



**UNIVERSIDADE FEDERAL
DE MATO GROSSO DO SUL**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO DO SUL
CÂMPUS DE TRÊS LAGOAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

RAFAEL BARTIMANN DE ALMEIDA

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NO ALTO-MÉDIO RIO
MIRANDA - MS**

TRÊS LAGOAS, MS

2023



**UNIVERSIDADE FEDERAL
DE MATO GROSSO DO SUL**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO DO SUL
CÂMPUS DE TRÊS LAGOAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

RAFAEL BARTIMANN DE ALMEIDA

DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NO ALTO-MÉDIO RIO
MIRANDA - MS

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia
do Campus de Três Lagoas da Universidade Federal de Mato
Grosso do Sul para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Aguinaldo Silva, Dr.

Coorientadores: Prof. Sidney Kuerten, Dr.

Prof. Hudson de Azevedo Macedo, Dr.

TRÊS LAGOAS, MS

2023

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor¹.

Bartimann, Rafael

DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NO ALTO-MÉDIO RIO MIRANDA - MS /
Rafael Bartimann; orientador, Aguinaldo Silva, coorientador, Sidney Kuerten,
coorientador, Hudson Macedo, 2023.

140 p.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Câmpus
de Três Lagoas (CPTL), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Três
Lagoas, 2023.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia Fluvial. 3. Hidrossedimentologia. 4.
Morfologia. 5. Unidades Geomórficas. I. Silva, Aguinaldo. II. Kuerten,
Sidney. III. Macedo, Hudson IV. Universidade Federal de Mato Grosso do
Sul. Programa de Pós-Graduação em Geografia. V. Título.

¹ Ficha gerada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

RAFAEL BARTIMANN DE ALMEIDA
DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NO ALTO-MÉDIO RIO MIRANDA-MS

O presente trabalho em nível de doutorado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Dr. Michael M. McGlue
University of Kentucky – UK, Estados Unidos.

Profa. Dra. Sandra Mara Alves da Silva Neves
Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT (Câmpus Universitário de Cáceres)

Prof. Dr. Frederico dos Santos Gradella
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS (Câmpus de Três Lagoas)

Prof. Dr. Vitor Matheus Bacani
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS (Câmpus de Três Lagoas)

Suplentes

Profa. Dra. Beatriz Lima de Paula Silva
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS (Câmpus do Pantanal)

Prof. Dr. Mauro Henrique Soares da Silva
Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS (Câmpus de Três Lagoas)

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de doutor em Geografia, obtido pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGGEO – UFMS/CPTL.

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

**Prof. Dr.
Aguinaldo Silva**
Orientador

**Prof. Dr.
Sidney Kuerten**
Coorientador

**Prof. Dr.
Hudson de Azevedo Macedo**
Coorientador

Três Lagoas, MS, 2023.

Ata de defesa²

Processo: 23449.002903/2022-85 Documento: 3788454



Serviço Público Federal
Ministério da Educação
Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul



ATA DE DEFESA DE TESE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
DOUTORADO

Aos vinte e quatro dias do mês de fevereiro do ano de dois mil e vinte e três, às catorze horas, na Google Meet, da Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, reuniu-se a Banca Examinadora composta pelos membros: Aguinaldo Silva (UFMS), Frederico dos Santos Gradella (UFMS), Michael Matthew McGlue (UK), Sandra Mara Alves da Silva Neves (UNEMAT) e Vitor Matheus Bacani (UFMS), sob a presidência do primeiro, para julgar o trabalho do aluno: RAFAEL BARTIMANN DE ALMEIDA, CPF 02522138154, do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Curso de Doutorado, da Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, apresentado sob o título "DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NO RIO MIRANDA - MS" e orientação de Aguinaldo Silva. O presidente da Banca Examinadora declarou abertos os trabalhos e agradeceu a presença de todos os Membros. A seguir, concedeu a palavra ao aluno que expôs sua Tese. Terminada a exposição, os senhores membros da Banca Examinadora iniciaram as arguições. Terminadas as arguições, o presidente da Banca Examinadora fez suas considerações. A seguir, a Banca Examinadora reuniu-se para avaliação, e após, emitiu parecer expresso conforme segue:

EXAMINADOR

Dr. Aguinaldo Silva (Interno)
Dra. Beatriz Lima de Paula Silva (Externo) (Suplente)
Dr. Frederico dos Santos Gradella (Externo)
Dr. Mauro Henrique Soares da Silva (Interno) (Suplente)
Dr. Michael Matthew McGlue (Externo)
Dra. Sandra Mara Alves da Silva Neves (Externo)
Dr. Vitor Matheus Bacani (Interno)

RESULTADO FINAL:

Aprovação
 Aprovação com revisão
 Reprovação

OBSERVAÇÕES:

Nada mais havendo a ser tratado, o Presidente declarou a sessão encerrada e agradeceu a todos pela presença.



