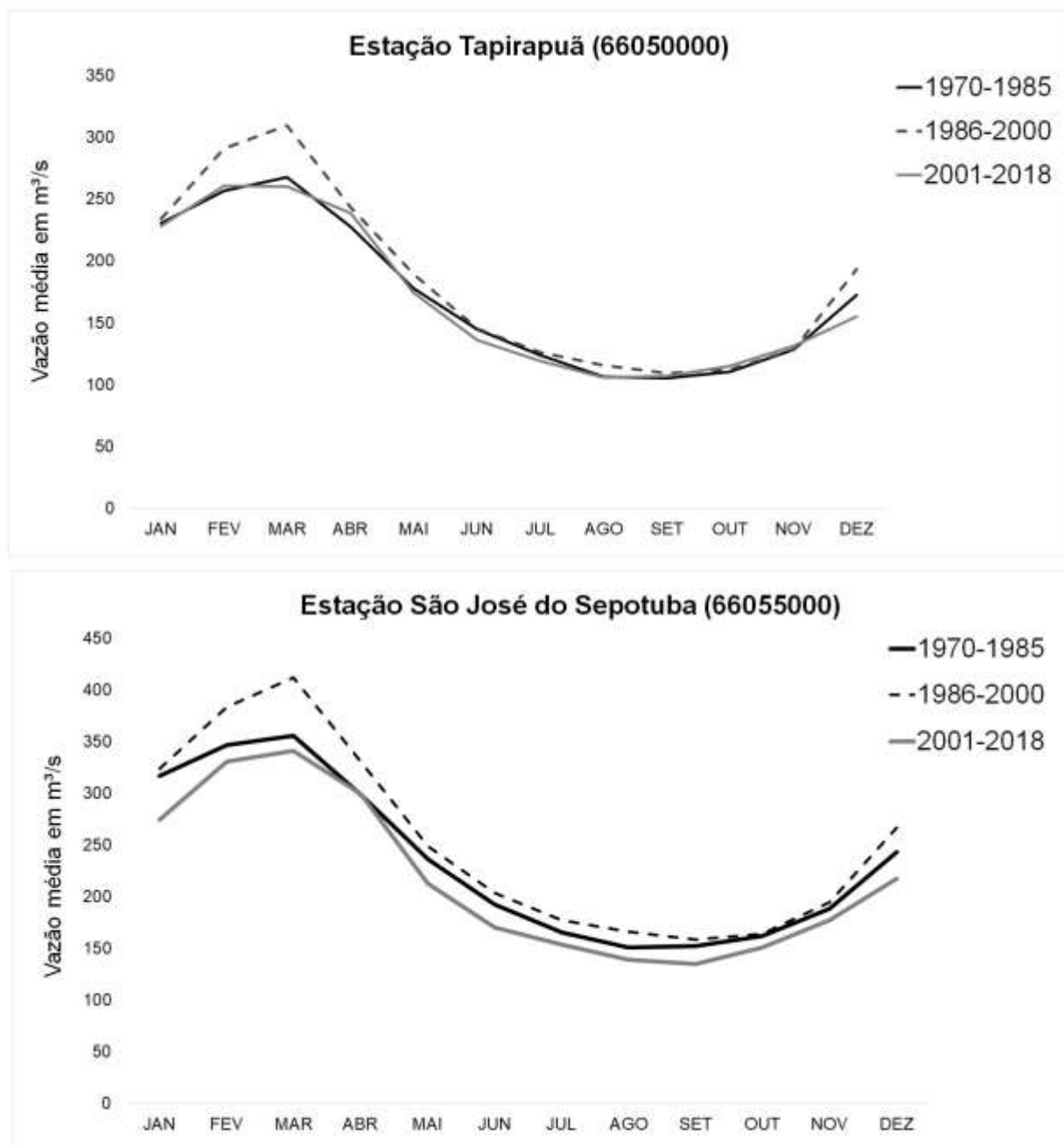


Figura 105. Variações sazonais ao longo da série histórica e dos períodos hidrológicos identificados na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

6.1.2. Distribuição das chuvas diárias, oscilações e conectividade no sistema rio-planície de inundação

As características gerais das variáveis que comandam o sistema fluvial são o clima, representado pela quantidade e distribuição da precipitação, e a geologia, que controla o gradiente e a composição do material em que o canal se insere (CORRADINI et al., 2006). Das combinações dessas variáveis, a distribuição da cobertura vegetal torna-se dependente em maior ou menor grau.

Nesse sentido, em relação à distribuição diária das chuvas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Dallacort et al. (2011) identificaram que, para o período entre 1970-2006, em Tangará da Serra, a média de dias chuvosos por ano foi de 78 dias, sendo 1976 o ano que teve menor período chuvoso, com 57 dias, ao passo que o ano com maior número de dias chuvosos foi o de 1990, com 126 dias, com desvio-padrão relativamente baixo de 13,7 dias chuvosos. A partir das chuvas diárias, os autores concluíram que os meses com maior incidência de chuva são dezembro, janeiro, fevereiro e março, com médias acima de 250 mm mês⁻¹.

Consequentemente, o comportamento das chuvas reflete a dinâmica do rio Sepotuba com as cheias e secas, bem como suas transições. Desse modo, no presente estudo, a dinâmica do sistema rio-planície foi analisada durante um ciclo intra-anual, a partir dos trabalhos de campo, quando a precipitação e a altura do rio Sepotuba apresentaram diferentes aspectos entre as estações pluviométricas e fluviométricas. Quanto ao volume total precipitado, na Estação Tapirapuã, registrou-se o total de 2.161,1 mm (período entre 01/03/2017 a 31/03/2018), enquanto que na Estação São José do Sepotuba, a jusante e próximo à planície de inundação, o volume registrado foi de 2.068,7 mm para o mesmo período.

Na Estação Tapirapuã, as chuvas ocorreram em dois dos quatro trabalhos de campo, com maior intensidade no período de vazante. Foram precipitados 80,5 mm nos dois dias de campo, 06 e 07 de abril de 2017. Já em dezembro de 2017, que corresponde ao período de enchente, foram precipitados 8,8 mm no primeiro dia de campo. Nos períodos de seca e cheia, não ocorreram precipitações (Figura 106).

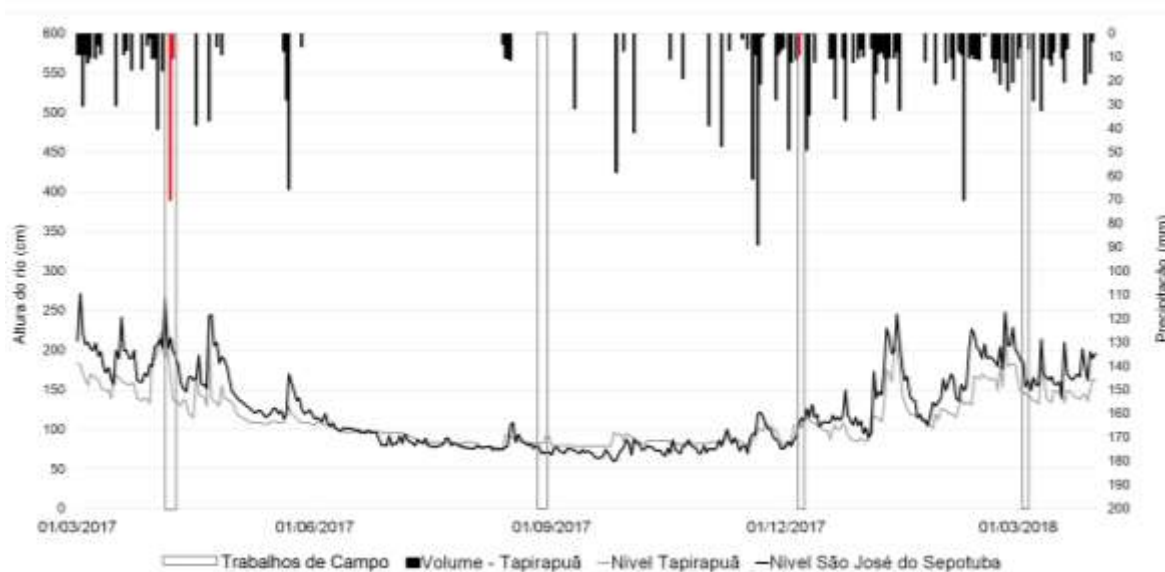


Figura 106. Comportamento hidrológico diário no rio Sepotuba durante o período de campo (Estação Tapirapuã – 66050000)

Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Na estação São José do Sepotuba, ocorreu precipitação somente em um dos trabalhos de campo. Durante o trabalho de campo no período de enchente (01 de dezembro de 2017), o volume foi de 20 mm. Em relação ao comportamento do rio Sepotuba, observa-se que, entre os períodos de enchente e de vazante, a altura do rio é maior na Estação São José do Sepotuba, o que indica e contribui para a permanência das cheias na planície de inundação. Por outro lado, no período de seca, a altura do rio é maior na Estação Tapirapuã, conforme observado dos meses de junho a dezembro de 2017 (Figura 107).

Cabe salientar, ainda, que a ocorrência de variações na altura do rio, com os picos máximos, se dá entre os períodos de enchente, cheia e vazante associados aos índices pluviométricos. Nesse contexto, as chuvas que se iniciam após o mês de setembro, intensificadas entre os meses de dezembro e janeiro, corroboram para o aumento progressivo na altura do rio de forma contínua.

Em relação ao comportamento do rio Sepotuba, evidenciam-se oscilações na altura do rio, sobretudo quando ocorreram os maiores volumes diários de precipitação. Dessa forma, como em outros grandes sistemas fluviais, os picos máximos registrados no período de cheia apresentam-se com picos secundários (repiques), bem como nos períodos transitórios de enchente e vazante (meses de dezembro e abril). Por sua vez, as alturas mínimas ocorreram de forma suavizada entre os meses de junho e novembro, com queda a partir do mês de maio, com maior expressividade entre os meses de junho a setembro (Figura 107).

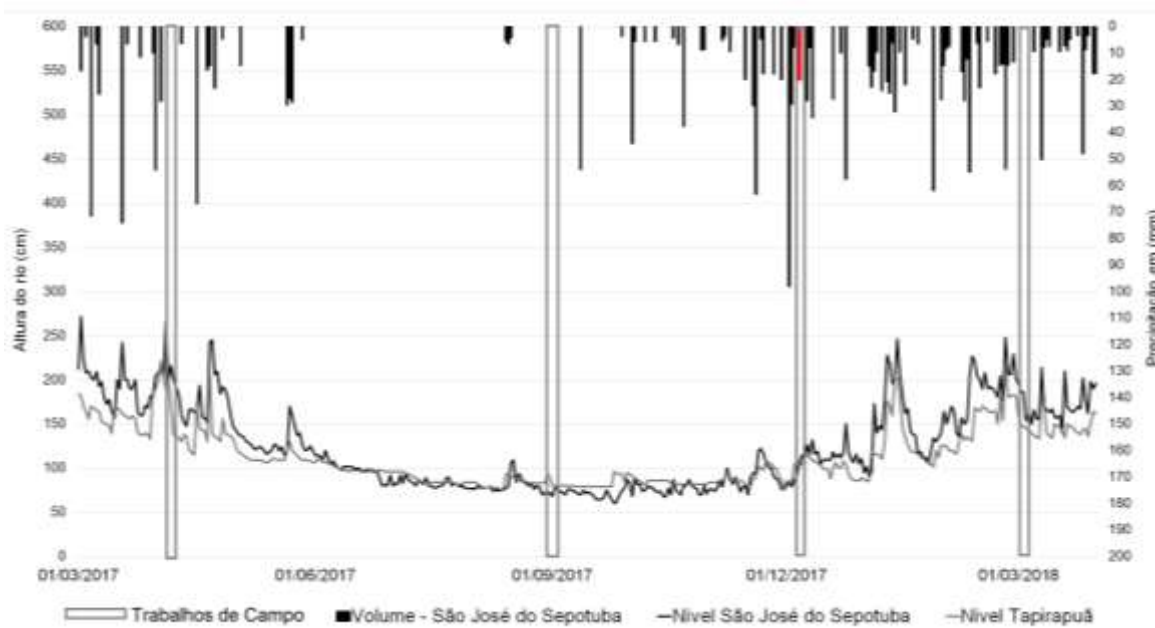


Figura 107. Comportamento hidrológico no rio Sepotuba durante o período de campo (Estação Fluviométrica São José do Sepotuba – 66055000)
Fonte: Agência Nacional de Águas – ANA (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

As análises do comportamento das chuvas, associado às respostas de outros elementos da paisagem, demonstraram as interações existentes na bacia hidrográfica do rio Sepotuba com os canais fluviais e a planície de inundação. Nessa perspectiva, a cobertura vegetal e as formas de uso e ocupação da terra contribuem mutuamente para as variações intra-anuais e para a variabilidade interanual no sistema. Assim, a vegetação é um indicador do comportamento hidrológico, bem como dos processos morfológicos coexistentes, sendo bem expressos pela evolução da planície aluvial.

O sistema rio-planície de inundação compreende a área de entorno de um rio, denominada zona de transição aquática/terrestre (ATTZ), que é periodicamente inundada pela ação do transbordamento do rio como resultado da precipitação. O pulso de inundação, inicialmente, é o fator indutor responsável pela produtividade e pelas interações entre a biota do sistema rio-planície de inundação, determinando inclusive a qualidade da água do rio e a dinâmica de interação na ATTZ (JUNK et al, 1989).

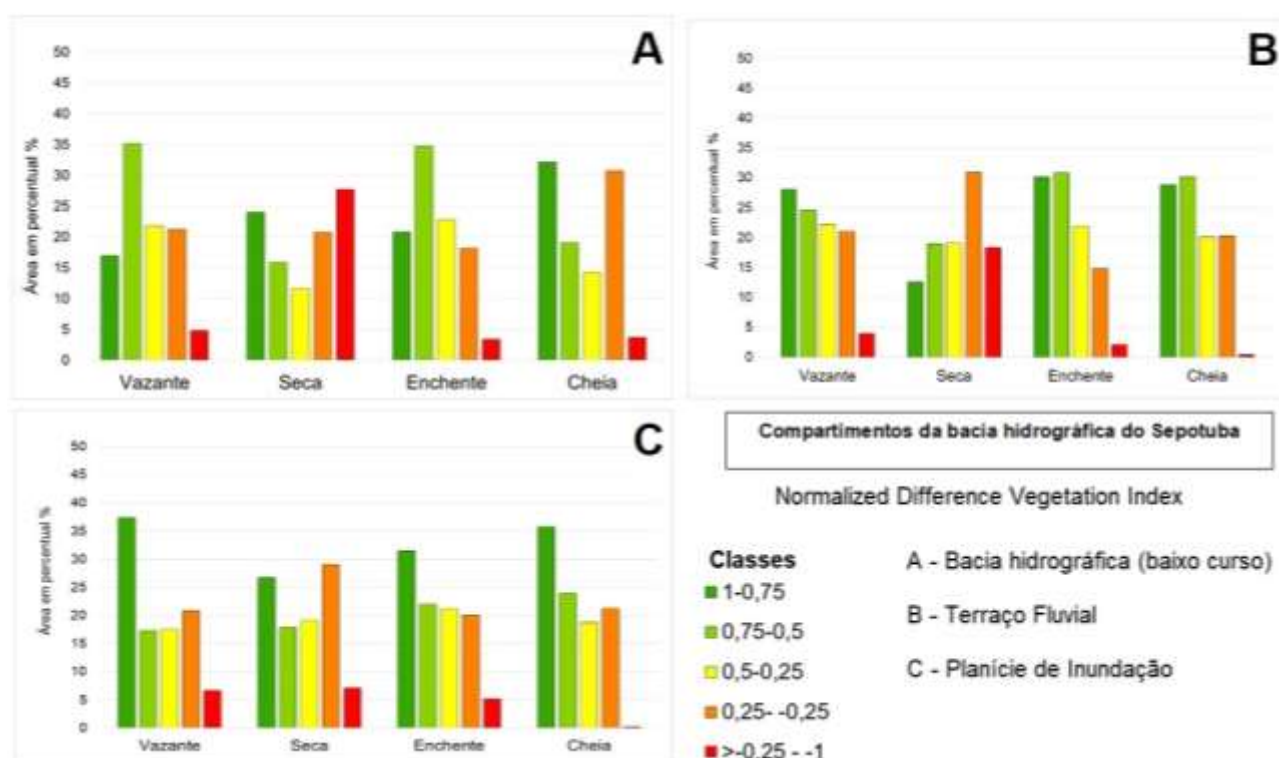
No caso do rio Sepotuba, a vegetação natural predominante é a Savana (Cerrado) embora surjam Formações Pioneiras que sofrem influência fluvial, bem com áreas de contato florístico do tipo ecótono, predominando a mistura das Formações Pioneiras com o Cerrado devido ao alagamento sazonal (ABDON e SILVA, 2006). Contudo, no baixo curso de sua bacia hidrográfica, a atividade pecuária passou a ocupar 51,50% de sua área no ano de 2016, conforme discutido no Capítulo 4 da presente tese. Assim, as áreas antropizadas referem-se aos locais onde houve a supressão da vegetação natural para a

inserção de pastagens cultivadas (*Brachiaria humidicola*).

Do ponto de vista temporal, nota-se que as classes com maior atividade fotossintética ocorrem nos períodos de enchente, cheia e vazante em consonância com os índices pluviométricos na bacia hidrográfica do rio Sepotuba (Figura 104). Em contrapartida, verifica-se que o NDVI no baixo curso apresentou os maiores valores entre $>-0,25$ e -1 , sobretudo no período de seca, com 27,72%. Nos períodos de seca, essa classe também tende a aumentar nos terraços fluviais, com 18,33%, e na planície de inundação, com 7,13% (Figura 102B-C) – percentuais referentes a setembro de 2017, quando não ocorreram precipitações, e quando o rio Sepotuba apresentou os menores níveis de água.

Entretanto, na planície de inundação, a classe entre $>-0,25$ e -1 também apresentou percentuais elevados no período de vazante, com 6,70%, e o percentual de 5,16% no período de enchente. Portanto, alguns fatores que contribuem para a dinâmica da vegetação, de distintas formas, precisam ser pontuados. Na bacia hidrográfica – baixo curso, os usos e ocupação da terra influenciam no comportamento das coberturas vegetais nativas, pastagens e culturas temporárias. Já na planície de inundação, a dinâmica das águas desempenha papel fundamental na distribuição de algumas espécies da Formação Pioneira, pois parte da vegetação fica submersa ou é decomposta.

Com relação à Unidade Morfológica – Terraço Fluvial, verifica-se que os valores intermediários (entre $0,5 - 0,25$) foram expressivos em três dos quatro períodos do ciclo intra-anual (Figura 108B). Possivelmente, o comportamento da vegetação tem relação com as características das Florestas de Terra Baixa e Aluvial (floresta estacional), pois parte da folhagem cai em determinado período do ano. Entretanto, a classe entre $0,25 - 0,25$ apresentou significativos percentuais em toda as unidades (baixo curso, terraços fluviais e planície de inundação) e períodos, o que pode ter relação com as mudanças nas áreas de pastagem.