Documento assinado eletronicamente por **Michael Matthew McGlue**, Usuário Externo, em 24/02/2023, às 18:04, conforme horário oficial de Mato Grosso do Sul, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Vitor Matheus Bacani**, Professor do Magisterio Superior, em 24/02/2023, às 18:05, conforme horário oficial de Mato Grosso do Sul, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Frederico dos Santos Gradella**, Professor do Magisterio Superior, em 24/02/2023, às 18:05, conforme horário oficial de Mato Grosso do Sul, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Sandra Mara Alves da Silva Neves**, Usuário Externo, em 24/02/2023, às 18:06, conforme horário oficial de Mato Grosso do Sul, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Aguinaldo Silva**, Professor do Magisterio Superior, em 24/02/2023, às 18:07, conforme horário oficial de Mato Grosso do Sul, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rafael Bartimann de Almeida**, Usuário Externo, em 13/03/2023, às 16:32, conforme horário oficial de Mato Grosso do Sul, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufms.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_externo=0, informando o código verificador **3788454** e o código CRC **32225E76**.

COLEGIADO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
Avenida Ranulpho Marques Leal, 3484
Fone: (67) 3509-3701
CEP 79013-000 - Três Lagoas - MS

² Em função das sugestões pontuadas pela banca na defesa da tese, o título inicial (Dinâmica geomorfológica no rio Miranda-MS) foi alterado. Deste modo, para esta versão final, a tese foi intitulada: "Dinâmica geomorfológica no alto-médio rio Miranda – MS".

AGRADECIMENTOS

Aos professores Dr. Aguinaldo Silva, Dr. Sidney Kuerten e Dr. Hudson de Azevedo Macedo, pela orientação, parceria e paciência ao longo do tempo de desenvolvimento desta pesquisa.

Aos membros da banca de qualificação, prof^a. Dra. Sandra Mara Alves da Silva Neves (UNEMAT, câmpus Universitário de Cáceres) e prof. Dr. Frederico dos Santos Gradella (UFMS, câmpus de Três Lagoas). Obrigado por todas as contribuições, ensinamentos, e pela forma como conduziram as discussões, sempre com calma e cortesia. Do mesmo modo, estendo os agradecimentos aos membros da banca de defesa da tese, Prof. Dr. Michael M. McGlue (University of Kentucky – UK, Estados Unidos) e Prof. Dr. Vitor Matheus Bacani (UFMS, câmpus de Três Lagoas).

Aos professores Dr. Vitor Matheus Bacani, Dr. André Pinto, Dra. Patrícia Helena Mirandola Garcia, Dr. Mauro Henrique Soares, Dr. Thiago Araújo Santos, pelas grandes contribuições ao longo das disciplinas cursadas no doutorado.

Aos amigos de curso Rafael, Erivelton, Rodrigo, Bruna, Vincler e Regiane, pelas conversas nos corredores do câmpus e nos laboratórios. E ao Flávio, pelas dicas, empréstimo de livros e por compartilhar suas experiências de tese.

Ao Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul – IMASUL, representado pelos servidores Kelson, Jordânia, Luciano, Elisabeth e Leonardo, agradeço pelo fornecimento dos arquivos vetoriais.

As colegas da Gefem: Lislie e Thaíssa, pelas correções e traduções dos textos sempre que necessário; Rafael Bastazini e Analice Talgatti, pela parceria e pelas orientações em todos os sentidos da vida; e a todos os demais colegas do setor que sempre mantiveram comigo, uma relação de carinho, amizade e ensinamentos.

Ao prof. Dr. Waldir Leonel e às professoras Mônica Inácio e Ana Ribas, por confiar no meu trabalho e apoiar os estudos e a qualificação profissional de professores.