Desse modo, a aplicação do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – NDVI contribuiu para a análise do comportamento vegetacional e, conseqüentemente, da conectividade¹⁹ no baixo curso do rio Sepotuba. Logo, percebe-se que a dinâmica das coberturas²⁰ do solo ocorreu de forma distinta entre os períodos intra-anuais e em relação às unidades morfológicas presentes no sistema, principalmente no que concerne ao comportamento da vegetação na sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba em comparação aos Terraços Fluviais e Planície de Inundação (Figura 109).

¹⁹ O sistema rio-planície de inundação consiste em um complexo de morfologias e ecossistemas que são interligados durante as fases de inundação, permanecendo mais ou menos individualizados quando a água volta ao seu canal principal. Dessa forma, entende-se que há conexão entre os ambientes aquáticos e terrestres por meio de interações hidrodinâmicas e biológicas. Neiff (1990) define conectividade como uma condição de transferência de organismos, matéria e energia entre o curso do rio e sua planície de inundação.

²⁰ Coberturas vegetacionais nativas e culturas agropecuárias.

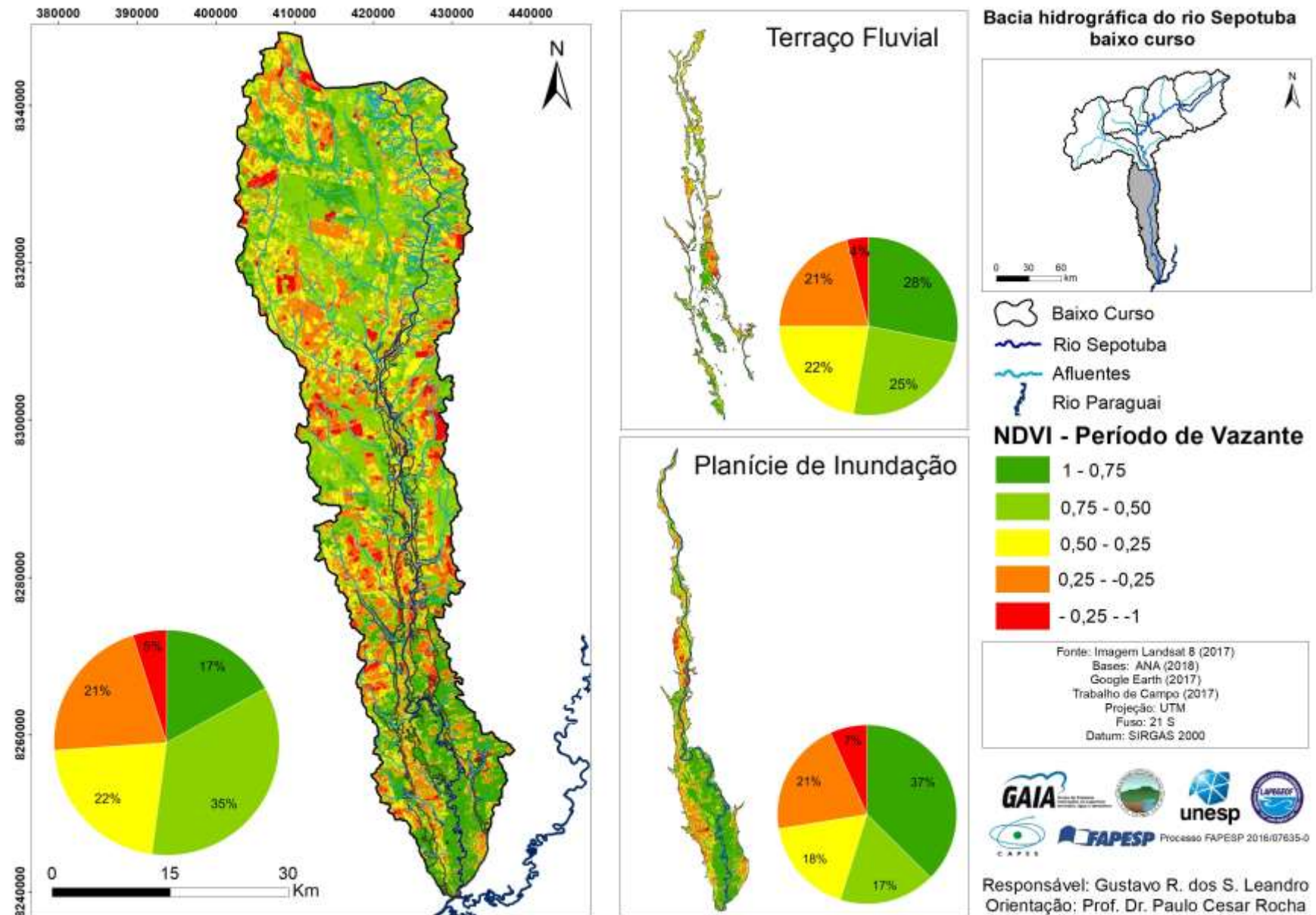


Figura 109. Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de vazante

Fonte: Dados de gabinete (2020). Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Evidentemente, no baixo curso do rio Sepotuba, os índices obtidos têm relação direta com a ocupação e o uso da terra. Isso se deve ao fato de que a presença de formas poligonais indica que extensas áreas têm sua cobertura vegetal antropizada. No período de vazante, a classe com intervalo entre -0,25 e -1 correspondeu a 5%, e, no período de seca, apresentou expressivo aumento quando chegou a 28% (ver Figura 109). Nota-se que essa classe corresponde à ocorrência de solo exposto, provavelmente associada às áreas de pastagem presentes no baixo curso do rio Sepotuba ou a culturas temporárias relacionadas à silvicultura.

Observa-se que o comportamento da vegetação apresenta expressivas mudanças nos terraços fluviais e na planície de inundação do rio Sepotuba. Nos períodos de vazante e seca, ocorreram maiores valores referentes à classe com intervalo entre -0,25 e -1 em comparação aos períodos de enchente e cheia. Nos terraços fluviais, o percentual aumentou de 4% para 18%, enquanto que na planície de inundação manteve-se em 7% (Figuras 105 e 106). Cabe salientarmos que o percentual de uso e ocupação da terra para os terraços fluviais foi de 48% para o ano de 2016, enquanto que o da planície de inundação foi de 30%.

Na segunda unidade morfológica, as mudanças na cobertura vegetal ocorreram nas demais classes do NDVI. Diminuiu progressivamente de 1-0,75 com aumento da classe de 0,75-0,50 sendo mais expressivo entre 0,50 e -0,25. Contudo, na planície de inundação, durante o período de seca, observa-se a sucessão ecológica por espécies herbáceas e arbustivas, sendo importantes no processo de estabilização dos depósitos de sedimentos, sobretudo nos depósitos presentes nos canais, principal e secundário (Figura 110).

Na planície de inundação, a área com vegetação fotossinteticamente ativa, classe entre 1 e 0,75, apresentou redução de 10% entre os períodos de vazante e seca (ver Figuras 109 e 110). No período de enchente, nota-se o progressivo aumento da respectiva classe que passa a compor 32% da cobertura vegetal. Já no período de cheia, houve uma pequena redução para 29%, o que não comprometeu a cobertura vegetal na unidade morfológica, pois, no mesmo período, registrou-se o aumento da classe entre 0,75-0,50, também com expressiva bioatividade. Cabe ainda, salientarmos que a classe com intervalo entre -0,25 e -1, no terraço fluvial, foi pouco expressiva para o período de enchente, com 2%, e com 1% no período de cheia (ver Figuras 112 e 115).

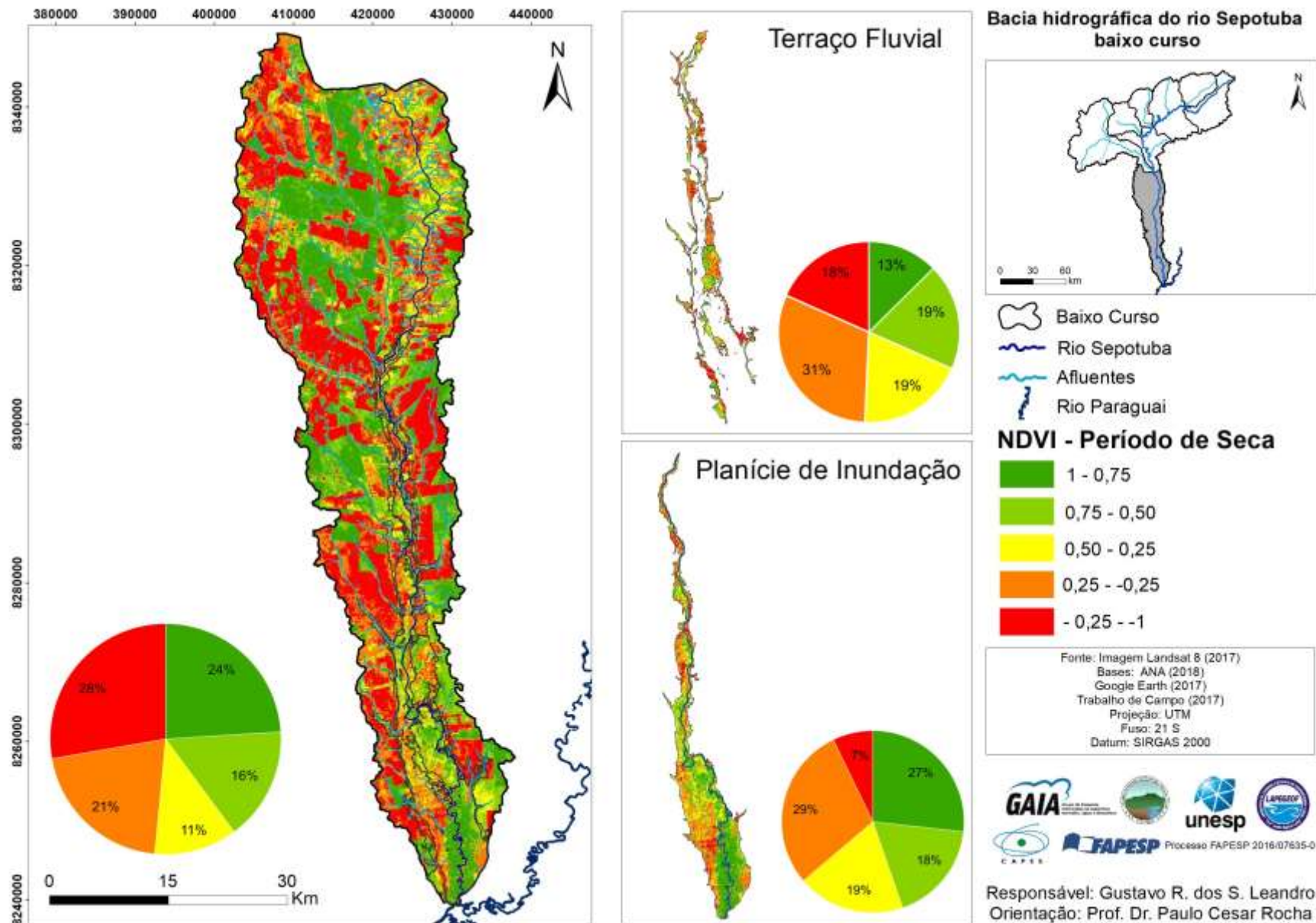


Figura 110. Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de seca
Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

De acordo com Galvin et al. (2014), o NDVI apresentou maior poder de discriminação das fitofisionomias dos diferentes ambientes analisados para a região pantaneira em Cáceres – Mato Grosso, principalmente quando se busca diferenciá-los em períodos sazonais. Segundo os autores, os resultados obtidos reforçam a importância da utilização da metodologia na distinção de alvos e, conseqüentemente, na avaliação do comportamento da vegetação da região pantaneira brasileira.

Nesse contexto, a Formação Pioneira presente no sistema rio-planície do rio Sepotuba, que se refere às comunidades vegetais das planícies aluviais, reflete os efeitos das cheias dos rios nas épocas chuvosas, ou mesmo das depressões alagáveis todos os anos (VELOSO, 1991). Portanto, nesses terrenos aluviais, a quantidade e o tempo de permanência da água na área influenciam na variedade das comunidades vegetais (Figura 111).



Figura 111. Aspectos da cobertura vegetal no sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba no período de cheia

Fonte: Trabalho de campo (2020). **Foto:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

De acordo com Fragal (2013), os níveis fluviométricos influenciam as áreas inundadas e encharcadas que aumentam sua área de ocorrência nos períodos de cheia, ao passo que em níveis mais baixos, tais áreas diminuem. Em outras palavras, os locais de ocorrência de vegetação higrófila, herbácea e arbustiva podem variar de acordo com o nível da água. Cabe salientar, por exemplo, a morte de espécies higrófilas durante o período de seca, que são incorporadas às camadas depositadas durante os ciclos intra- anuais.

No período de enchente, com o aumento das precipitações, observa-se a recuperação da cobertura vegetal, processo bem expressivo com a diminuição da classe entre -1 e -0,25 nos terraços fluviais e nas planície de inundação em relação ao mapeamento anterior, correspondente ao período de seca. Os valores entre 1 e 0,50 que correspondem às classes com maior biomassa, apresentaram maiores percentuais nos terraços fluviais, com 61%, e na planície de inundação, com 54% (Figura 112).

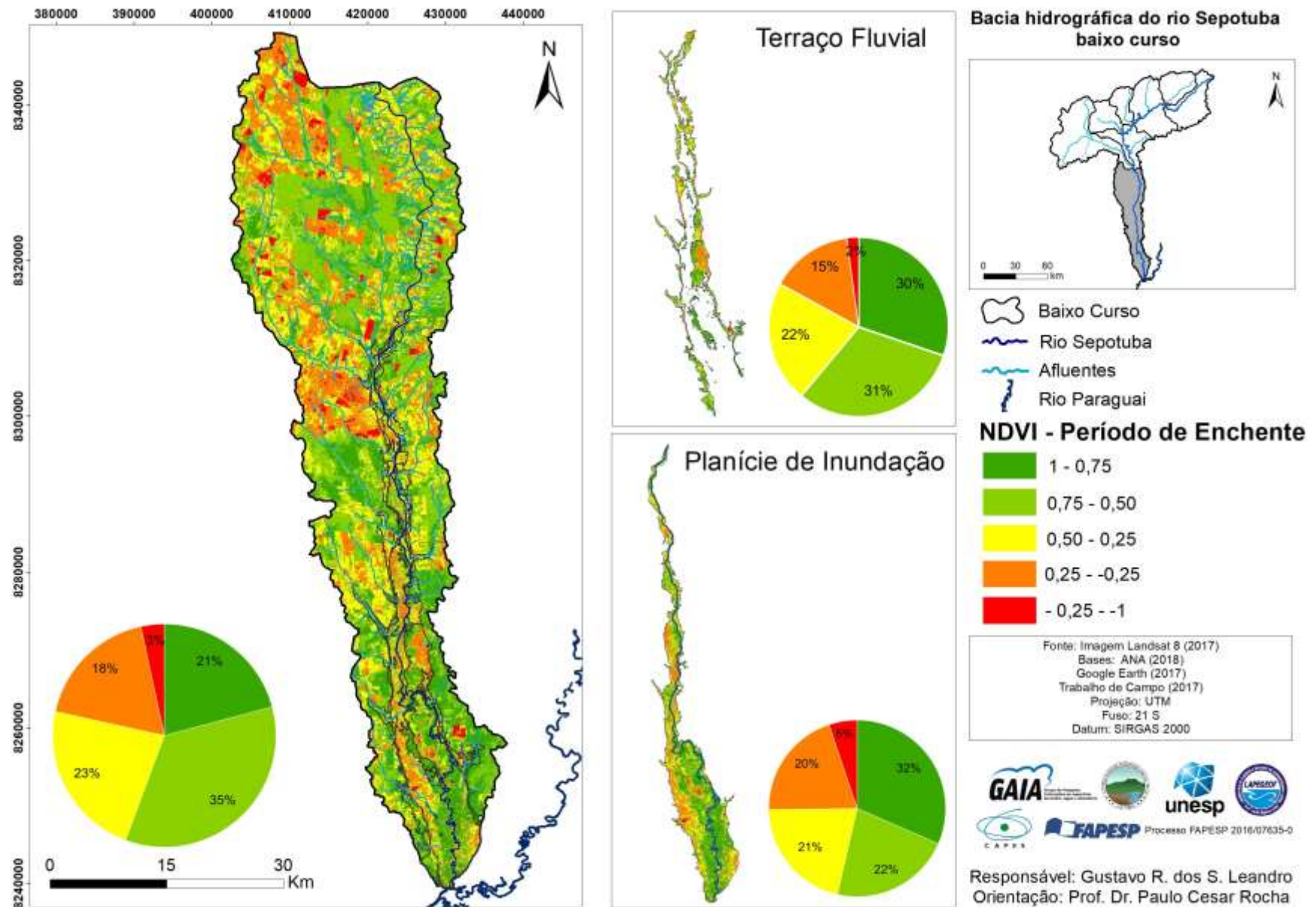


Figura 112. Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de enchente

Fonte: Dados de gabinete (2019). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

Ao analisar as unidades aluviais, observou-se que houve maior alteração na cobertura vegetal da planície de inundação em comparação aos terraços fluviais. Isso ocorreu provavelmente devido ao fato de a planície se encontrar a um nível de cota próximo ao do rio Sepotuba, facilitando as alterações e modificações nessas áreas. No terraço fluvial, as alterações estão relacionadas à mudança de uso e cobertura da terra, especificamente nas áreas de pastagem (Figuras 113 e 114).



Figura 113. Transição entre as áreas de pastagem e a planície de inundação do rio Sepotuba, à direita

Fonte: Trabalho de campo (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)



Figura 114. Ambiente de confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai, com destaque para o canal secundário e sistema de cultura temporária.

Fonte: Trabalho de campo (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Durante o período de cheia, a cobertura vegetal atingiu a recuperação máxima, quando os valores das classes com maior atividade fotossinteticamente ativa correspondeu a 60% da área na planície de inundação (Figura 115). Por outro lado, nos terraços fluviais, ocorreu redução das respectivas classes com valores entre 1 e 0,50 em relação ao período de enchente (ver Figura 112).

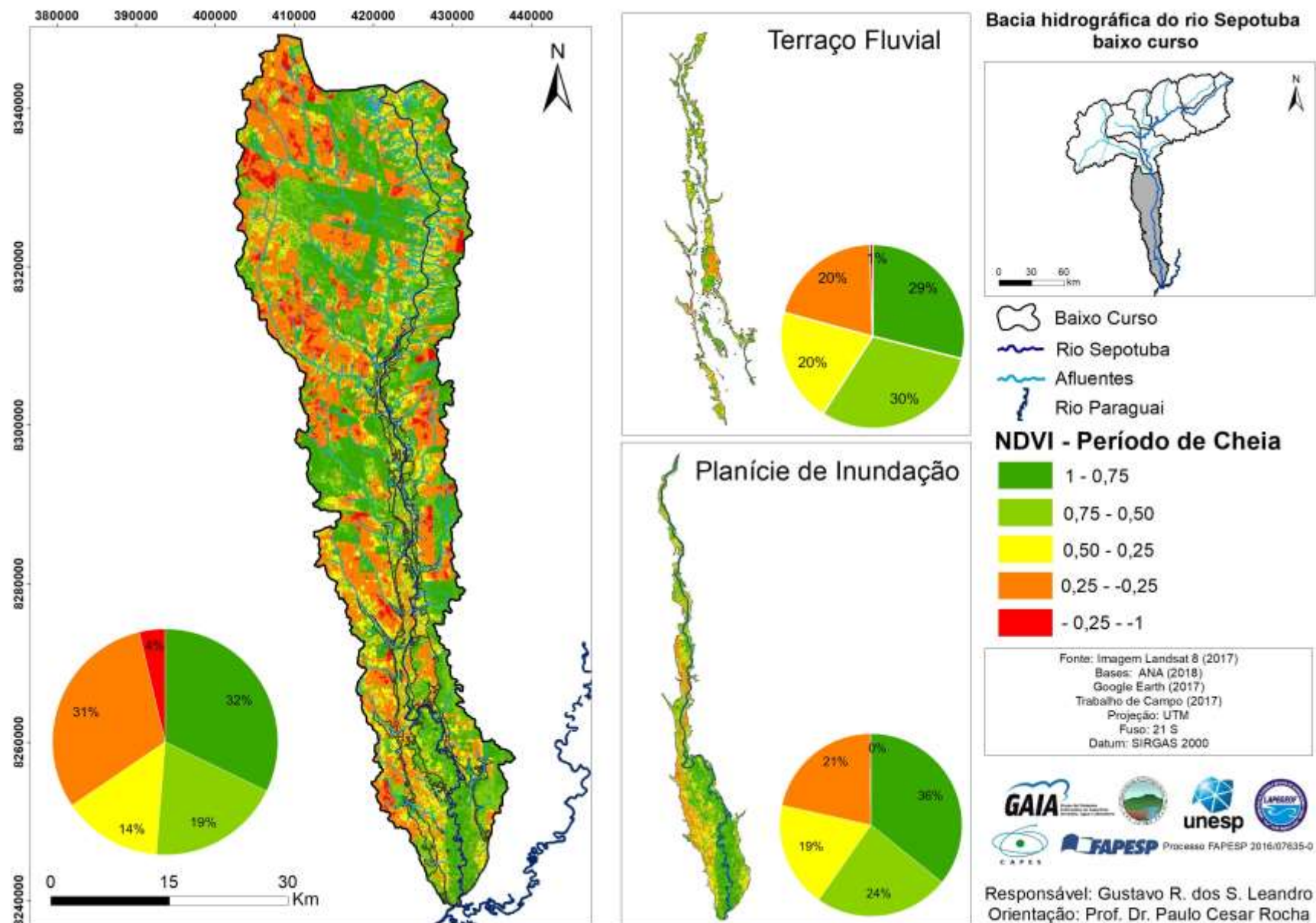


Figura 115. Variação do NDVI no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba para o período de cheia

Fonte: Dados de gabinete (2019). Organização: LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2019)

6.1.3. Hidrodinâmica e carga suspensa no sistema canal-planície de inundação do rio Sepotuba, Alto Paraguai – Mato Grosso

Estudos sobre o comportamento das águas são fundamentais para comparar o regime de diferentes rios, assim como avaliar a disponibilidade dos recursos hídricos para estimar mudanças na sequência de fluxos históricos e determinar os impactos da atividade humana (GUSTARD, 1996). Nesse sentido, a partir do mapeamento dos três setores geomorfológicos no sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba, foram analisados seus aspectos hidrossedimentares e sua hidrodinâmica na atualidade, bem como na confluência com o rio Paraguai (Figura 116 e Quadro 9).

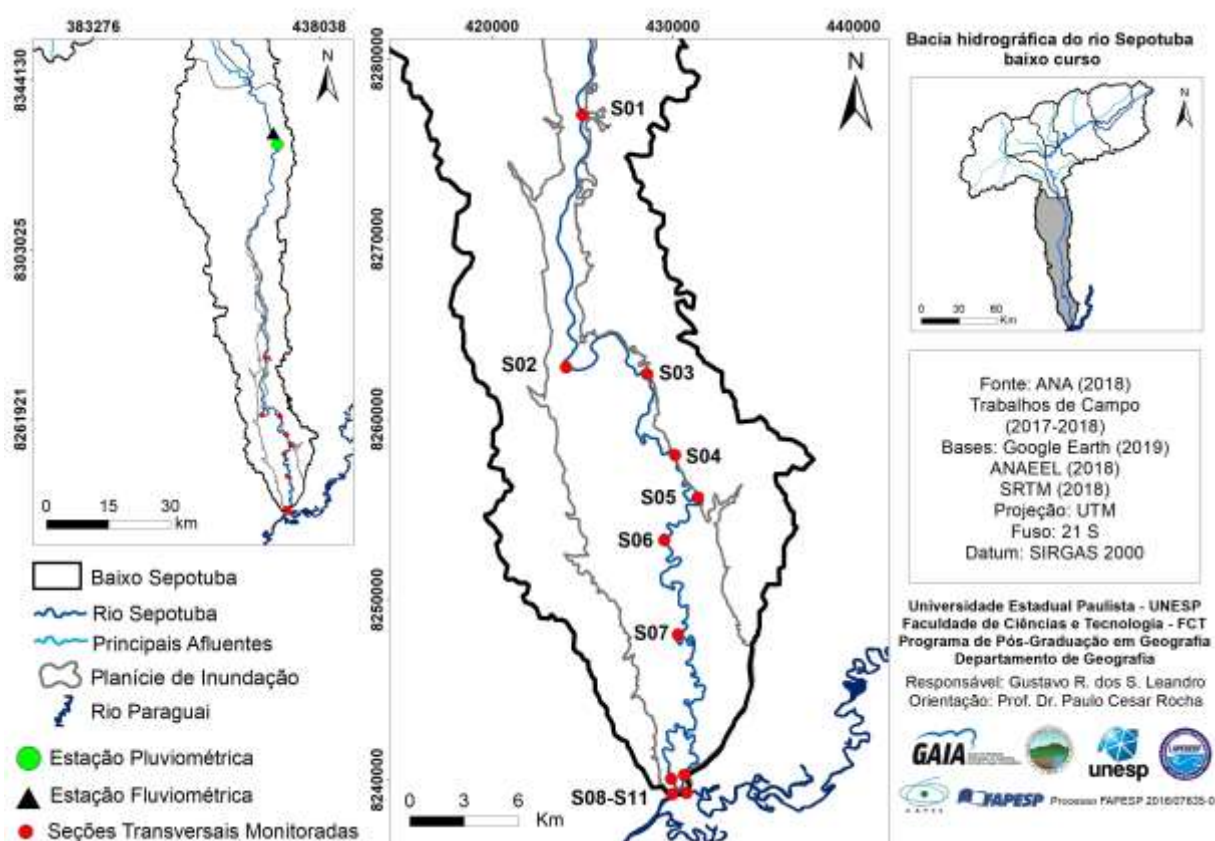


Figura 116. Localização das seções transversais monitoradas no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai – Mato Grosso

Fonte: Dados de gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Dessa forma, as seções transversais monitoradas – oito pontos ao longo do rio Sepotuba e três na confluência com o rio Paraguai – apresentaram mudanças no que se refere ao comportamento hidrodinâmico e de transporte de sedimentos em suspensão (Quadro 9). Associada às mudanças pontuais nas seções transversais, constatou-se variabilidade espacial ao longo do perfil longitudinal e entre os períodos de vazante, seca, enchente e cheia, o que contribuiu para a variabilidade temporal. Portanto, os resultados

obtidos demonstram o comportamento intra-anual de um ciclo e como as águas do rio Sepotuba se comportam no sistema.

Quadro 9. Identificação das seções transversais adotadas para monitoramento

Setores Geomorfológicos	Seção	Nome
A – Trecho encaixado	S01	Fazenda Santa Maria
	S02	Fazenda Porto do Campo
	S03	Sítio Taquaraçu
B – Trecho com ocorrência de terraços fluviais	S04	Fazenda Ajusta Conta
	S05	Volta do Cedro
	S06*	Baía da Sanfona
	S07	Volta do Anzol
C – Trecho aluvial com destaque para a confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai	S08	Rio Sepotuba - Canal principal
	S09	Rio Sepotuba - Canal secundário
	S10	Rio Paraguai – montante
	S11	Rio Paraguai – jusante

*Seção transversal na transição entre os Setores Geomorfológicos B e C

Fonte: Dados de gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Na comparação entre os comportamentos da profundidade média dos quatro períodos intra-anuais, as oscilações entre as seções transversais foram mais expressivas em abril de 2017 e dezembro de 2017 (períodos de vazante e enchente, respectivamente), com tendência de aumento para jusante. Nos períodos de seca e cheia, setembro de 2017 e março de 2018, o rio Sepotuba também apresentou aumento na profundidade média ao longo do perfil longitudinal de montante para jusante. Contudo, o comportamento se mostrou similar, mesmo com variabilidades entre as seções transversais (Figura 117).

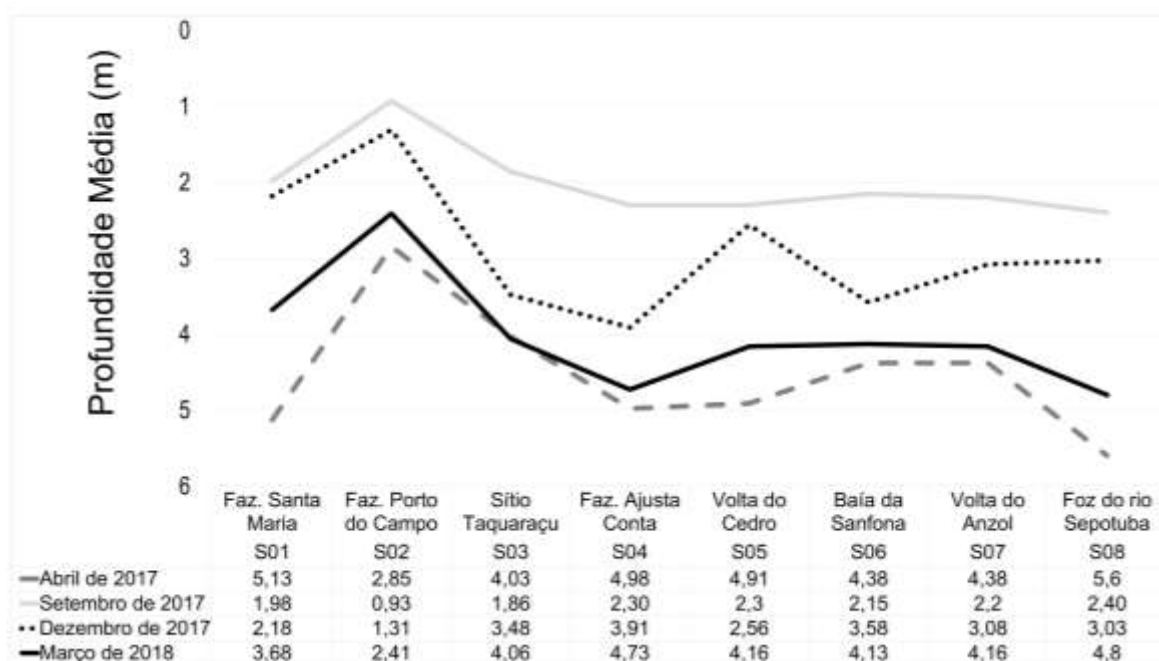


Figura 117. Profundidades médias no canal principal por seção transversal

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

No que tange às mudanças ao longo do perfil longitudinal, nota-se que, de S01 para S02, houve expressiva diminuição na profundidade média em todos os períodos. Desse modo, dois fatores podem ter contribuído para esse comportamento na seção monitorada. O primeiro fator, possivelmente, foi a mudança de direção do fluxo. A montante, o canal percorria na direção norte-sul e, em S02, apresenta deflexão para leste. Tal processo controla e direciona o fluxo, ao passo em que há a construção do novo leito e encaixe do talvegue, o segundo fator. Nessa seção transversal, houve a exposição parcial do fundo do canal, predominantemente composto por seixos.

No corredor fluvial do rio Paraguai, Silva et al. (2007) e Souza et al. (2015) identificaram processo similar relacionado às mudanças na direção do fluxo. Contudo, a alteração da direção natural do canal se deu por avulsão. Os autores observaram diminuição na profundidade, velocidade e vazão no antigo canal. Conforme salientam Silva et al. (2007), no decorrer dos últimos anos, houve progressivo aumento da vazão no canal denominado Bracinho, em detrimento da descarga fluvial no canal principal situado a sul.

Ao considerarmos a velocidade do fluxo, verificam-se continuidades e descontinuidades ao longo do perfil longitudinal. De montante para jusante, sua dinâmica oscilou conforme os períodos e seções monitoradas. As variações são bem expressas nos períodos de vazante e seca, com picos de maior e menor velocidade ($1,15 \text{ m/s}^{-1}$ e $0,43 \text{ m/s}^{-1}$, e $1,12 \text{ m/s}^{-1}$ e $0,42 \text{ m/s}^{-1}$, respectivamente). Nos períodos de enchente e cheia, observam-se proximidades no comportamento da velocidade, sobretudo entre S01 e S05. A partir de S06, aumenta no período de cheia, diminuindo de S07 para S08 – comportamento similar ao período de vazante. Por outro lado, nos períodos de seca e enchente, a velocidade aumenta em relação às seções a montante (Figura 118).

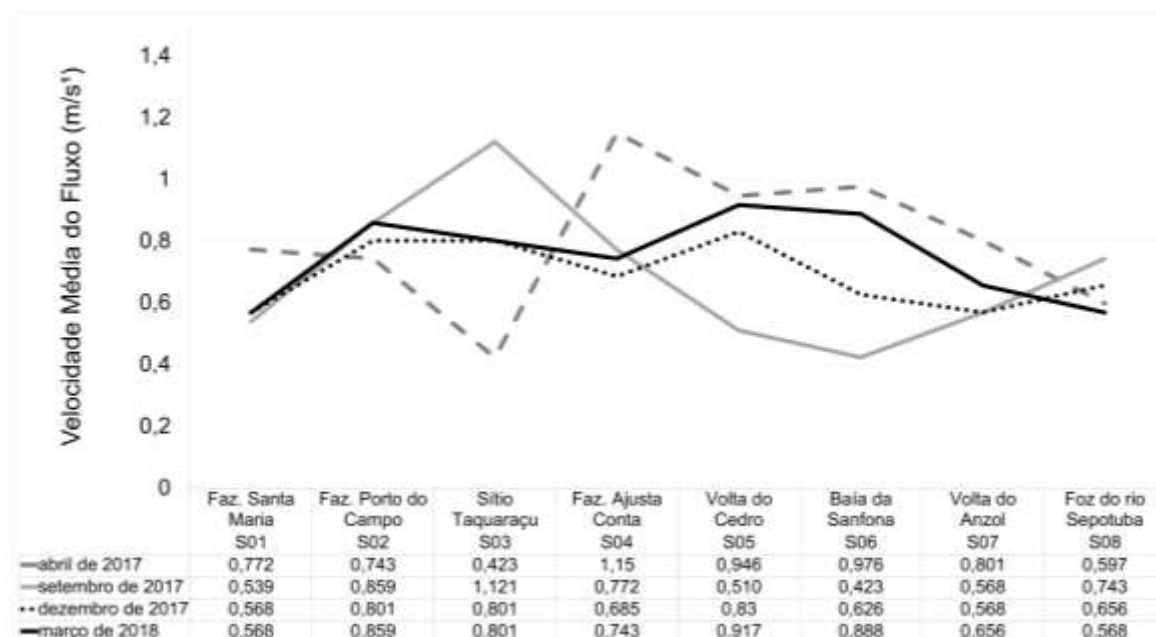


Figura 118. Comportamento do fluxo a partir da velocidade média por seção transversal
Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Quando considerado o volume escoado em m^3/s^{-1} , verifica-se que a vazão foi superior no período de vazante (Figura 119). O volume de água registrado no período pode ter relação com a quantidade de chuva precipitada. Conforme discutido anteriormente, durante o trabalho de campo no mês de abril de 2017, precipitaram mais de 80 mm (ver Figuras 106 e 107). Dessa forma, os períodos de seca, enchente e cheia apresentaram comportamentos com menores oscilações entre as seções transversais em comparação ao período de vazante.

Nesse sentido, cabe salientar que nos três períodos seguintes a vazão aumentou de montante para jusante, mesmo com as oscilações entre seções. Os períodos de seca e enchente apresentaram similaridade entre si no que se refere ao comportamento da vazão ao longo do perfil longitudinal. As excessões se deram em S06 ($<Q$ – seca e $>Q$ – enchente) e S07 ($>Q$ – seca e $<Q$ – enchente), com inversão entre aumento e diminuição. O padrão similar entre esses períodos, com aumento da vazão, também ocorreu em S08. Desse modo, em três dos quatro períodos monitorados, a descarga líquida aumentou na foz do rio Sepotuba, sendo que, no período de cheia, a vazão foi de $274,96 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (Figura 119).

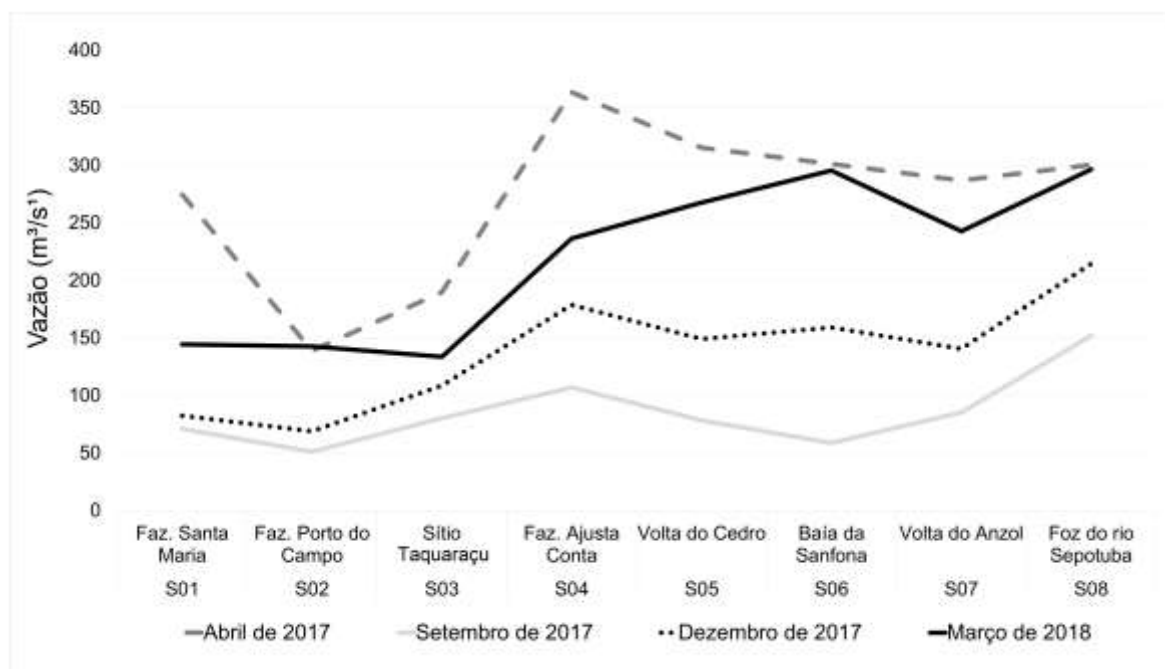


Figura 119. Comportamento da vazão ao longo do perfil longitudinal do rio Sepotuba, bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai em Mato Grosso

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

O comportamento contínuo da vazão no rio Sepotuba, sobretudo no mês de setembro de 2017, pode ter influência de outras interações para além das chuvas (ver Figura 107). Dessa forma, os fluxos de águas subterrâneas, responsáveis por manter a saturação do solo nas partes deprimidas da planície de inundação, contribuem para sua recarga durante os períodos de vazante e seca. Logo, os processos de infiltração e exfiltração foram observados nas margens do canal, bem como processos pedogenéticos no corredor fluvial com a formação de Neossolos Flúvico, Plintossolos e Gleissolos presentes na área de estudo. Essas interações foram aferidas em vários pontos do sistema canal-planície de inundação (Figura 120).