À minha esposa, Marissol e minha filha Heloísa, por compreenderem minha ausência em parte do tempo nos anos que se passaram. Pelo mesmo motivo, agradeço toda minha família: Maria, Ademir (pais), Alessandra (irmã), Júlio, André Júnior e Juliana (cunhados), Lívia, Bruno e Mariana (Sobrinhos). Estendo os agradecimentos aos amigos, amigas, tios, tias, primos e primas que sempre torceram por essa conquista.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento científico e Tecnológico (CNPq - Processos: 314986/2020-0 e 431253/2018-8) e a Fundação de Apoio ao Desenvolvimento do Ensino, Ciência e Tecnologia do Estado de Mato Grosso do Sul (FUNDECT - Processos: TO/2022 e 063/201) pelo apoio para o desenvolvimento da pesquisa e trabalho de campo do projeto temático.

Por fim, ressaltamos que o presente trabalho foi realizado com apoio da Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS/MEC – Brasil, a quem estendemos nossos agradecimentos.

RESUMO

A paisagem fluvial é resultado da combinação de diferentes fatores, e suas relações nunca são estáticas. Logo, entende-se que a compreensão das dinâmicas geomorfológicas é essencial para subsidiar a gestão ambiental dos rios. O objetivo geral desta tese foi analisar a dinâmica geomorfológica e o comportamento hidrossedimentológico do trecho do alto-médio rio Miranda, identificando processos naturais e antrópicos que interferem na morfologia da paisagem fluvial, considerando os mecanismos diversos relacionados à erosão, ao transporte e à sedimentação, responsáveis pela alteração das formas e dos processos fluviais. Para tal, o documento está estruturado em quatro capítulos. Nos dois primeiros, considerando o recorte da bacia hidrográfica, explana-se sobre a localização e a caracterização da área estudada e realizou-se uma avaliação de suas características morfológicas. Nos dois últimos foca-se no canal principal, o rio Miranda, em que foi realizada a compartimentação do sistema canal-planície e caracteriza-se o atual regime hidrossedimentar do canal, evidenciando o tipo de vazão responsável pela morfologia do canal e as relações de geometria hidráulica. Para o desenvolvimento da tese, utilizou-se dados de imagens de satélite (Landsat-8) e Modelo Digital de Elevação – MDE (*Alos-Palsar*), organizados e processados em um Sistema de Informação Geográfica - SIG (*ArcGis*), bem como, dados hidrossedimentológicos tratados a partir de técnicas estatísticas e ferramentas específicas (*softwares* *SisCah 1.0* e *Excel*). Como resultado, percebe-se que a área estudada possui grande amplitude altimétrica e relevo predominantemente plano associado a planícies e planaltos. As maiores declividades e altitudes estão associadas às regiões da Serra da Bodoquena e da Serra de Maracajú. O padrão de drenagem é dendrítico e a estruturação de canais é de 8º ordem. O rio Miranda, canal principal da bacia, constitui um típico canal meandrante, com índice de sinuosidade de 2,48. Parâmetros morfométricos indicam que a bacia tem forma alongada e baixa capacidade de drenagem, o que indica uma forte influência litológica na região. Com base no grau de confinamento do vale e em suas respectivas unidades geomórficas, indica-se três compartimentos geomorfológicos para o rio Miranda, sendo que no primeiro predominam feições fluviais típicas de canal meandrante (barra lateral, barra central, ilhas) e nos dois últimos, as unidades geomórficas de planície de inundação (espiras de meandros, cortes de meandros, paleocanais, entre outras) aparecem em maior quantidade. Isso evidencia uma redução da declividade e a maior conectividade entre canal e planície em eventos de alto deflúvio, cujo fluxo extrapola o nível de margens plenas. Por fim, o regime hidrológico do rio Miranda é caracterizado pela alta variação das vazões, estando relacionado à dinâmica das precipitações e com tempo de resposta distinto entre as estações fluviométricas analisadas. A vazão que molda o canal no trecho da estação de Bonito parece ser as vazões máximas, enquanto que na estação de Miranda, a gênese e morfologia do canal parecem mais relacionadas à vazão efetiva. Contudo, estudos com sedimentos de fundo ainda devem ser realizados. Por fim, o nível de margens plenas e a presença de unidades geomórficas típicas de planície nas áreas adjacentes do terceiro compartimento evidenciam que a conectividade do sistema canal-planície é mais frequente na estação de Miranda.

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial. Hidrossedimentologia. Rio Miranda.