Figura 120. Processo de exfiltração de água nas margens do rio Sepotuba no período de seca (setembro de 2017)

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2017)

Nesse contexto, a conectividade entre a planície de inundação e o canal principal não é apenas realizada pelo extravasamento da água quando a cota do rio ultrapassa o limite de margens plenas (*bankfull*), mas também pelo aumento ou rebaixamento sazonal do lençol freático (LUZ, 2019). Girard et al. (2003) analisaram as interações entre o rio e o lençol freático da planície de inundação e concluíram que o fenômeno de inundação é o principal mecanismo de reabastecimento do lençol freático. A dinâmica descrita pelos autores, a partir de estudos realizados no rio Cuiabá-Paraguai, exemplificam o comportamento para os rios pantaneiros.

Em resposta à dinâmica das águas, sobretudo o comportamento da vazão, ocorre a variação no transporte da carga em suspensão (Figura 121). Evidentemente, no período de vazante (abril de 2017), houve maior carga de sedimentos em três seções transversais. Observa-se que em quatro das oito seções monitoradas os valores em mg/L^{-1} variaram entre 80 e 120 no respectivo período. Entretanto, em 25% das seções, S07 e S08, os maiores volumes foram registrados no período de enchente (dezembro de 2017), enquanto que em S04 e S06 os volumes foram os mesmos nos períodos de vazante e enchente (abril e dezembro de 2017), com 100 mg/L^{-1} a montante e 60 mg/L^{-1} a jusante.

No período de enchente, a carga suspensa retornou a aumentar em todas as seções transversais (dezembro de 2017) em comparação ao período de seca (setembro de 2017). No período de cheia (março de 2018), a concentração no Setor Geomorfológico A manteve-se igual em S01 e S02, com 80 mg/L^{-1} . Os mesmos valores foram registrados temporalmente e espacialmente para os períodos de vazante e cheia. No Setor Geomorfológico B, houve oscilação entre as seções, contudo de S05 para S06 os volumes foram de 60 mg/L^{-1} . No caso específico de S06, manteve-se o padrão em três dos quatro períodos de coleta. Em S07, houve o aumento dos sedimentos em suspensão, com redução em S08. Na foz do rio Sepotuba (S08), assim como em S06, houve a mesma concentração de sedimentos em suspensão para três dos períodos monitorados (Figura 121).

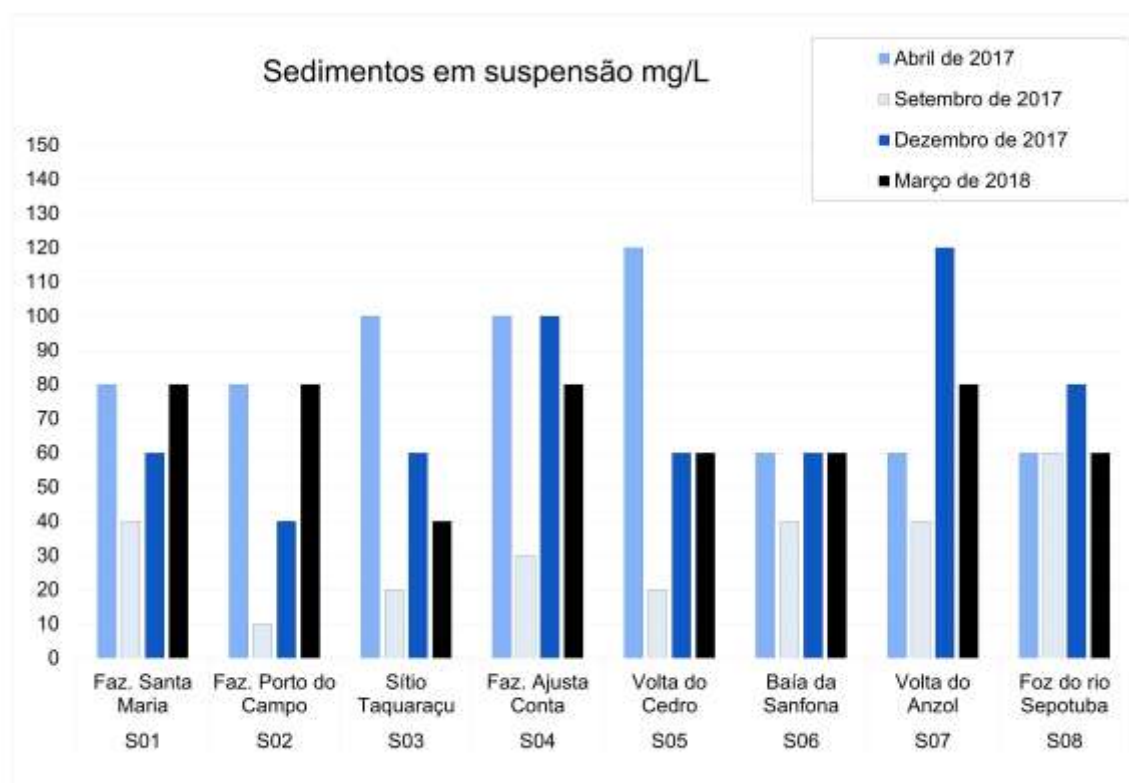


Figura 121. Concentração média dos sólidos em suspensão nas seções transversais
Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Em relação ao transporte de sedimentos, Chaves (2015) obteve resultados que corroboram com a discussão. A maior concentração em suspensão, também no período de cheia, apresentou significativas reduções no período de seca. As seções monitoradas pela autora encontram-se no rio Paraguai, a montante da foz do rio Sepotuba. Nesse contexto, os sistemas fluviais da porção norte da bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai possuem comportamentos hidrossedimentares temporais similares. Contudo, apresentam peculiaridades, sobretudo quando se comparam os comportamentos hidrológicos e sedimentológicos dos afluentes da porção sul.

De acordo com Luz (2019), o transporte de sedimentos no megaleque do rio Cuiabá é predominantemente em suspensão, com valores maiores durante o período de seca, variando entre 59 e 144 mg/L⁻¹ durante a campanha de novembro 2016. Já o sedimento de arrasto é maior no período de cheia, mas com diminuição em direção à confluência. Os valores menores de C_{ss} foram encontrados durante a campanha de cheia, que variou de 6 a 35 mg/L⁻¹ (LUZ, 2019).

Ainda de acordo com Luz (2019), a maior quantidade de sedimento suspenso transportado no período de seca é uma incógnita e vai ao contrário da maior parte dos sistemas fluviais. Segundo Macedo (2017), essa característica é causada pela dinâmica hidrológica da bacia do Pantanal, com sistemas distributários na porção sul. Portanto,

grande parte do sedimento que é produzido nas áreas planálticas fica retida nos leques fluviais.

A descarga sólida de um rio corresponde às interações entre a concentração média suspensa e a vazão (descarga líquida), as quais podem variar de acordo com aspectos e variáveis externas e internas ao canal (CUNHA, 2010). Sua concentração apresenta alta variabilidade temporal devido à entrada de água e ao fornecimento de sedimentos. Normalmente, apresentam valores maiores em períodos de descargas elevadas (LATRUBESSE e STEVAUX, 2017).

Nesse contexto, os dados obtidos, referentes ao campo de abril de 2017, demonstram três comportamentos. De S01 a S03, houve expressiva variação na descarga de sedimentos em suspensão. Na seção a jusante, a carga suspensa aumenta, com dois picos no período de vazante, sendo 3.759 t/dia em S04 e 4.092 t/dia⁻¹ em S05. Ambas as seções estão localizadas no Setor Geomorfológico B. Já no Setor Geomorfológico C, observa-se redução progressiva, sendo que em S08 o volume suspenso foi de 1.346 t/dia⁻¹ (Figura 122).

No trabalho de campo seguinte, correspondente ao período de seca, observa-se maior equilíbrio entre as seções, com aumento em S08 – Foz do rio Sepotuba. Observa-se, ainda, menor volume em S02, com 112 t/dia⁻¹. Cabe salientar que, nas demais seções monitoradas, a descarga suspensa foi inferior a 500 t/dia⁻¹ (queda superior a 80% quando consideramos o volume máximo registrado em abril de 2017), enquanto que em S08 o volume ainda foi de 862 t/dia⁻¹ (Figura 122).

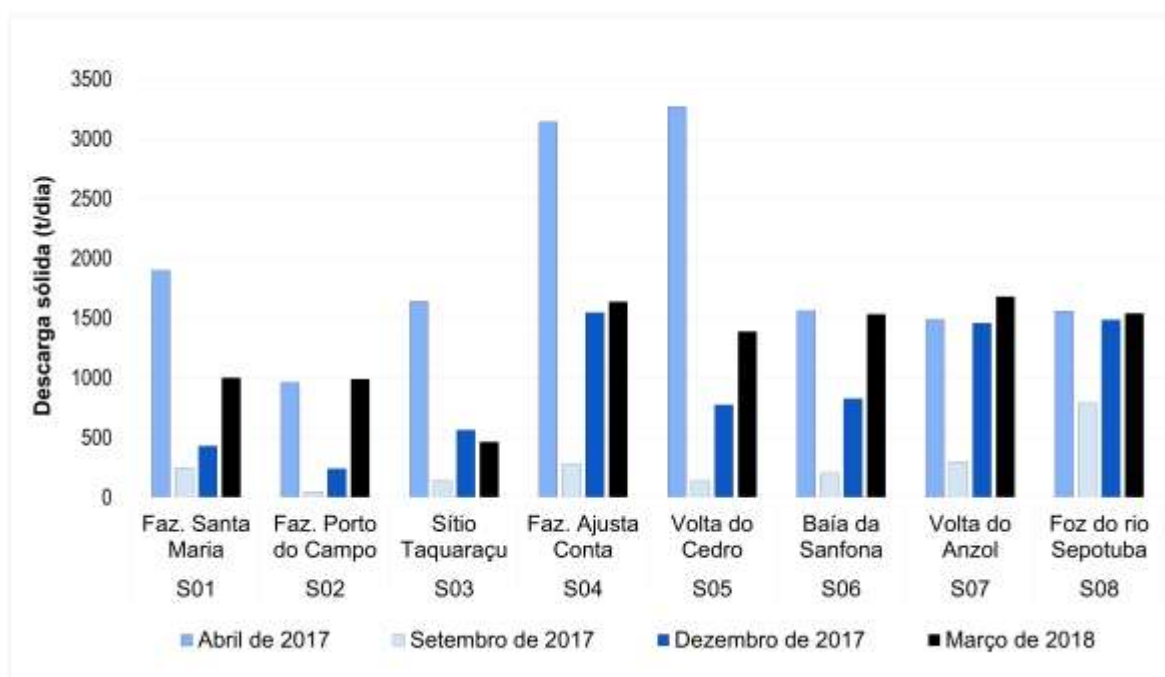


Figura 122. Dinâmica da descarga sólida suspensa para os períodos intra-anuais

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Chaves (2015) verificou que, no período de seca, a concentração dos sedimentos em suspensão é similar ao longo do perfil longitudinal no rio Paraguai para as seções monitoradas, com valor de 40 mg/L^{-1} . Desse modo, a redução do material suspenso também ocorreu no período de seca. Logo, podemos considerar que a diminuição da descarga sólida nesse período é uma característica de ambos os rios, Sepotuba e Paraguai.

Nos campos de dezembro de 2017 e março de 2018, correspondentes aos períodos de enchente e cheia, respectivamente, houve aumento na descarga sólida (Figura 122). Adicionalmente, é possível observar dois comportamentos principais para o volume em suspensão. De S01 a S03, oscilações marcaram o período de enchente e sua redução em S03 no período de cheia. Por outro lado, observa-se um padrão de aumento a partir de S04, ainda com ocorrência de variações em dezembro de 2017. No campo de março de 2018, período de cheia, a descarga sólida apresentou similaridades entre as seções de S04 a S08, com volume superior ao registrado de S01 a S03.

6.1.4. Dinâmica das águas no ambiente de confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai

Os rios de médio e grande porte tendem a drenar diferentes climas e geologias, o que pode ter uma grande influência no fluxo de água e nas condições de transporte de sedimentos, associado ao modelo de apropriação com os usos e ocupação da terra (PARSONS et al., 2007). Dessa forma, as confluências são os ambientes do sistema fluvial que integram as contribuições de cada canal a partir da entrada de matéria e energia, produzidos em cada uma de suas bacias hidrográficas (LUZ et al., 2017; SANTOS e STEVAUX, 2017).

Tais interações, se mostram ainda mais complexas quando Souza (2004) se consideram as variações do volume de água e da carga de sedimentos no rio Paraguai e em seus afluentes. Os pulsos de inundação no sistema, por refluxo, ocorrem quando o canal principal transborda para a planície de inundação de afluentes, como os rios Cabaçal e Jauru. Contudo, no caso específico do segmento de confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai, cada sistema possui sua própria morfologia, de certo modo influenciadas pelo controle estrutural exercido pela geologia local.

Conforme descrito por Silva et al. (2008), a planície do rio Paraguai é assimétrica, pois o rio corre nas proximidades de sua margem esquerda. No sentido NNE, corre

paralelo nos terrenos pré-cambrianos da Província Serrana ou, em alguns locais, em estreitos terraços de depósitos aluviais quaternários. Por outro lado, o rio Sepotuba percorre terrenos suaves, de forma paralela no sentido SE, sendo que o canal apresenta largura maior e planície aluvial bem desenvolvida (SILVA et al., 2007). Desse modo, o rio Paraguai, a montante da confluência com o rio Sepotuba, é chamado de Paraguaizinho por conta de sua calha mais estreita, encaixada junto à Província Serrana. As características morfológicas e hidrodinâmicas do rio Sepotuba, acabam por exercer maior controle sobre o fluxo do rio Paraguai (Figura 123).

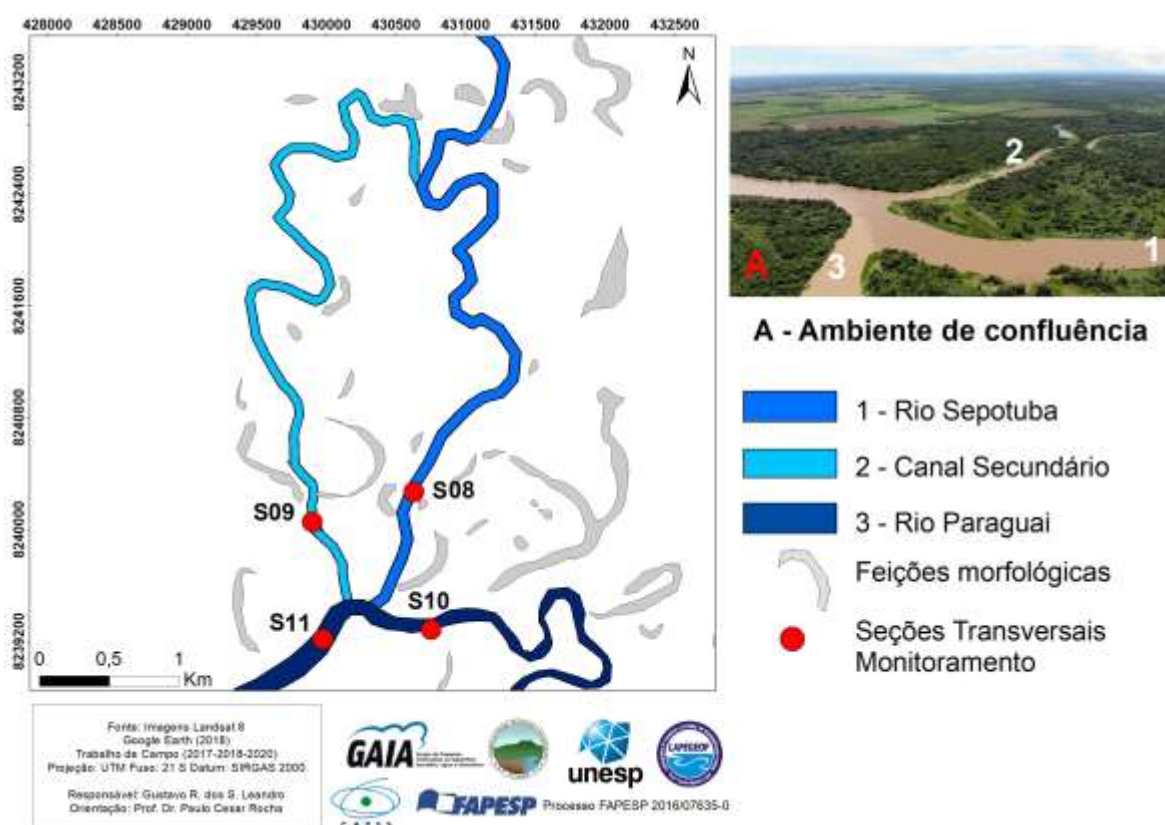


Figura 123. Localização das seções transversais monitoradas no ambiente de confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai

Fonte: Dados de campo e gabinete (2020). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2020)

Em relação à profundidade, o canal principal do rio Sepotuba apresentou valores médios maiores em três dos quatro períodos monitorados, quando comparado ao comportamento da seção no rio Paraguai – montante (Figura 124). Por se tratar de um sistema dinâmico, é possível considerar, ainda, as mudanças que ocorreram em seu canal secundário. Esse segmento do sistema rio-planície do rio Sepotuba vem evoluindo nos últimos trinta anos, conforme discutido anteriormente no Capítulo 5 (Trecho 3 do Setor Geomorfológico C).

Desse modo, podemos considerar alguns processos e mecanismos que contribuíram para sua evolução morfológica e hidrodinâmica atual. Com a migração do

fluxo de água por avulsão entre 1994-1995, o novo canal se estabeleceu a leste e se consolidou como o canal principal. Consequentemente, a intensa deposição da carga de fundo (barras laterais e formas de leito) e o rompimento do fluxo de água têm contribuído para o abandono do antigo canal.

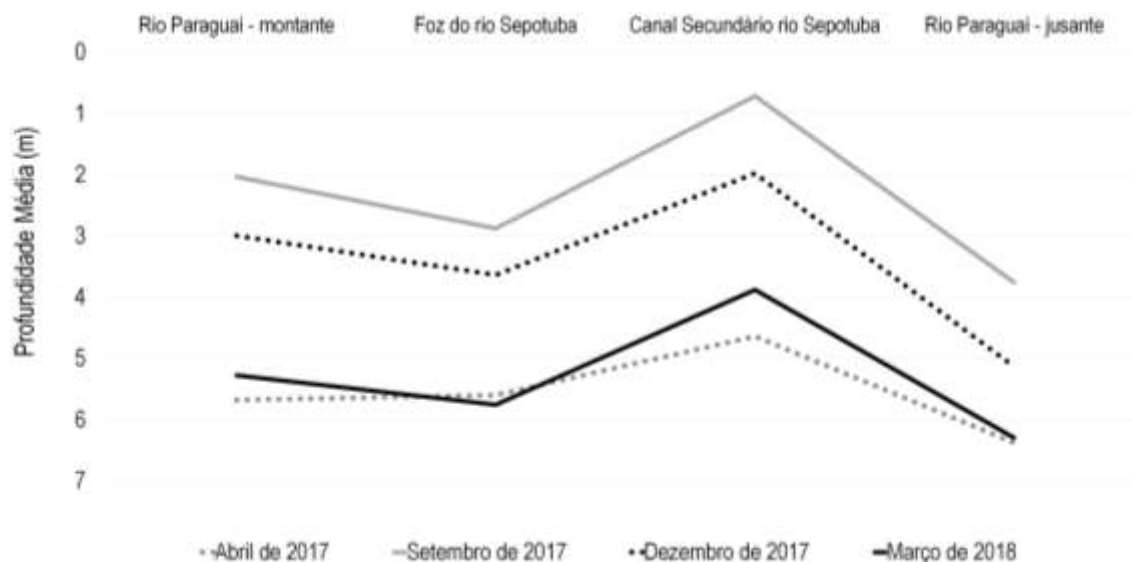


Figura 124. Profundidades médias por seção transversal no ambiente de confluência
Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

No período de vazante, a profundidade média no rio Paraguai – montante foi superior à registrada na foz do rio Sepotuba, o que, possivelmente, há relação com o maior volume de água drenado pela bacia Paraguai/Jauquara a montante da confluência com o rio Sepotuba. Desse modo, o rio Paraguai acaba por controlar a hidrodinâmica na confluência com o processo de refluxo quando a velocidade no canal principal é superior às registradas na foz do rio Sepotuba e no canal secundário.

Esse efeito foi relatado por diversos autores, como Souza (2004), em que verificou-se a influência que os afluentes e canal principal exercem periodicamente. Portanto, o mesmo pode explicar as alternâncias na velocidade do fluxo, ora maior no afluente ou no canal principal – comportamento que ocorreu no período de seca quando a velocidade na foz do rio Sepotuba foi superior às registradas nas demais seções. Em relação ao rio Paraguai, obteve-se $0,33 \text{ m/s}^{-1}$ e $0,24 \text{ m/s}^{-1}$, de montante para jusante, enquanto no rio Sepotuba a velocidade do fluxo foi de $0,74 \text{ m/s}^{-1}$ (Figura 125).

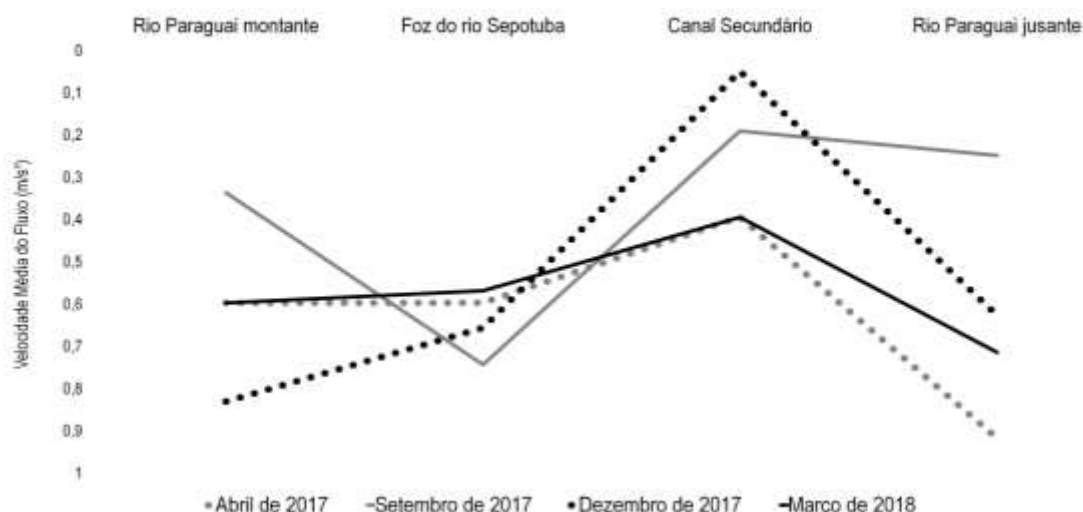


Figura 125. Comportamento do fluxo no ambiente de confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai, bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai em Mato Grosso

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Fica evidente que a bacia hidrográfica do rio Sepotuba contribui com volumes de água superiores ao registrado no rio Paraguai – montante, padrão que se manteve em todos os períodos monitorados. Cabe salientar, ainda, que a variação da vazão no rio Sepotuba é menor quando comparada à dinâmica das águas no rio Paraguai. Dessa forma, além de contribuir com maior quantidade de água no rio Sepotuba, ocorrem menores perdas entre períodos quando se compara com a redução da vazão no rio Paraguai.

Nota-se que, no rio Sepotuba, registrou-se o volume de $260 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ no período de vazante e de $166 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ no período de seca, o que compreende 63,85% comparado ao período anterior. Por sua vez, no rio Paraguai – montante, registrou-se o volume $233 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ no período de vazante e de $47 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ no período de seca, o que corresponde a 20,17% em comparação ao período anterior. No período de cheia, o rio Paraguai-montante contribuiu com $216 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, vazão menor que a registrada na foz do rio Sepotuba, com $254 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (Figura 126).

Em estudo realizado por Luz (2019), observou-se que a vazão do rio Cuiabá foi semelhante em todas as datas de medição, variando entre a máxima vazão de $467 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ na cheia e a mínima de $434 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ na seca. Já no rio Paraguai, obteve-se uma variação maior: na cheia, a vazão foi de $926 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ e, na seca, de $242 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Quanto às velocidades médias, essas são mais baixas no rio Paraguai, a montante da confluência ($0,34 \text{ m/s}$ na cheia e $0,13 \text{ m/s}^{-1}$ na seca). Já no rio Cuiabá, a velocidade média foi mais alta durante a seca ($0,64 \text{ m/s}^{-1}$) (LUZ, 2019).

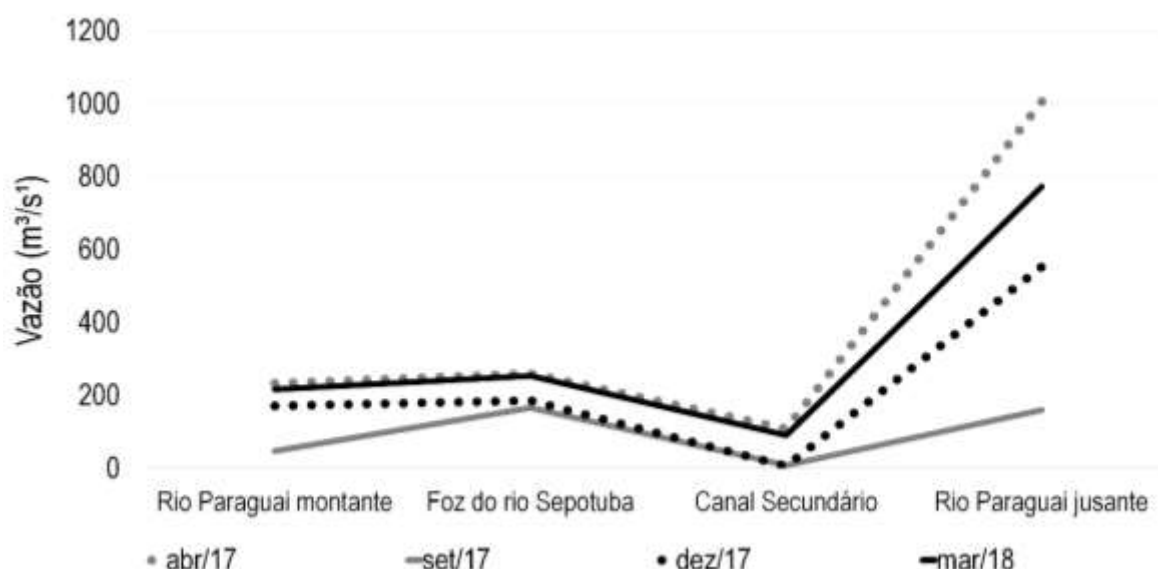


Figura 126. Comportamento da vazão na confluência entre os rios Sepotuba e Paraguai, em Cáceres – Mato Grosso
Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

As interações e o comportamento de cada canal na confluência entre os rios Cuiabá-Paraguai foram semelhantes ao que foi registrado para o rio Sepotuba. Entretanto, verifica-se que, na confluência entre os rios Sepotuba-Paraguai, a armazenagem de água é menor quando comparada ao ambiente de confluência dos rios Cuiabá-Paraguai. Dessa forma, Luz (2019) destacou o papel de aspectos do relevo, como a declividade, com o baixo gradiente topográfico no rio Cuiabá, por favorecer o armazenamento de água em seu sistema. Portanto, fica clara a distinção entre os afluentes de planalto dos afluentes de planície do rio Paraguai e constata-se que cada um contribui com volumes de água de forma distinta.

Observa-se que, para todas as variáveis hidrodinâmicas, os maiores valores foram registrados no rio Paraguai-jusante – principalmente as vazões nos períodos de vazante, enchente e cheia. Tal comportamento reforça a importância do aporte de água do rio Sepotuba, pois mesmo no período de seca, quando diminui consideravelmente, é essencial para a manutenção do sistema. Isso se deve ao fato de que, no período de seca, o rio Paraguai a montante da confluência drenou $47 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, enquanto que o rio Sepotuba contribuiu com $166 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$, e já no rio Paraguai a jusante foram drenados $160 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$.

A produção da carga suspensa é originada, em sua maioria, do escoamento superficial das vertentes (fluxo hortoniano e acanalado de vertente) e, secundariamente, da erosão das margens do canal (RICHARDS, 1982; KNIGHTON, 1998). Assim, o transporte de sedimento pelo canal é o produto final da atuação de uma série de

processos que se iniciam com a precipitação sobre a bacia hidrográfica, e, ao longo de seu caminho pelas vertentes, interação com uma gama de variáveis, a saber: cobertura vegetal, tipo de solo e de rocha, pendente, além do tipo de uso e de ocupação da bacia hidrográfica (LELI et al., 2010).

Nesse sentido, no ambiente de confluência, a concentração dos sedimentos em suspensão apresentou disparidade temporal e espacial entre os volumes transportados no rio Sepotuba e no rio Paraguai devido à especificidade de cada uma de suas bacias hidrográficas. Nos períodos de vazante e seca, cada um contribui com volume maior, ou seja, o rio Paraguai foi mais expressivo durante a seca e o rio Sepotuba durante a vazante. Contudo, no período de enchente, as variações na carga suspensa foram mais significativas no rio Paraguai, pois apresentou um pico de 320 mg/L^{-1} . Dessa forma, o fornecimento de sedimentos pelo rio Paraguai é maior que o volume transportado pelo rio Sepotuba no período. Por sua vez, as contribuições de ambos foi a mesma no período de cheia, com 60 mg/L^{-1} (Figura 127).

A jusante da confluência, nota-se que o rio Paraguai apresenta concentrações que diminuem temporalmente entre os períodos de vazante-seca. Na transição entre os períodos de seca-enchente, houve aumento na concentração e queda no período de cheia. Do ponto de vista espacial, as concentrações a jusante são menores em relação a montante. Nesse sentido, constata-se o papel de dispersão do rio Sepotuba com sua vazão. No período de cheia, ocorreu a estabilização da carga suspensa, conforme constatado na seção transversal a jusante, bem como na foz do rio Sepotuba em relação ao rio Paraguai-montante (Figura 123).

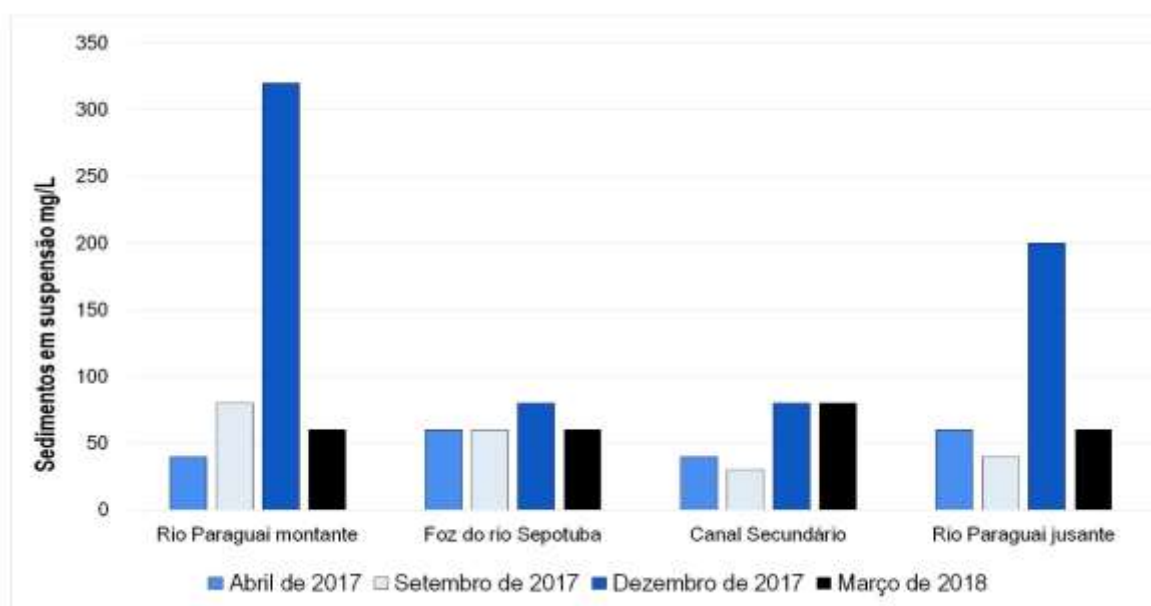


Figura 127. Concentração média dos sólidos em suspensão das seções transversais na confluência

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Em estudos realizados por Ribeiro (2016), Ribeiro et al. (2017) e Costa et al. (2020), os autores identificaram diferentes aspectos da bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara que podem elucidar o comportamento do rio Paraguai na confluência com o rio Sepotuba, pois trata-se de sua área de captação. Podemos considerar, inicialmente, a área de drenagem de ambos os canais. A bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara possui 16.482 km², enquanto que a bacia hidrográfica do rio Sepotuba possui 9.827,98 km², área que corresponde a 59,62% em relação à primeira (RIBEIRO et al., 2017). Nesse sentido, segundo Costa et al. (2020), destaca-se também a composição do sistema de drenagem, pois 73,40% dos canais fluviais da bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara são de primeira ordem, ou seja, ocorrem em relevo dissecado, o que favorece os processos erosivos e o aporte de sedimentos.

Nesse contexto, outro fator relacionado ao comportamento hidrossedimentar do rio Paraguai diz respeito às mudanças antrópicas na bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara. O processo de apropriação do relevo se deve ao aumento da área destinada à classe pastagem e, conseqüentemente, à redução da vegetação natural. No entanto, embora a pastagem seja predominante, a agricultura tem aumentado ao longo do tempo (RIBEIRO, 2016; RIBEIRO et al., 2017). Conforme Ribeiro et al. (2017), no período de vinte anos, houve redução de 25,97% da área de vegetação natural e, no mesmo período, houve um aumento da área ocupada pela classe pastagem, mais de 33% (RIBEIRO et al., 2017). O processo de expansão da cultura canieira no período de 1993/2014 apresentou um aumento considerável da área cultivada, o que ocorreu principalmente pela substituição das áreas de vegetação natural e pastagem (RIBEIRO, 2016). Segundo o autor, o setor apresentou um aumento de 166,67% no período de vinte anos.

Portanto, a combinação entre os índices pluviométricos registrados em dezembro de 2017, associados à extensa área da bacia Paraguai/Jauquara com solo exposto, pode explicar a elevada carga de sedimentos suspensos no rio Paraguai. Isso ocorre porque o material em transporte por escoamento superficial logo alcança o sistema fluvial (ver Figuras 106 e 107).

Como produto da interação entre matéria e energia, podemos considerar que o rio Sepotuba contribui com o volume em vazão e o rio Paraguai com o maior volume em carga suspensa, sobretudo no período de enchente. Desse modo, nesse período, a descarga sólida foi superior a 9.500 t/dia⁻¹ a jusante. Contudo, em três dos quatro períodos monitorados na foz do rio Sepotuba, a descarga sólida foi maior do que o volume registrado no rio Paraguai – montante. Nesse caso, fica evidente o papel das culturas temporárias ou semi-temporárias no que se refere à exposição do solo aos

processos erosivos e ao transporte de sedimentos no rio Paraguai.

Nos períodos de vazante e seca, a variação foi mais expressiva, assim como no período de enchente. Contudo, no período de cheia, nota-se uma estabilização da descarga sólida em ambos os canais – comportamento similar ao que ocorreu com a concentração em suspensão (ver Figura 123). Cabe salientar, ainda, que a esbabilidade da descarga sólida no rio Sepotuba ocorreu temporalmente entre os períodos de enchente e cheia, diferente do comportamento no rio Paraguai (Figura 128).



Figura 128. Comportamento da descarga sólida suspensa na confluência para os períodos monitorados

Fonte: Dados de campo e gabinete (2018). **Organização:** LEANDRO, Gustavo Roberto dos Santos (2018)

Seguindo a tendência da vazão e sedimentos em suspensão, nota-se que a descarga sólida no rio Paraguai – jusante apresentou o mesmo comportamento temporal, ou seja, oscilou para menos entre os períodos de vazante e seca, com aumento no período de enchente quando diminuiu no período de cheia. Nesse contexto, Leli et al. (2010) discutem que a carga de sedimento suspenso tem uma relação direta, ainda que com certa dispersão, com a vazão líquida do rio e essa relação varia espacial e temporalmente. Portanto, no canal secundário, as descargas sólidas são influenciadas pelo transbordamento dos canais principais, fato evidenciado nos períodos de vazante e cheia.

Leli et al. (2010) alertam para o fato de que a carga suspensa é importante nos processos fluviais e seu conhecimento é imprescindível ao gerenciamento de um rio. De acordo com os autores, a carga suspensa, juntamente com a carga de fundo de um rio, controla a morfologia e o padrão do canal, bem como as características da planície de inundação, além de interferirem na ecologia e no uso da água fluvial.

As culturas temporárias contribuem significativamente com a produção de sedimentos, principalmente pela exposição do solo nos períodos de chuva, conforme aferido por imagens de satélite e sobrevoo com drone em trabalho de campo (entre novembro e março). Isso se dá, principalmente, devido às formas de uso e ocupação da terra com as culturas da soja, algodão e de cana-de-açúcar a montante da confluência. Consequentemente, a magnitude da carga suspensa está relacionada, além das suas características naturais, com o tipo de desenvolvimento econômico na região. Portanto, a dinâmica da carga suspensa nos rios Sepotuba e Paraguai também pode ser utilizada como indicador de degradação ambiental.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da concepção de que as bacias hidrográficas são sistemas complexos, sendo bem expresso pela evolução de seus compartimentos geomorfológicos, compreendemos que as interações hidromorfodinâmicas são sintetizadas pela constante evolução de seu sistema rio-planície de inundação. Entretanto, intervenções em seus canais fluviais e a apropriação do relevo resultam em variações e alterações ambientais que refletem na conectividade e funcionamento da mesma enquanto sistema.