ABSTRACT

The river landscape is the result of a combination of different factors, and their relationships are never static. Therefore, it is understood that the understanding of geomorphological dynamics is essential to subsidize the environmental management of rivers. The general objective of this thesis was to analyze the geomorphological dynamics and the hydrosedimentological behavior of the upper-middle course of the Miranda River, identifying natural and anthropogenic processes that affect the river in its landscape, considering the different mechanisms related to erosion, transport and sedimentation, responsible for changing the forms and of river processes. To this end, the document is structured in four chapters. In the first two chapters, the research considers the outline of the hydrographic basin, a description of the location and characterization of the study area, and an explanation and evaluation of the river's morphological characteristics is provided. In the last two chapters, the research focus is on the main channel, the Miranda River, and a hypothesis is made for the compartmentalization of the channel-plain system and characterizes the current hydro-sedimentary regime of the channel, evidence of the type of flow responsible for the morphology of the channel, and the hydraulic geometry relationships. For the development of the thesis, data from satellite images (Landsat-8) and digital elevation models - DEM (Alos-Palsar), organized and processed in a GIS environment (ArcGis), as well as hydro-sedimentological data treated using statistical techniques and other tools (SisCah 1.0 software and Excel). The studied area has a large altitude range and predominantly flat relief associated with plains and plateaus. The highest slopes and altitudes are associated with the Serra da Bodoquena and Serra de Maracajú regions. The drainage pattern is dendritic and the channel structure is 8th order. The Miranda River, the main channel of the basin, is a typical meandering channel, with a sinuosity index of 2.48. Morphometric parameters indicate that the basin has an elongated shape and low drainage capacity, which indicates a strong lithological influence in the region. Based on the degree of confinement of the valley and on their respective geomorphic characteristics, three geomorphological compartments are indicated for the Miranda River. The first compartment contains fluvial features typical of a meandering channel (side bar, central bar, islands). In the second and third compartments, floodplain geomorphic units (meander turns, meander cuts, paleochannels, among others) appear in greater numbers. These geomorphological features provide evidence for a reduction in slope and greater connectivity between channel and plain in high runoff events whose flow exceeds the bankful level. Finally, the hydrological regime of the Miranda River is characterized by high variation in flows, which is related to the dynamics of precipitation and with a different response time between the analyzed fluviometric stations. The flow that shapes the channel in the section of the Bonito station seems to be the maximum flows, while in the Miranda station, the genesis and morphology of the channel seem more related to the effective flow. However, studies of bottom sediments still need to be carried out in order to develop a complete perspective on the channel morphology. Finally, the level of full margins and the presence of geomorphic units typical of plains in the adjacent areas of the third compartment show that the connectivity of the channel-plain system is more frequent in the Miranda station.

Keywords: River geomorphology. Hydrosedimentology. Miranda River.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Regiões hidrográficas do Brasil.....	17
Figura 2: Unidades de planejamento e gerenciamento de Mato Grosso do Sul.....	18
Figura 3: Subdivisão da UPG Miranda.....	19
Figura 4: Localização da área estudada.....	29
Figura 5: Rede de drenagem da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.....	31
Elaborado pelo autor.Figura 6: Geologia da sub-bacia do alto-médio rio Miranda....	31
Figura 7: Solos da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.....	36
Figura 8: Cobertura vegetal e áreas de uso antrópico.....	41
Figura 9: Relevo da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.....	43
Figura 10: Altitudes da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.....	56
Figura 11: Declividade da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.....	57
Figura 12: Ordenamento da rede de drenagem.....	59
Figura 13: Relação da ordem com o comprimento médio e o número de canais.....	61
Figura 14: Configuração do vale na área estudada.....	75
Figura 15: Unidades geomórficas predominantes no compartimento 1.....	76
Figura 16: Bolsão de planície na porção inicial do compartimento 1.....	77
Figura 17: Unidades geomórficas na porção final do compartimento 1.....	78
Figura 18: Barra central pós-confluência.....	78
Figura 19: Cortes recentes de meandros no compartimento 1.....	79
Figura 20: Unidades geomórficas do compartimento 2.....	80
Figura 21: Exemplo dos tipos de leito (rio Miranda, compartimento 2).....	81
Figura 22: Trecho de corredeira no compartimento 2.....	81
Figura 23: Detalhe das ilhas encontradas no compartimento 2.....	82
Figura 24: Detalhe das cicatrizes de meandros no compartimento 2.....	83
Figura 25: Barra forçada de meio de canal.....	84
Figura 26: Ilha unitária com área de acumulação.....	84
Figura 27: Unidades geomórficas predominantes no compartimento 3.....	85
Figura 28: Detalhe de lagos e lagoas encontradas no compartimento 3.....	86
Figura 29: Detalhe de unidades geomórficas de planície de inundação.....	87
Figura 30: Unidades geomórficas pretéritas na planície de inundação.....	88
Figura 31: Fotografias de inundações do rio Miranda, (cidade de Miranda/MS).....	88
Figura 32: Localização das estações fluviométricas estudadas.....	102