Nesse sentido, tendo em vista a hipótese inicial, os resultados obtidos no presente estudo corroboram o fato de que a expansão da ocupação e tipologias de usos da terra, a partir da segunda metade do século XX, não só ocasionaram alterações no comportamento hidrodinâmico atual na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, Alto rio Paraguai - Mato Grosso, como também resultaram em importantes mudanças morfológicas no baixo curso do rio principal.

Para o desenvolvimento do presente estudo foram adotados diferentes procedimentos metodológicos, essenciais em estudos geomorfológicos, cerne da presente tese para a análise da produção do espaço geográfico. Assim, diversas técnicas foram empreendidas em trabalho de gabinete, trabalhos de campo e em análises laboratoriais onde os resultados obtidos foram complementares e essenciais para as discussões apresentadas.

Inicialmente, foi realizada a hierarquização da bacia hidrográfica do rio Sepotuba com a caracterização de seus aspectos físicos-ambientais conforme proposto no primeiro objetivo específico. Logo, a partir da identificação dos principais afluentes, e das áreas de drenagem diretamente relacionados ao rio Sepotuba como a sub-bacia hidrográfica 3 – Médio Sepotuba, foi possível a identificação das particularidades de cada compartimento geomorfológico considerando suas litologias, morfoesculturas, associações e ocorrências pedológicas, como também aspectos relacionados a declividade e hipsometria,

essenciais para diagnósticos de potencialidades e fragilidades ambientais numa perspectiva de planejamento e ordenamento territorial.

Posteriormente, o segundo objetivo específico foi alcançado uma vez que, os resultados discutidos no capítulo 4 apontam que a expansão agropecuária consolidou o setor como a principal atividade econômica regional, e que por isso gerou divisas para os municípios que se sobrepõe à bacia hidrográfica do rio Sepotuba, principalmente, Tangará da Serra e Cáceres enquanto pólos regionais. Contudo, os impactos negativos em seu sistema são emergentes em diferentes compartimentos geomorfológicos da bacia hidrográfica, devido a supressão e fragmentação de importantes coberturas vegetais principalmente nas áreas de proteção permanente.

Dessa forma, em consequência do modelo produtivo adotado, foi possível constatar que no alto e médio curso, os processos erosivos alcançaram elevados níveis de degradação ambiental, e o material produzido tem se tornado causa direta do assoreamento de diversos canais fluviais e afluentes de primeira a terceira ordem. Por outro lado, no baixo curso do rio Sepotuba os processos erosivos tem relação direta com a pecuária. Quando discutimos sobre os processos erosivos, o primeiro fator a ser considerado é a retirada da cobertura vegetal e o segundo fator de impacto é o uso pela pecuária. Tal fato foi comprado na sub-bacia hidrográfica 8 – Baixo Sepotuba onde o gado tem acesso direto ao canal, e em diversos pontos o pisoteamento dos animais tem sido causa do desmoronamento de suas margens.

A fim de contribuir com a análise da degradação ambiental a partir dos usos e ocupação da terra e das coberturas vegetais mapeadas, aplicou-se o Índice de Transformação Antrópica. Desse modo, a metodologia evidenciou importantes mudanças no período entre 1986-2016 em seis das oito sub-bacias hidrográficas contribuintes do rio Sepotuba. A única sub-bacia hidrográfica que manteve a condição de Pouco Degradada foi a do rio Juba. Portanto, na escala espaço-temporal adotada na presente tese, foi possível a qualificação e identificação das mudanças nos níveis de antropização da bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Entretanto, torna-se emergencial escalonar e detalhar as diferentes culturas (anuais e permanentes) implementadas na área, tais como soja, milho, algodão, entre outros, a partir das sub-bacias hidrográficas hierarquizadas na presente tese, por exemplo. Conforme demonstrado no presente estudo, algumas técnicas agrícolas e de manejo nas pastagens acabam por maximizar os processos erosivos, pois são incompatíveis com as características físicas do solo e morfologias do relevo, somado aos índices pluviométricos. Consequentemente, diferentes impactos ambientais que

comprometem sua qualidade ambiental, sobretudo nos canais fluviais poderão ser diagnosticados com a proposição de intervenções que minimizem tais efeitos.

Logo, é importante salientar que o Índice de Transformação Antrópica – ITA adota como fator de análise as formas de uso e ocupação da terra. Nessa caso, constatou-se que há a necessidade de se definir mais critérios e incorporar fatores em suas diagnoses sobretudo porque a área de estudo possui características diversas, o que demanda a incorporação de outros indicadores, como por exemplo índices de dissecação do relevo e estudos morfopedológicos, para além das formas de uso e ocupação da terra. Além disso, outras formas de intervenção e degradação foram identificadas na presente tese. Podemos pontuar as queimadas associadas ao desmatamento, transposição e reservação de água – pequenos barramentos ao longo de canais de primeira a terceira ordem para irrigação, desedentação animal e piscicultura, além da construção de grandes barragens para a produção de energia hidrelétrica. As mudanças na bacia hidrográfica do rio Sepotuba a partir dos usos diretos e indiretos têm comprometido a dinâmica das interações hidromorfodinâmicas entre os afluentes com o rio Sepotuba, e deste com o sistema rio-planície no baixo curso, pois há o rompimento da conectividade hidrológica e sedimentológica a partir do controle das vazões.

Nesse contexto, sobre a avaliação do regime hidrológico (terceiro objetivo específico) destacamos a dificuldade no processo de obtenção de dados junto à Agência Nacional de Águas – ANA, bem como em outras bases de dados. Desse modo, alguns pontos devem ser considerados, como a liberação dos dados e as falhas existentes nas séries históricas disponíveis, que necessitaram de preenchimento estatístico. Destaca-se, também, o não funcionamento, ou o curto período de tempo de monitoramento, na maioria das estações fluviométricas e pluviométricas inventariadas na bacia hidrográfica do rio Sepotuba.

Contudo, no estudo, os dados históricos das poucas estações com série longa demonstram que de fato houve alterações na distribuição interanual das chuvas, concomitantemente ao aumento das áreas agropecuárias em substituição à cobertura vegetal nativa, pois as descargas no rio Sepotuba, que inicialmente respondiam ao regime de chuvas interanuais, passaram a ter influências dos usos e ocupação da terra em seu comportamento. Dessa forma, a integração entre o comportamento interanual das chuvas e o progressivo avanço dos usos e ocupação da terra, na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, contribuiu para a ocorrência de três períodos hidrológicos: de 1970 a 1985, de 1986 a 2000 e de 2001 a 2018.

No primeiro período hidrológico, as vazões aumentaram progressivamente em resposta à dinâmica das chuvas. Contudo, na segunda metade dos anos do respectivo

período, nota-se que outra variável – os usos agropecuários – passa a contribuir também com a distribuição e o volume das precipitações na bacia hidrográfica. Nesse contexto, a transição para o segundo período hidrológico é marcada pelo aumento no Desvio Padrão das chuvas, o maior de toda a série, bem como pelas oscilações na vazão. Por fim, o terceiro período hidrológico é marcado por oscilações nas vazões, e variações das chuvas conforme constatado a partir do Desvio Padrão e por sua progressiva diminuição, como aponta a média histórica. Uma das causas que, possivelmente, vêm contribuindo para alterações nas precipitações é a evapotranspiração alterada pelos elevados percentuais de desmatamento na região.

Com relação às sazonalidades, os períodos de cheia e seca são intermediados pelos períodos de vazante e enchente. Evidentemente, com a diminuição das vazões anuais e com o aumento no aporte de sedimentos, verifica-se a formação de depósitos sedimentares no canal principal do rio Sepotuba, e ao longo de trechos de seus afluentes o que se evidencia pela sucessão de coberturas vegetais – Floresta Aluvial na planície de inundação, enquanto que ocorre a diminuição das atividades fotossintéticas na bacia hidrográfica devido aos arranjos produtivos das culturas temporárias, conforme demonstrado pelo Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – NDVI, com a exposição do solo.

Logo, observa-se, que nas últimas décadas, as interações hidromorfodinâmicas foram expressivas no sistema rio-planície de inundação, sobretudo no Setor Geomorfológico C em resposta ao comportamento das vazões. Entre o final do primeiro período hidrológico e ao longo do segundo período, diferentes mecanismos de mudanças morfológicas ocorreram no canal principal; enquanto que a partir do terceiro período hidrológico, entre 2001-2018, os mecanismos deposicionais foram mais expressivos, principalmente nos anos finais da série de dados. Tal comportamento pode ter relação com a predominância das frações arenosas nos sedimentos de fundo em consonância com as menores vazões, conforme constatado no ciclo interanual monitorado (2017-2018). Desse modo, destacaram-se as ocorrências de formas de leito, barras convexas laterais e diques marginais – esses últimos, estabilizados pela sucessão ecológica de espécies herbáceas e arbustivas.

Por outro lado, as mudanças morfológicas nos setores a montante foram mais expressivas na planície de inundação. Isso porque, o canal principal do rio Sepotuba encontra-se encaixado em depósitos sedimentares pré-atuais com alguns trechos controlados pelos terraços fluviais. Assim, as interações entre as Unidades Morfológicas canal principal e terraços fluviais ocorrem a partir dos processos de erosão marginal por corrosão e cavitação, sendo que há a queda de blocos por solapamento basal nos

Setores Geomofológicos A e B. É preciso salientar que, o uso pecuário têm potencializado os processos erosivos como discutido na presente tese.

Nesse sentido, os produtos cartográficos apresentados no presente estudo, gerados a partir de dados primários e secundários, ilustram os principais mecanismos de mudanças morfológicas com detalhamentos morfométricos espaciais e temporais sobretudo no Setor Geomorfológico C. Dessa forma, fica claro que tais mapeamentos são materiais que elucidam aspectos, processos e mecanismos desconhecidos até então, relacionados a evolução espaço-temporal da dinâmica ambiental na bacia hidrográfica do rio Sepotuba em resposta a sua apropriação e interações hidromorfodinâmicas. Por sua vez, ainda demonstram a necessidade de constantes monitoramentos que incorporem outras técnicas aplicadas aos estudos geomorfológicos como a datação dos materiais deposicionais pré-atuais e atuais no sentido de avançarmos com os conhecimentos sobre a evolução da área e como seu estágio atual pode indicar potencialidades e fragilidades.

Em relação ao padrão de circulação, no presente estudo, os sedimentos de fundo apresentaram intervalos granulométricos distintos entre os setores geomorfológicos delimitados no sistema rio-planície de inundação. Entretanto, mantiveram os mesmos padrões temporais nos períodos de vazante, seca, enchente e cheia. Nesse sentido, nos Setores Geomorfológicos A e B, as mudanças mais evidentes no sistema ocorreram devido ao avanço do uso e ocupação da terra pela pecuária, sendo bem expressas devido às alterações na dinâmica hidrológica de ambientes fluviais, como as baías e lagoas – diminuição areal devido as alterações na chuva e vazão. Isso também decorre do fato de que, em várias propriedades rurais, adota-se a prática de barramento de afluentes, que contribuem para a manutenção das áreas úmidas presentes no sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba.

Com base nos cenários analisados no presente estudo, entende-se que há a necessidade de trabalhos mais específicos, principalmente relacionados aos efeitos dos empreendimentos hidrelétricos no controle da vazão dos principais afluentes e às possíveis variações na hidrologia do sistema rio-planície de inundação do rio Sepotuba pelos próximos anos. Também, reforçamos os impactos na vegetação e na conectividade entre canal-planície frente às relações geomorfologia-hidrologia devido ao avanço da pecuária em ambientes aluviais dinâmicos.

Dessa forma, levando em consideração a possível construção de novos empreendimentos hidrelétricos, bem como as taxas de ocupação e uso da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba a mais de 60% em 2018, recomenda-se a reativação e instalação de estações fluviométricas e pluviométricas, bem como de estações sedimentométricas para que se efetive o monitoramento sistemático de importantes

variáveis hidromorfodinâmicas. Esse monitoramento configura-se fundamental principalmente no baixo curso dos principais afluentes, que contribuem significativamente com o aporte de água e sedimentos, também ao longo do baixo curso do rio Sepotuba, onde o sistema rio-planície de inundação apresentaram respostas hidrológicas e morfológicas em relação às dinâmicas socioambientais que se processam na bacia hidrográfica.

Levando em consideração a projeção de novos empreendimentos hidrelétricos, bem como as taxas de ocupação e uso da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba, recomenda-se:

- Recomposição vegetal da mata ciliar, principalmente nos canais de primeira a terceira ordem pois, apresentaram processos erosivos, seguido de assoreamento. E ainda, intervenções diretas em sua hidrodinâmica com a sucessão de pequenos barramentos.
- A reativação e instalação de estações fluviométricas e pluviométricas, bem como de estações sedimentométricas para o efetivo monitoramento do aporte de sedimentos e alterações na vazão em resposta as chuvas, usos da terra e intervenções diretas nos canais fluviais.
- Desenvolvimento de estudos e pesquisas mais específicos, principalmente relacionados aos efeitos dos empreendimentos hidrelétricos em relação ao comportamento hidrológico do rio Sepotuba, e afluentes devido a sua regulação.
- Realização de estudos hidrológicos-geomorfológicos no baixo curso do rio Sepotuba que incorporem a análise histórica dos anos de recorrência de inundação, bem como o mapeamento das zonas de influência de inundação com a identificação do nível de margens plenas naturais e possíveis mudanças relacionadas aos empreendimentos hidrelétricos.

Por fim, os resultados obtidos na presente tese demonstraram que a bacia hidrográfica do rio Sepotuba apresenta uma série de demandas relacionadas a sua apropriação e uso dos recursos hídricos. A princípio tendo como marco divisor a “colonização” não indígena na região na segunda metade do século passado. Logo, inúmeras intervenções têm ocorrido ao longo de anos sem que se compreenda de forma efetiva suas dinâmicas ambientais.

Portanto, os produtos gerados na presente tese podem contribuir para o efetivo planejamento ambiental e ordenamento territorial na bacia hidrográfica do rio Sepotuba. São materiais, sobretudo cartográficos, com potencial de uso consultivos, ou mesmo com a possibilidade de sua incorporação em planos gestores municipais, estaduais e regionais pois, o rio Sepotuba é de fato um importante contribuinte para a bacia hidrográfica do Alto rio Paraguai e Pantanal.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. 2006. **Brasil: Paisagens de Exceção**. O litoral e o Pantanal Mato-Grossense. Patrimônios Básicos. Cotia, Ateliê Editorial.
- ABDON, M. M.; SILVA, J. S. V.; SOUZA, I. M.; ROMON, V. T.; TAMPAZZO, J.; FERRARI, D. L. Desmatamento no bioma Pantanal até o ano 2002: relações com a fitofisionomia e limites municipais. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 1, n. 59, p. 17-24, 2007.
- ALLEN, J. R. L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v. 5, p. 89-101, 1965.
- ALLEN, J. R. L. Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian) Anglo-Welsh basin. **Sedimentology**, v. 3, p. 89-108, 1964.
- ALVARENGA C. J. S.; TROMPETTE R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 1 p. 18-30, 1993.
- ALVES, N. S. **Mapeamento hidromorfodinâmico do complexo fluvial de Anavilhanas: contribuição aos estudos da Geomorfologia Fluvial amazônica**. 2013. 232 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 2013.
- ANDRADE, I. R. A.; SOUZA FILHO, E. E. Mapeamento de feições morfológicas da planície de inundação do Alto rio Paraná, através do uso de produtos orbitais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 12, n. 2, 2011.
- AQUINO, S.; STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Regime hidrológico e aspectos do comportamento morfohidráulico do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, p. 29-41, 2005.
- ARAÚJO, A. P. **Dinâmica fluvial e regime hidrológico na bacia hidrográfica do rio Paranapanema**. 2013. 197 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Presidente Prudente, 2011.
- ASRAR, G.; FUCHS, M.; KANEMASU, E. T; HATFIELD, J. L. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. **Agronomy Journal**. v.76, n. 2, p. 300-306, 1984.
- ASSINE, M. L.; MERINO, E. R.; PUPIM, F. N.; MACEDO, H. A.; SANTOS, M. G. M. The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 3, p. 475-489, 2015.
- ASSINE, M.L. **Sedimentação na bacia do Pantanal mato grossense, Centro-Oeste do Brasil**. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Tese de Livre-Docência, 106 p, 2003.
- BARBOSA, K. M. do N. **Monitoramento espacial de biomassa e carbono orgânico da vegetação herbácea de várzea na Amazônia Central**. 2006 131 f Tese (Doutorado em Engenharia Florestal), Universidade Federal do Paraná - UFPR, Curitiba – PR. 2006.

BARROS, A. M.; SILVA, R. H.; CARDOSO, O. R. F. A.; FREIRE, F. A.; SOUZA JUNIOR, J. J.; RIVETTI, M.; LUZ, D. S.; PALMEIRA, R. C. B.; TASSINARI, C. C. G. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 21 – Cuiabá; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1982. p. 25 – 192

BARROS, M. A. S.; MIZUSAKI, A. M. P.; WESKA, R. K.; BORBA, A. W.; CHEMALE JR, F.; COSTA, E. C. Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n. 2, p. 71 - 77, 2006.

BAYER, M. **Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia**. 2010. 82 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) – Universidade Federal de Goiás – UFG, Goiânia, 2010.

BAYER, M.; ZANCOPÉ, M. H. C. Ambientes sedimentares da planície aluvial do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.15, n. 2, p. 203-220, 2014.

BERTONI, J.C; TUCCI, C. E. M. Precipitação. In: **Hidrologia Ciência e Aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade (UFRGS) e EDUSP, 2009. v. 1. 177-231 p.

BERTRAND, G. Paisagem e geografia física global: esboço metodológico. **Caderno de Ciências da Terra**. n. 13, p. 1-27, 1972.

BORDAS, M. P.; SEMMELMANN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C. E. M.; SILVEIRA, A. L. L. (Orgs.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3 ed. Porto Alegre – RS: Editora da UFRGS/ABRH, 2004. p. 915-939.

BORGES, C. Z. **Erosão marginal no rio Paraná após a conclusão do reservatório da UHE Sérgio Motta (Porto Primavera) a jusante da barragem**. 2004. 50 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá - UEM, Maringá - PR, 2004.

BORTOLUZZI, E. C.; PETRY, C. Partículas minerais: da rocha ao sedimento. In: POLETO, C. (Orgs.). **Ambiente e sedimento**. Porto Alegre - RS: Editora da UFRGS/ABRH, 2008. p. 1 - 38.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrol. Process**. 2007, 21, 1749–1763 p.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL**. Levantamentos dos Recursos Naturais, Folha SD 21. Cuiabá, Rio de Janeiro: Secretaria Geral, 1982. 448 p.

BRASIL. Projeto Probio. Avaliação e ações para a conservação da biodiversidade nos biomas Cerrado e Pantanal. Ministério do Meio Ambiente, 2004. Disponível em:< http://www.mma.gov.br/estruturas/sbf_chm_rbbio/_arquivos/Sumario%20CerradoPantanaIpdf>Acess o em: 10 out. 2014.

BRICE, J.C. Evolution of meander loops. **Geological Society of America Bulletin**, v. 85, p. 581–586, 1974.

BRIERLEY, G.J.; FRYIRS, K. *Geomorphology and River Management: Applications of the River Style Framework*. Oxford, U.K: Blackwell, 2005, 412 p.

BRUIJNZEEL, L. A. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. IHP. IAHS. UNESCO, 1990. 224 p.

BÜHLER, B. F. **Qualidade da água e aspectos sedimentares da bacia hidrográfica do rio Paraguai no trecho situado entre a baía do late e a região do Sadao, município de Cáceres (MT), sob os enfoques quantitativos e perceptivos**. 2011. 140 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Instituto de Ciências Naturais e Tecnológicas, Universidade do Estado de Mato Grosso - UNEMAT, Cáceres - MT, 2011.

BÜHLER, B. F.; SOUZA, C. A. Aspectos sedimentares do rio Paraguai no perímetro urbano de Cáceres - MT. **Geociências**. v. 31, n. 3, p. 339-349. 2012.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. Geoprocessamento para Projetos Ambientais In: CAMARA, Gilberto; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M. V. (Org.). **Introdução à Ciência da Geoinformação**. 2006.

CAMARGO, L. (Org.). **Atlas de Mato Grosso: abordagem socioeconômico-ecológica**. Cuiabá – MT: Entrelinhas, 2011. 96 p.

CARVALHO, J. M. **Degradação dos solos por erosão hídrica, sob áreas de pastagem, na bacia hidrográfica do rio Cabaçal - região Sudoeste do estado de Mato Grosso, Brasil**. 2015. 54 f. Dissertação (Mestrado em Ambientes e Sistemas de Produção Agrícolas), Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Tangará da Serra – MT, 2015.

CARVALHO, L. R. **Corredor fluvial do rio Paraguai entre a foz do rio Cabaçal e a cidade de Cáceres – Mato Grosso: feições morfológicas e o aporte de sedimentos**. 2019. 152 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Faculdade de Ciências Humanas, Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Cáceres – MT, 2019.

CARVALHO, R. G. As bacias hidrográficas enquanto unidades de planejamento e zoneamento ambiental no Brasil. **Caderno Prudentino de Geografia**. v. Especial, n. 36, p. 36-43, 2014.

CARVALHO, T. M. Avaliação do transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia. **Geosul**. v. 24, n. 47, p. 147-160. 2009.

CARVALHO, T. M. Técnicas de medição de vazão por meios convencionais e não convencionais. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 1, n. 1, p. 73-85. 2008.

CASARIN, R.; NEVES, S. M. A. S.; NEVES, R. J. Uso da terra e qualidade da água da Bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara-MT. *Revista Geográfica Acadêmica*, v.2, n.1, p.33-42, 2008.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Editora Contexto, 1991. 147 p.

CASTRILLON, S. K. I.; SILVA, C. J. da; FERNANDEZ, J. R. C.; IKEDA, A. K. Avaliação da diversidade arbórea das ilhas do rio Paraguai na região de Cáceres, Pantanal Mato-Grossense, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, Belo Horizonte, v. 25, n. 3, p. 672-684, 2011.

CHAVES, I. J. F. **Análise da dinâmica fluvial rio Paraguai entre foz do córrego chafariz e a foz do rio Cachoeirinha - MT.** 2015. 106 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá – MT, 2015.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial: o canal fluvial.** 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** 2 ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188 p.

CHURCH, M. Channel morphology and typology. In: PETTS, G. E; CALOW, P. (Orgs.). **River flows and channel forms.** Blackwell Science, 1996.

CLARKE, R., TUCCI, C. E. M.; COLLISCHONN, W. Variabilidade temporal no regime hidrológico da bacia do rio Paraguai. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8 n. 1, 2003, p. 201-211.

COELHO, A. L. N. **Alterações hidrogeomorfológicas no Médio-Baixo Rio Doce/ES.** 2007. 227 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense - UFF, Niterói, 2007.

COELHO, A. L. N. Geomorfologia fluvial de rios impactados por barragens. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 09, n. 26, p. 16-32, 2008.

COFFMAN, D.K.; MALSTAFF, G.; HEITMULLER, F.T. Characterization of geomorphic units in the alluvial valleys and channels of Gulf Coastal Plain rivers in Texas, with examples from the Brazos, Sabine, and Trinity Rivers, 2010: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5067, 2011, p. 42.

COHEN, J. A. Coefficient of agreement for nominal scales. **Educational and Psychological Measurement**, v.20, n.1, p.37-46, 1960.

CORRADINI, F. A.; FACHINI, M. P.; STEVAUX, J. C. Controle geomorfológico da distribuição da vegetação ripária do rio Paraná: Parte I – Unidades geomórficas da planície de inundação. **Revista UnG – Geociências.** v. 5, n. 1, p. 13-21, 2006.

COSTA, A. A. D.; GALVANIN, E. A. S.; NEVES, S M. A. S. Análise morfométrica da bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara, Mato Grosso – Brasil. **Geosul**, Florianópolis, v. 35, n. 74, p. 483-500, jan./abr. 2020

CUNHA, S. B. Bacias hidrográficas. In: CUNHA, S. B. GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Geomorfologia do Brasil.** 2 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001b. p. 229-271.

CUNHA, S. B. Canais fluviais e a questão ambiental. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **A questão ambiental: diferentes abordagens.** 6 ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2010. p. 219- 237.

CUNHA, S. B. Degradação Ambiental. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Orgs.). **Geomorfologia e Meio Ambiente.** 10 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. P. 337-379, 2011.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: CUNHA, S. B. e GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicações.** 3 ed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand, 2009. p. 157- 189.

DALLACORT, R.; MARTINS, J. A.; INOUE, M. H.; FREITAS, P. S. L.; COLETTI, A. J. Distribuição das chuvas no município de Tangará da Serra, médio norte do Estado de Mato Grosso, Brasil. **Acta Scientiarum. Agronomy**, Maringá, v. 33, n. 2, p. 193-200, 2011.

DASSOLLER, T. F.; NEVES, S. M. A. S.; NEVES, R. J.; PAIVA, S. L. P. Identificação de conflito de uso da terra em Áreas de Preservação Permanente na bacia hidrográfica córrego Padre Inácio, Mato Grosso. **Anais 5º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**. Campo Grande, MS: Embrapa Informática Agropecuária/INPE, 2014. p. 426 -435.

DE PAULA, W. C. **Alterações morfológicas no baixo curso do rio Cabaçal, MT no período entre 1990 a 2018**. 2019. 121 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Cáceres – MT, 2019.

DUARTE, N. S.; MARÇAL, M. S. Conectividade da paisagem na bacia do rio Sana (RJ): relação entre áreas de captação efetiva e tipos de bloqueios. **Rev. Bras. Geomorfol. (Online)**, São Paulo, v.18, n.4, (Out-Dez) p.755-766, 2017.

DUBREUIL, V.; BARIOU, R.; PASSOS, M.; FERRAND, R.; NÉDÉLEC, V. Evolução da fronteira agrícola no centro-oeste de Mato Grosso: municípios de Tangará da Serra, Campo Novo do Parecis e Diamantino. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, Brasília, v. 22, n. 2, p. 463-478, maio/ago. 2005.

DURY, G. **River and river terraces**. London: MacMillan, 1970, 283 p.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3 ed. rev. ampl. Brasília - DF: EMBRAPA, 2013. 353 p.

FARIA, A. P. As Consequências da erosão em microbacias sobre os canais efêmeros, intermitentes e perenes. **Cadernos de Geociências**, v. 11 p. 67-83. 1994.

FARIA, A. P.; MARQUES, J. S. Evolução de canais de primeira ordem por diferentes processos erosivos. **Revista da Pós-Graduação em Geografia UFRJ**, v. 2, p. 96-105. 1998.

FARIA, T. O. **Estudo dos processos erosivos com aplicação de abordagem morfopedológica na sub-bacia do rio do Sapo, sudoeste de Mato Grosso**. 2012. 164 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá – MT, 2012.

FÉLIX, E. A. **Morfologia, morfometria e dinâmica fluvial como subsídio para o planejamento dos recursos hídricos na bacia hidrográfica do rio Cabaçal – MT**. 2018. 173 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Faculdade de Ciências Humanas, Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Cáceres – MT, 2018.

FENNER, W.; MOREIRA, P. S. P.; FERREIRA, F.S.; DALLACORT, R.; QUEIROZ, T. M.; BENTO, T. S. Análise do balanço hídrico mensal para regiões de transição de Cerrado-Floresta e Pantanal, Estado de Mato Grosso. **Acta Iguazu**, Cascavel, v.3, n.1, p. 72-85, 2014.

FERNANDEZ, O. V. Q; SUZA FILHO, E. E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 43, p. 161-171, 1995.

FERREIRA, E. Cáceres: histórico, desmembramentos e a questão regional do sudoeste mato-grossense. **Ciência Geográfica**, Bauru, v. 21, n. 1, p. 222-238, 2017.

FRAGAL, E. H.; ALVES, F. C.; SOUZA FILHO, E. E. A influência da inundação na dinâmica da vegetação da planície fluvial do Alto rio Paraná em 2007. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.3, (Jul-Set) p. 299-310, 2012.

FRYIRS, K.A. (Dis) connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surf. Process. Landf.** 38, p. 30–46, 2013.

FUSHIMI, M. **Vulnerabilidade ambiental aos processos erosivos lineares de parte dos municípios de Marabá Paulista-SP e Presidente Epitácio-SP**. 2016. 199 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Ciências e Tecnologia - FCT, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, Presidente Prudente - SP, 2016.

GALDINO, S.; VIEIRA, L. M; OLIVEIRA, H.; CARDOSO, E. L. **Impactos da Agropecuária nos Planaltos sobre o Regime Hidrológico do Pantanal**. Circular Técnica 37. Corumbá – MS: EMBRAPA Pantanal, 2002. P. 1-5.

GALVANIN, E. A. S.; NEVES, S. M. A. S.; CRUZ, C. B. M.; NEVES, R. J.; JESUS, P. H. H.; KREITLOW, J. P. Avaliação dos índices de vegetação ndvi, sr e tvi na discriminação de Fitofisionomias dos ambientes do Pantanal de Cáceres/MT. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 707-715, jul.-set., 2014.

GAO, X.; HUETE, A. R.; NI, W.; MIURA, T. Optical–Biophysical Relationships of Vegetation Spectra without Background Contamination. **Remote Sensing of Environment**, n. 74, p. 609–620, 2000.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2 ed- revista atualizada, Edgard. Blucher, São Paulo, 1988.

GONÇALVES, H. C. A.; MERCANTE, M. A. B.; SANTOS, E. T.C. Hydrological cycle. **Braz. J. Biol.**, v. 71, n. 1, 241-253, 2011.

GOUVEIA, R. G. L.; GALVANIN, E. A. S.; NEVES, S. M. A. S. (2013) Aplicação do Índice de Transformação Antrópica na análise multitemporal da bacia do córrego do Bezerro Vermelho em Tangará da Serra - MT. **Revista Árvore**, n. 37, p. 1045-1054, 2013.

GRIZIO, E. V.; SOUZA FILHO, E. E. As modificações do regime de descarga do rio Paraguai Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 11, n. 2, p. 25-33. 2010.

GRIZIO-ORITA, E. V. **Os efeitos da ocupação antrópica sobre o sistema fluvial do rio Paraguai Superior**. 2012. 119f. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá, 2012.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Riode Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 192 p.

GUERRA, A. J. T; MARÇAL, M. S. **Geomorfologia Ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 192 p.

GUSTARD, A. Analysis of River Regimes. In: p, G.; CALOW, P. (eds). **River Flows and Channel Forms**. Blackwell Science. Inglaterra. p. 32-50.1996.

HARDEN, C. Stream Terraces. In: GOUDIE, A. S. (org.) **Encyclopedia of Geomorphology**. London and New York: Routledge, 1156 p., 2004.

HART, M. G. **Geomorphology, pure and applied**. London, George Allen e Unwin. 1986.

HOOKE, J. M. HARVEY, A. M. Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: COLLINSON, J., LEWIN, J. (Org.). **Modern and Ancient Fluvial Systems**. International Association of Sediment Special Publication. p. 121–132, 1983.

HOWARD, A. D.; HEMBERGER, A. T. Multivariate characterization of meandering. **Geomorphology**, v. 4, p. 161–186, 1991.

HUDSON, P. F.; KESEL, R. H. Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. **Geology**, v. 28, p. 531– 534, 2000.

HUETE, A.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E. P.; GAO, X.; FERREIRA, L. G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, n. 83, p. 195-213, 2002.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manuais técnicos em Geociências**: manual técnico da vegetação. n. 1. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2012. 271 p.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manuais técnicos em Geociências**: manual técnico de pedologia. n. 4. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. 316 p.

IRIONDO, M. E.; SUGUIO, K. Neotectonics of the Amazon Plain: Bulletin of INQUA. **Neotectonic Commission**, v. 4, p. 72-78, 1981.

JUSTICE, C. O.; VERMOTE, E.; TOWNSHEND. J. R. G.; DEFRIES, R.; ROY, P. D; HALL, D. K, SALOMONSON, V.; PRIVETTE, J. L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, B; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, W. S.; NEMANI, R. R.; WAN, Z.; HUETE, A. R.; LEEUWEN, W. V.; WOLFE, R. E.; GIGLIO, L.; MULLER, J. P; LEWIS, P.; BARNSLEY, M. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p.1228-1247, 1998.

KARMANN, I. Água: ciclo e ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. p. 186 – 209.

KISS, T.; BLANKA, V. River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. **Geomorphology**, v. 175-176, p. 115–125, nov. 2012.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes**. A new perspective. London: Arnold, 1998.

KOBIYAMA, M. Conceitos de zona ripária e seus aspectos geobiohidrológicos. In: Seminário de Hidrologia Florestal: Zonas Ripárias (1: 2003: Alfredo Wagner)

Florianópolis: UFSC/PPGEA, **Anais**, 2003. p.1-13. KUNKLE, S.H. Agua: su calidad suele depender del forestal. *Unasyuva*, 1974. p. 10-16.

KUERTEN, S.; SANTOS, M. L.; SILVA, A. Variação das características hidrosedimentares e geomorfologia do leito do rio Ivaí - PR, em seu curso inferior. **Revista Geociências**. v. 28. n. 2, p. 143-151. 2009.

LANCASTER, S. T.; BRAS, R. L. A simple model of river meandering and its comparison to natural channels. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 1, p. 1–26, jan. 2002.

LANDIS, J. R., KOCK, G. G. The measurement of observer agreement for categorical data. **Biometrics**, v. 31, n. 1, p. 159-174, 1977. <https://doi.org/10.2307/2529310>

LATRUBESSE E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA. R. Grandes Sistemas Fluviais Tropicais: uma visão geral. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 1-18, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Características físico-bióticas e problemas ambientais associados à planície aluvial do Rio Araguaia, Brasil Central. **Revista UnG – Geociências**. v. 5, n. 1, p. 65-73, 2006.

LATRUBESSEM, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 241-257, 2002.

LAUER, J. W.; PARKER, G. Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 123–149, abr. 2008.

LEANDRO, G. R. S. **Dinâmica ambiental e hidrossedimentológica no rio Paraguai entre a Volta do Angical e a cidade de Cáceres – MT**. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense – UFF, Niterói – RJ, 2015.

LEANDRO, G. R. S.; SOUZA, C. A.; CHAVES, I. J. F. Aspectos sedimentares na baía Negra, corredor fluvial do rio Paraguai, Pantanal de Cáceres (MT). **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 13, n. 43, p. 204-216, 2012.

LEANDRO, G. R. S.; SOUZA, C. A.; NASCIMENTO, F. R. Sedimentos de fundo e em suspensão no corredor fluvial do rio Paraguai, Pantanal Norte mato-grossense, Brasil. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 34, n. 2, p. 195-214, 2014.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; NÓBREGA, M. T. Produção e transporte da carga suspensa fluvial: teoria e método para rios de médio porte. **Boletim de Geografia**. v. 28, n. 1, p. 43-58. 2010.

LEOPOLD, B. L., WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. Dover Publication, Inc, New York, 1964. 522 p.

LIMA, C. S. **Uso e ocupação da terra, alterações morfológicas e hidrodinâmica no baixo curso do rio Cabaçal – Mato Grosso**. 2018. 171 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Cáceres – MT. 2018.

LORENZON, T. H. **Dinâmica do uso da terra e as implicações na cobertura vegetal, na qualidade da água e no solo da bacia hidrográfica do Cabaçal, Mato Grosso – Brasil**. 2016. 131f. Dissertação (Mestrado em Ambientes e Sistemas de Produção

Agrícolas), Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Tangará da Serra – MT, 2016.

LORENZON, T. H.; PAIVA, S. L. P.; NEVES, R. J.; NEVES, S. M. A. S.; NUNES, E. S. Analysis of the conservation state from the permanente protection areas at the springheads and of the water from Cabaçal river drainage basin, Mato Grosso State, Brazil. **Geografia**, Rio Claro/SP, v. 40. n. Especial, p. 145-161, 2015.

LUZ, L. D. **Geomorfologia da planície de inundação e hidrodinâmica da confluência Paraguai-Cuiabá: Pantanal mato-grossense, Brasil**. 2019. 109 f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá – UEM, Maringá – PR, 2019.

LUZ, R. A. **Mudanças geomorfológicas na planície fluvial do Rio Pinheiros**. 2015. 245 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade de São Paulo, USP, São Paulo, SP, 2015.

MACEDO, H. A. **Evolução geomorfológica e dinâmica hidrossedimentar da planície fluvial Paraguai-Corumbá, Quaternário do Pantanal**. 2017. 193 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2017.

MACEDO, H. A.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; PUPIM, F. N.; MERINO, E. R.; STEVAUX, J. C. Mudanças paleo-hidrológicas na planície do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 75-85, 2017.

MARTINELLI, M. **Mapas da Geografia e Cartografia temática**. São Paulo: Contexto, 2003.

MATEO, J. Geocologia de los Paisajes. Universidad Central de Caracas. Monografia, 1991.

MACDONALD, N; PHILLIPS I.D. Reconstructed annual precipitation series for Scotland (1861–1991). In: Spatial and temporal variations and links to the atmospheric circulation. **Scot Geographical Journal**, p. 1–18, 2008.

MATTOS, S. H. V. L; PEREZ FILHO, A. Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 5, n. 1, p. 11-18, 2004.

MCGLUE, M. M.; SILVA, A.; ASSINE, M. L.; COHEN, A. S.; CORRADINI, F. A; GRADELLA, F. S.; ZANI, H.; KUERTEN, S. PAROLIN, M.; TREES, M. A. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). **Quaternary Research (Print)**, v. 78, p. 285-289. 2012.

MIRANDA, M. R. S.; NEVES, L. F. S.; KREITOW, J. P.; NEVES, S. M. A. S.; NEVES, R. J. Distribuição de queimadas e mudanças na cobertura vegetal e uso da terra no bioma Pantanal, Cáceres-Brasil. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 19, n. 65, p. 91-108, 2018.

MIRANDOLA-AVELINO, P. H. **Análise Geo-ambiental multitemporal para fins de planejamento ambiental: um exemplo aplicado a bacia hidrográfica do rio Cabaçal, Mato Grosso - Brasil**. 2006. 323 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, 2006.