Figura 33: Hidrograma de vazões diárias (estação Bonito, 1994-2020).....	105
Figura 34: Hidrograma de vazões diárias (estação Miranda, 1994-2020).....	106
Figura 35: Curva de permanência na estação de Bonito (1994-2020).....	108
Figura 36: Curva de permanência na estação de Miranda (1994-2020).	108
Figura 37: Relação cota-vazão nas estações analisadas, 1994 - 2020.	111
Figura 38: Relação entre CSS e vazão.	112
Figura 39: Relações de geometria hidráulica no rio Miranda.	117

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Relação das imagens Alos-Palsar e cartas topográficas utilizadas.....	49
Quadro 2: Classes de declividade utilizadas na morfografia.	50
Quadro 3: Características morfométricas da área estudada.	58
Quadro 4: Ordenamento da rede de drenagem.	58
Quadro 5: Período de máximas e mínimas anuais nas estações analisadas.	107

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Distribuições estatísticas usadas no cálculo de vazão máxima.	109
Tabela 2: Distribuições estatísticas dos cálculos de vazão mínima (Q7,10).	110
Tabela 3: Quantidade de água e sedimento transferida para a planície de inundação.	115

SUMÁRIO

SOBRE O AUTOR	15
APRESENTAÇÃO	16
INTRODUÇÃO GERAL	17
Objetivo Geral	26
Objetivos Específicos	26
CAPÍTULO I – Apresentação e características da área estudada	27
1.1 Apontamentos iniciais	28
1.2 Materiais e procedimentos metodológicos	28
1.3 Localização da área estudada	29
1.4 Caracterização dos elementos da paisagem da área pesquisada	30
1.5 Síntese e apontamentos finais	44
CAPÍTULO II - Caracterização morfológica	46
2.1 Apontamentos iniciais	47
2.2 Materiais e procedimentos metodológicos	48
2.2.1 Interpretação das características morfográficas.....	49
2.2.2 Reconhecimento dos parâmetros morfométricos	50
2.3 Diagnóstico das características morfológicas	55
2.4 Análise dos aspectos morfológicos	61
2.5 Síntese e apontamentos finais	66
CAPÍTULO III - Compartimentação do sistema canal-planície	68
3.1 Apontamentos iniciais	69
3.2 Materiais e procedimentos metodológicos	71
3.3 Descrição dos compartimentos identificados	74
3.4 Interpretação dos aspectos morfológicos dos compartimentos.....	89
3.5 Síntese e apontamentos finais	93
CAPÍTULO IV – Hidrossedimentologia e as relações de geometria hidráulica..	96
4.1 Apontamentos iniciais	97
4.2 Materiais e procedimentos metodológicos	101
4.3 O regime hidrológico do rio Miranda	105
4.4 Características hidrossedimentológicas e vazão formativa do rio Miranda.....	111
4.5 Relações de geometria hidráulica	116
4.6 Dinâmica hidrossedimentológica e as relações de geometria hidráulica	118
4.7 Síntese e apontamentos finais	122
CONSIDERAÇÕES FINAIS	124
REFERÊNCIAS.....	128

SOBRE O AUTOR

Rafael Bartimann de Almeida, nascido em 15 de abril de 1989, na cidade de Batayporã, porção sudeste do estado de Mato Grosso do Sul. Possui graduação em Geografia (Licenciatura) pela Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), Câmpus de Nova Andradina (CPNA), tendo colado grau no ano de 2012. Defendeu trabalho de conclusão de curso (monografia) intitulado “Impactos socioambientais na fazenda de Lazer, município de Anaurilândia – MS”, sob orientação do professor Dr. Ary Tavares Rezende Filho. Esta pesquisa resultou na publicação de dois artigos: o primeiro, na semana de Geografia da UFMS e o segundo, na Revista Território (UEG).

Em 2013, iniciou mestrado em Geografia pela Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), Câmpus de Três Lagoas (CPTL), onde foi bolsista FUNDECT/CAPES e membro do Grupo de Estudos de Zonas Úmidas Continentais Tropicais (GEZUCT/CNPQ/UFMS). Defendeu a dissertação intitulada “Variabilidade Físico-química das águas da sub-bacia do rio Miranda, também sob orientação do professor Dr. Ary Tavares Rezende Filho. Publicou resultados desta pesquisa no Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, realizado Brasília no ano de 2015.

No ano 2014 iniciou bacharelado em Geografia pela Universidade Federal da Grande Dourados (UFGD), onde defendeu trabalho de conclusão de curso (monografia) intitulado “Inundações urbanas no município de Batayporã - MS”, sob orientação do professor Dr. Adelson Soares Filho. Em 2016, assumiu posto de funcionário público do quadro efetivo de professores da rede municipal de Campo Grande, MS, o que interferiu na finalização do curso, que será retomado assim que possível.

Desde de 2019, atua como professor formador e técnico de Geografia na Secretaria Municipal de Educação – Semed, de Campo Grande. Na área da educação, tem experiência em gestão escolar e ensino de Geografia. Em Geociências, vivenciou atividades em análise ambiental e planejamento, geoprocessamento e geomorfologia fluvial. Em 2019, ingressou como discente no curso de Doutorado em Geografia, na Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), Câmpus de Três Lagoas (CPTL) e desenvolve o projeto de pesquisa intitulado “Dinâmica geomorfológica no rio Miranda – MS”, sob orientação do professor Dr. Aguinaldo Silva e coorientação dos professores Sidney Kuerten (UEMS/Jardim) e Hudson Azevedo Macedo (SED/SP/São Carlos).

Em 2022, foi aprovado em 1º lugar para o cargo de professor de Geografia, na rede estadual educação de Mato Grosso do Sul (SED/MS), para atuar no município de Campo Grande.

APRESENTAÇÃO

Esta tese de doutorado é intitulada “Dinâmica geomorfológica no alto-médio rio Miranda-MS” e foi produzida no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO), da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), câmpus de Três Lagoas.

Desenvolver uma atividade acadêmica desta magnitude e relevância durante um contexto pandêmico requer esforços extras, porém, requer também, compreender que não foi possível realizar algumas atividades, visto que a vida e a saúde deveriam ser preservadas. E isso não é uma escolha individual. Trata-se de uma demanda coletiva. Embora as dificuldades impostas, acredita-se que resultados importantes foram alcançados. E nesta direção, você é convidado a ler e refletir o desfecho desta investigação. Para tal, apresenta-se, a seguir, como esta tese está estruturada.

Inicialmente, realiza-se uma introdução geral buscando apresentar a conjuntura da área estudada dentro do contexto hidrográfico brasileiro e sul-mato-grossense. Ainda na introdução, busca-se problematizar a temática e sua relevância, bem como, apresentar algumas ideias que justificam a adoção de determinados procedimentos metodológicos e a preferência por elementos que embasam a perspectiva analítica da tese. Obviamente que as discussões desta tese se relacionam em maior medida com a geomorfologia fluvial, mas por tratar-se de um trabalho desenvolvido no âmbito da Ciência Geográfica, a interferência das atividades humanas não pode ser esquecida ou segregada das análises. Posteriormente, são apresentados o objetivo geral e os objetivos específicos

Tendo conhecimento destes elementos prévios e direcionadores, segue-se para o capítulo I, que visa descrever a área estudada bem como suas principais características. Essa descrição está apoiada na reunião de documentos públicos, materiais cartográficos e produções acadêmicas que auxiliaram no reconhecimento dos atributos hidrográficos, geológicos, pedológicos, climáticos e geomorfológicos da área.

Para alcançar o objetivo geral proposto, esta tese apresenta três objetivos específicos e cada um deles foi discutido em um capítulo particular (II, III e IV). Por fim, é feita uma discussão sintética, onde se busca integrar todas as considerações realizadas e indicar caminhos possíveis para gestão dos rios com base na dinâmica geomorfológica, essencialmente estruturada a partir das formas e dos processos fluviais.