MOODY, J. A.; MEADE, R. H. Terrace aggradation during the 1978 flood on Powder River, Montana, USA. **Geomorphology**, v. 99, p. 387–403, 2008.

MORAIS, E. S. **Formas, processos e evolução no padrão de canal meandrante em diferentes escalas geomorfológicas: o rio do Peixe, SP**. 2015. 212 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Ciências e Tecnologia - FCT, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, Presidente Prudente – SP, 2015.

MORAIS, E. S.; ROCHA, P. C. Formas e processos fluviais associados ao padrão de canal meandrante: o baixo rio do Peixe, SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 431-449, 2016.

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.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, v. 4, n. 6, p. 459–486, abr. 1992.

NEIFF, J. J. **Ideas para la interpretación ecológica del Paraná**. Interciência, 15 (6): 1990. 424-441 p.

NEVES, C. E.; MACHADO, G.; HIRATA, C. A.; STIPP, N. A. F. A importância dos Geossistemas na pesquisa geográfica: uma análise a partir da correlação com o Ecossistema. **Soc. & Nat.**, Uberlândia, v. 26, n. 2, p. 271-285, 2014.

NEVES, S. M. A. S.; NASCIMENTO, I. S.; KREITLOW, J. P.; GALVANIN, E. A. S.; NEVES, R. J.; CRUZ, C. B. M. Geotechnologies applied to the evaluation of sugarcane dynamics in the Bugres river basin, Mato Grosso State – Brazil. **Geografia (Rio Claro)**. V. 40, n. especial, p. 195-209, 2015.

NEVES, S. M. A. S.; NUNES, M. C. M; NEVES, R. J. Caracterização das condições climáticas de Cáceres/MT – Brasil, no período de 1971-2009: subsídio às atividades agropecuárias e turísticas municipais. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 31, n. 2, p. 55-68, 2011.

NOBRE, P.; SRUKLA, J. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, out. 1996.

NORDIN JUNIOR, C. F.; HERNANDEZ, D. **Sand Waves, Bars and Wind-Blown Sands of the Rio Orinoco, Venezuela and Colombia**. Denver: United States Geological Survey Water - Supply Paper 2326A. 1989.

NOVO, E. M. L. de M. Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. 4. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2010.

NOVO, E. M. L. M. Ambientes fluviais. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 219-246.

OLIVEIRA, C. E. **Famílias e natureza: as relações entre famílias e ambiente na colonização de Tangará da Serra - MT**. Tangará da Serra: Sanches, 2004.

OLIVEIRA, C. E. **Migração e escolarização: história de instituições escolares de Tangará da Serra Mato Grosso – Brasil (1964-1976)**. 2009. 335 f. Tese (Doutorado em Educação) – Faculdade de Educação, Universidade Federal de Uberlândia – UFU, Uberlândia – MG, 2009.

OLIVEIRA, J. D. **Bacia hidrográfica do rio Branco, afluente da margem esquerda do rio Cabaçal - MT: morfopedologia, uso e ocupação da terra e sedimentação**. 2017. 206 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Instituto de Ciências Naturais e Tecnológicas, Universidade do Estado de Mato Grosso - UNEMAT, Cáceres - MT, 2017.

PADOVANI, C. R. **Dinâmica espaço-temporal das inundações do Pantanal**. 2010. 175 f. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - Universidade de São Paulo, Piracicaba – SP. 2010.

PANIZZA, A. D.; FONSECA, F. P. Técnicas de interpretação visual de imagens. **Geosp** – Espaço e Tempo. n. 30, p. 30-43, 2011.

PARSONS, D. R. et al. Form roughness and the absence of secondary flow in a large confluence– diffuence, Rio Paraná, Argentina. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, n. 1, p. 155–162, jan. 2007.

PEREIRA, G.; CHÁVEZ, E. S.; SILVA, M. E. S. O estudo das unidades de paisagem no bioma Pantanal. **Revista Ambiente. Água**. v. 7, n. 1, p. 89-103, 2012.

PÉREZ, D. J.; CARVALHO, S. L. Aplicação de dois indicadores ambientais para quantificação da antropização na microbacia do córrego do Ipê (SP) – Brasil. **Revista de Ciências Agrícolas**, v. 29, n. 2, p. 93 – 107, 2012.

PESSOA, S. P. M.; GALVANIN, E. A. S.; KREITLOW, J. P.; NEVES, S. M. A. S.; NUNES, J. R. S.; ZAGO, B. W. Análise espaço-temporal da cobertura vegetal e uso da terra na interbacia do rio Paraguai médio - MT, Brasil. **Revista Árvore**. v. 37, n. 1, p. 119-128, 2013a.

PESSOA, S. P. M.; GALVANIN, E. A. S.; NEVES, S. M. A. S.; NUNES, J. R. S.; ZAGO, B. W. Mapeamento do uso e ocupação da floresta aluvial no rio Paraguai - Barra do Bugres/Mato Grosso. **Revista Brasileira de Cartografia**. v. 6, n. 66, p. 1295-1303, 2014.

POFF, H.L.; ALLAN, D.; BAIN, M.B.; KARR, J.R.; PRESTEGAARD, K.L.; RICHTER, B.D.; SPARKS, R.E.; STROMBERG, J.C. The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. **Bioscience**, vol. 47, n. 11. p. 769-784, 1997.

POTT, A.; POTT, V. J. **Plantas do Pantanal**. Brasília: Embrapa, 1994.

QUEIROZ, P. H. B. **Evolução morfológica de barras e ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe diante da inserção da barragem do castanhão, Ceará-Brasil**. 2018. 378 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará - UECE, Fortaleza – CE, 2018.

RAMOS, A. L. D. **Análise integrada e estrutura da paisagem das áreas de proteção permanente e zona ripária do baixo rio Doce**. 2012. 226 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Centro de Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo – UFES, Vitória – ES, 2012.

RIBEIRO, H. V. **Caracterização temporal da dinâmica do uso da terra na bacia hidrográfica Paraguai/Jauquara - Mato Grosso**. 2016. 54 f. Dissertação (Mestrado em Ambiente e Sistemas de Produção Agrícola) – Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Tangará da Serra – MT, 2016.

RIBEIRO, H. V.; GALVANIN, E. A. S.; PAIVA, M. M. Análise das pressões antrópicas na bacia Paraguai/Jauquara-Mato Grosso. **Ciência e Natura**, v. 39, n. 2, p. 378 – 389, 2017.

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C.; MANCINI, F. Processos fluviais e lacustres e seus registros. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficinas de textos, 2009. p. 306-333.

RICHARDS, K. S. **Rivers: forms and processes in aluvial channels**. London; New York: Methuen, 1982.

RITELA, A. **Empreendimentos para a produção de energia: efeitos geomorfológicos e hidrossedimentológicos no Alto Jauru - MT**. 2014. 203 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense - UFF, Niterói, 2014.

RITTER, D.; KOCHER, C.; MILLER, J. **Process Geomorphology**. New York: McGraw Hill, 2002, 560p.

ROCHA, P. C. Geomorfologia e conectividade em ambientes fluviais do alto rio Paraná, Centro-Sul do Brasil. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 28, n. 2, p. 157-176, 2010.

ROCHA, P. C. Indicadores de alteração hidrológica no alto rio Paraná: intervenções humanas e implicações na dinâmica do ambiente fluvial. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v. 22 n. 1 p. 205-225, 2010.

ROCHA, P. C. Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto rio Paraná, centro sul do Brasil. **Geosul**, v. 24, n. 48, p. 154-176, 2009.

ROCHA, P. C. Sistemas rio-planície de inundação: geomorfologia e conectividade hidrodinâmica. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente, v. 1, n. 33, p. 50-67, 2011.

ROCHA, P. C.; ANDRADE, L. F. O regime interanual de rios na região oeste de São Paulo (Brasil). In: Universidade de Coimbra-PT. (Org.). **Para conhecer a terra**. 1 ed. Coimbra, Portugal: ed da Universidade de Coimbra, v. 1, p. 351-358, 2012.

ROCHA, P. C.; SANTOS, A. A. Análise hidrológica em bacias hidrográficas. **Mercator**, Fortaleza, v. 17, e17025, 2018.

ROCHA, S. P.; CRUZ, C. B. M. Aplicação do ITA na análise espaçotemporal do entorno da BR-101 nos municípios de Angra dos Reis e Parati. Anais... XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal/RN, Brasil, 2009.

ROCHA, P. C. Geomorfologia e conectividade hidrodinâmica em sistemas fluviais aluviais: uma revisão conceitual. 2015. 55 f. **Relatório**. Estágio de Pós-Doutoramento – Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA) – Programa de Pós-Graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais (PEA) - Universidade Estadual de Maringá / School of Environmental Science – University of Liverpool (uk), Maringá/Liverpool, 2015.

RODRIGUES, L. C. NEVES, S. M. S.; NEVES, R. J.; GALVANIN, E. A. S.; KREITLOW, J. P. (2015) Dinâmica da antropização da paisagem das sub-bacias do rio Queima Pé, Mato Grosso - Brasil. **Revista Espacios**, n. 36, p. 5-13, 2015.

ROSS, J. L. S.; FIERZ, M. S. M. Algumas técnicas de pesquisa em Geomorfologia. In: VENTURI, L. A. B. (Org.). **Praticando Geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 69-84.

SANTOS, A. A. **Estimativa de escoamento superficial no Pontal do Paranapanema-SP e sua relação com a cobertura e uso da terra**. 2018. 98 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Ciências e Tecnologia - FCT, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, Presidente Prudente - SP, 2018.

SANTOS, L. **Pluviosidade, impactos naturais, percepção humana e as inundações em Cáceres/MT - 1971 a 2010**. 2013. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Ciências Humanas e Sociais, universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá, 2013.

SANTOS, V. C.; STEVAUX, J. C. Processos fluviais e morfologia em confluências de canais: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, 31 mar. 2017.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Wiley, Chishester, 1977.

SCHWENK, L. M.; CRUZ, C. B. M. Conflitos socioeconômicoambientais relativos ao avanço do cultivo da soja em áreas de influência dos eixos de integração e desenvolvimento no Estado de Mato Grosso. **Acta Sci. Agron.**, v. 30, n. 4, p. 501-511, 2008.

SERIGATTO, E. M. **Delimitação automática das áreas de preservação permanente e identificação dos conflitos de uso da terra na bacia hidrográfica do rio Sepotuba – MT**. 2006. 203f. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa – UFV, Viçosa, 2006.

SILVA, A. de B. **Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos**. São Paulo: Unicamp, 2003. 236 p.

SILVA, A. **Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal mato-grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2010. 127f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro, 2010.

SILVA, A. **Padrão de canal do rio Paraguai na região de Cáceres (MT)**. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá (UEM), Maringá, Paraná, 2006.

SILVA, A.; ASSINE, M. L.; ZANI, H.; SOUZA FILHO, E. E.; ARAÚJO, B. C. Compartimentação geomorfológica do rio Paraguai na borda Norte do Pantanal mato-grossense, região de Cáceres – MT. **Revista Brasileira de Cartografia**. v. 59, n. 1, p. 73-81, 2007.

SILVA, A.; SOUZA FILHO, E. E.; CUNHA, S. B. Padrões de canal do rio Paraguai na região de Cáceres (MT). **Revista Brasileira de Geociências**. v. 38, n. 1, p. 167-177. 2008.

SILVA, C. J. SOUSA, K. N. S.; IKEDA-CASTRILLON, S. K.; LOPES, C. R. A. S.; NUNES, J. R. S.; CARNIELLO, M. A.; MARIOTTI, P. R.; LAZARO, W. L.; MORINI, A.; ZAGO, B. W.; FAÇANHA, C. L.; ALBERNAZ-SILVEIRA, R.; LOUREIRO, E.; VIANA, I. G.; OLIVEIRA, R. F.; CRUZ, W. J. A.; ARRUDA, J. C.; SANDER, N. L.; FREITAS JUNIOR, D. S.; PINTO, V. R.; LIMA, A. C.; JONGMAN, R. H. G. Biodiversity and its drivers and pressures of change in the wetlands of the Upper Paraguay–Guapore Ecotone, Mato Grosso (Brazil). **Land Use Policy**, 47, p. 163-178, 2015.

SILVA, E. P. **O cotidiano dos viajantes nos caminhos fluviais de Mato Grosso 1870-1930**. Cuiabá - MT: Entrelinhas, 2004. 127 p.

SILVA, E. S. F.; SOUZA, C. A.; LEANDRO, G. R. S.; ANDRADE, L. N. P. S.; GALBIATI, C. Evolução das feições morfológicas do rio Paraguai no Pantanal de Cáceres - Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 13, n. 4, p. 435-442. 2012.

SILVA, G. J. O. **Análises ambientais das paisagens da bacia hidrográfica do rio Sepotuba/MT, Brasil**. 2020. 76 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT. Cáceres – MT. 2011.

SILVA, G. J. O.; NEVES, S. M. A.; RAMOS, A. W. P.; MIRANDA, M. R. S. Estado de conservação das áreas de preservação permanentes de nascentes da bacia hidrográfica do rio Jauru/MT - Brasil. **Revista Cerrados**, Montes Claros, MG, v. 18, n. 1, p. 03-22, jan./jun. - 2020.

SILVA, J. S. V.; ABDON, M. M.; SILVA, S. M. A.; MORAES, J. A. Evolution of deforestation in the brazilian Pantanal and surroundings in the timeframe 1976 – 2008. **Geografia**, Rio Claro, v. 36, número especial, 35-55, 2011. Disponível em: <<http://www.ageteo.org.br/index.php/geografia-vol36>>. Acesso em: 17 mar. 2014.

SILVA, J. S. V.; ABDON, M. M.; SILVA, S. M. A.; MORAES, J. A. Evolution of deforestation in the brazilian Pantanal and surroundings in the timeframe 1976 – 2008. **Geografia**, Rio Claro, v. 36, número especial, 35-55, 2011. Disponível em: <<http://www.ageteo.org.br/index.php/geografia-vol36>>. Acesso em: 17 mar. 2014.

SILVA, R. V. **Uso e ocupação da margem esquerda do rio Paraguai e a percepção ambiental de usuários do município de Cáceres, Mato Grosso**. 2011. 110 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais), Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT. Cáceres – MT. 2011.

SILVA, R. V.; SOUZA, C. A. Ocupação e degradação na margem do rio Paraguai em Cáceres, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Gestão e Desenvolvimento Regional**. v. 8, n. 1, p. 125-152, 2012.

SILVA, R.; SATO, M. Territórios e identidades: mapeamento dos grupos sociais do estado de Mato Grosso – Brasil. **Ambiente & Sociedade**, v. 13, n. 2, p. 261-281, 2010.

SILVA, V. N. **Influência dos condicionantes geoambientais no comportamento hidrodinâmico e sedimentológico da bacia hidrográfica do córrego Padre Inácio – Sudoeste de Mato Grosso**. 2019. 106 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT. Cáceres – MT. 2019.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (org.). Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1993. p. 35-51.

SOARES, J. C. O.; SANTOS, L.; CALDAS, J. A. P. A pecuária bovina no município de Cáceres-MT: reflexos no contexto socioeconômico. **Ciência Geográfica**, Bauru, v. 21, n. 1, p. 184-197, 2017.

SOTCHAVA, V. B. O estudo de geossistemas. **Métodos em questão**. v. 16, p. 1-51, 1977.

SOUSA, J. B.; PIERANGELI, M. A. P.; SOUZA, C. A.; SERAFIM, M, E. Atributos morfológico, físicos e químicos de solos e processos erosivos nas margens do rio Paraguai, Pantanal Superior, Mato Grosso, Brasil. **Boletim de Geografia**. v. 33, n. 1, p. 109-122, 2015.

SOUZA FILHO, E. E. As barragens na bacia do rio Paraguai e a possível influência sobre a descarga fluvial e o transporte de sedimentos. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 31, n. 1, p. 117-133, 2013.

SOUZA, C. A. (org). **Bacia hidrográfica do rio Paraguai – MT: dinâmica das águas, uso e ocupação e degradação ambiental**. 1 ed. São Carlos: Editora Cubo, 2012. 210 p.

SOUZA, C. A. **Dinâmica do corredor fluvial do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da ilha de Taiamã-MT**. 2004. 173 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, 2004.

SOUZA, C. A.; LEANDRO, G. R. S.; SOUSA, J. B. Migração lateral do canal do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da ilha de Taiamã – Mato Grosso. **Geographia**, Niterói, v. 16, n. 31, 2014.

SOUZA, C. A.; PIERANGELI, M. A. P.; SOUSA, J. B. Análise espaço-temporal do corredor fluvial do rio Paraguai no trecho entre Cáceres e a ilha Taiamã/MT. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 65, n. 4, p. 551-564, 2012.

SOUZA, C. A.; SILVA, L. N. P.; SOUZA, J. B. de; PIRANGELI, M. A. Características ambientais da bacia hidrográfica do córrego Piraputanga (rio Paraguai, Cáceres, MT). In.: SANTOS, J. E.; GALBIATI, C.; MOSCHINI, L. E (Org.). **Gestão e Educação Ambiental: Água, Biodiversidade e Cultura**. São Carlos: Rima, 2010.

SOUZA, C. A.; SOUSA, J. B.; ANDRADE, L. N. P. S. (Orgs). **Bacia hidrográfica do rio Jauru – Mato Grosso: dinâmica espacial e impactos associados**. São Carlos: RiMa Editora, 2012.

SOUZA, J. O. P. Dos sistemas ambientais ao sistema fluvial - uma revisão de conceitos. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 14, n. 46, p. 224-233, 2013.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. New Halen: Transactions, American Geophysical Union, v. 38, p. 913-920, 1952.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010, 408 p.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973. 307 p.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. 2 ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1990.

TEIXEIRA, A. J. A. Classificação de bacias de drenagem com o suporte do Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento – O caso da Baía de Guanabara. - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2003.

THORNE, C. R.; TOVEY, N. K. Stability of composite river banks. **Earth Surface Processes and Landform**. v. 6, p. 469-484, 1981.

TUCCI, C. E. M. **Regionalização de vazões**. Porto Alegre: Editora UFRGS, 2002.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: Revisão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.2, p.135-152, 1997.

TUNDISI, J. G. **Água no século XXI: enfrentando a escassez**. 2 ed. São Pulo: RIMA, 2005.

VIDE, J. M. **El tiempo y el clima**. Barcelona: RubesEditorial, 2003. 127 p.

ZANCOPÉ, Márcio Henrique de Campos. **Estudo dos padrões de canal fluvial do rio Mogi Guaçu – SP**. 2004. 101 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

CHEREM, L. F. S.; SILVA, G. B.; ZANCOPÉ, M. H. C. Controle litoestrutural na morfologia holocênica de planície e canal no alto curso do rio Meia Ponte (Goiás). **Rev. Bras. Geomorfol. (Online)**, São Paulo, v. 19, n. 4, (Out-Dez) p. 837-847, 2018.

ROCHA, P. C.; TOMMASELLI, J. T. G. Variabilidade hidrológica nas bacias dos rios Aguapeí e Peixe, região Oeste Paulista. **Revista Brasileira de Climatologia**. v. 10, n. 8, p. 69-84, 2012.

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 – UFG, Goiânia – GO, 2006.

STOLUM, H. H. River meandering as a self-organized process. **Science**, v. 271, p.1710–1713, 1996.

HOOKE, J. M. Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. **Geomorphology**. v. 91, p. 236–258, 2007.