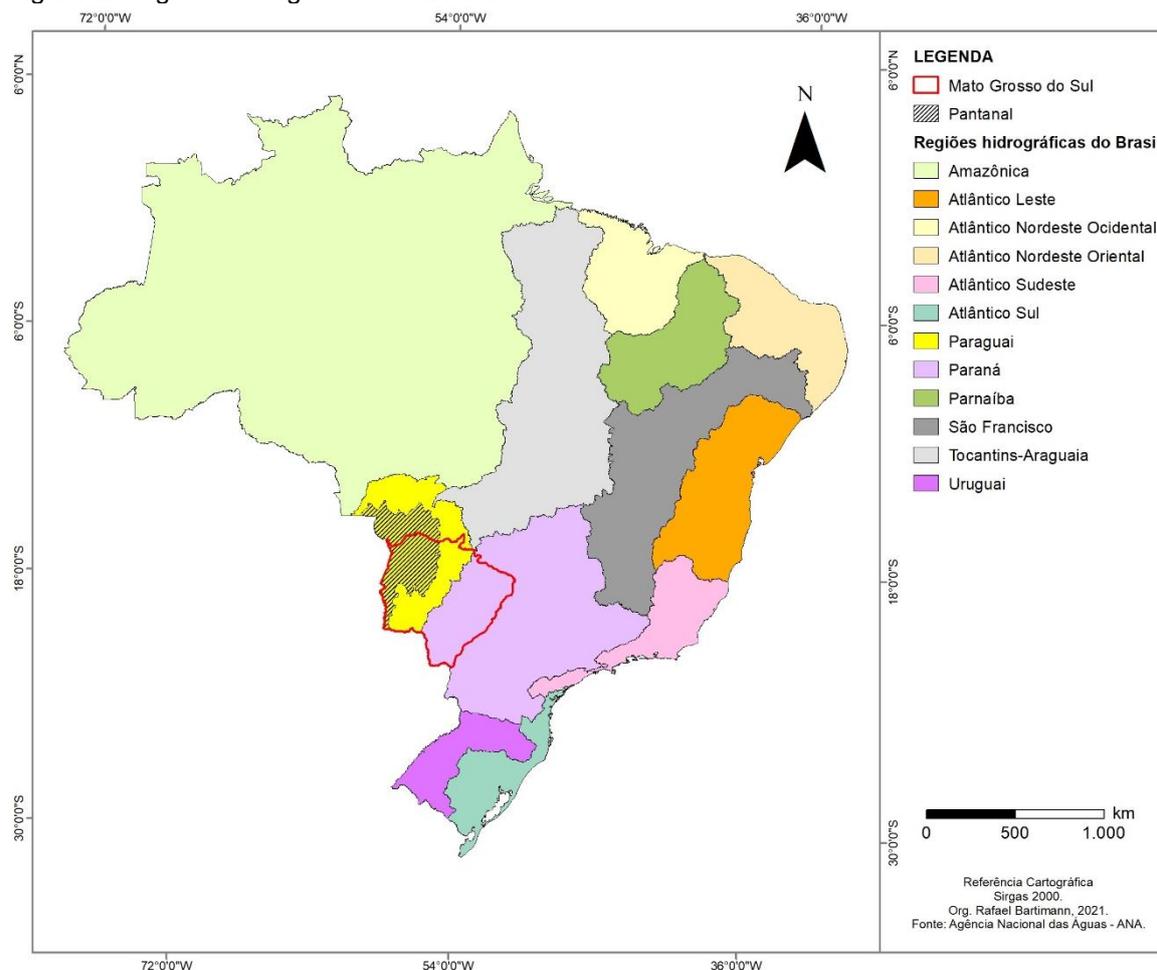
INTRODUÇÃO GERAL

A Divisão Hidrográfica do Brasil foi instituída pelo Conselho Nacional de Recursos Hídricos - CNRH, órgão colegiado, consultivo e deliberativo que integra o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos – SINGREH. Este último foi criado pela Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997 (BRASIL, 1997), sendo alterado pelas leis nº 9.984/2000 (BRASIL, 2000) e nº 12.334/2010 (BRASIL, 2010).

A partir dessas leis e de estudos técnicos realizados por instituições como a Agência Nacional das Águas – ANA, o território brasileiro foi dividido em doze regiões hidrográficas com características naturais e socioeconômicas relativamente similares.

O estado de Mato Grosso do Sul é abrangido por duas destas grandes regiões, sendo elas, a região hidrográfica do Paraná e a região hidrográfica do Paraguai, onde se localiza o Pantanal (Figura 1).

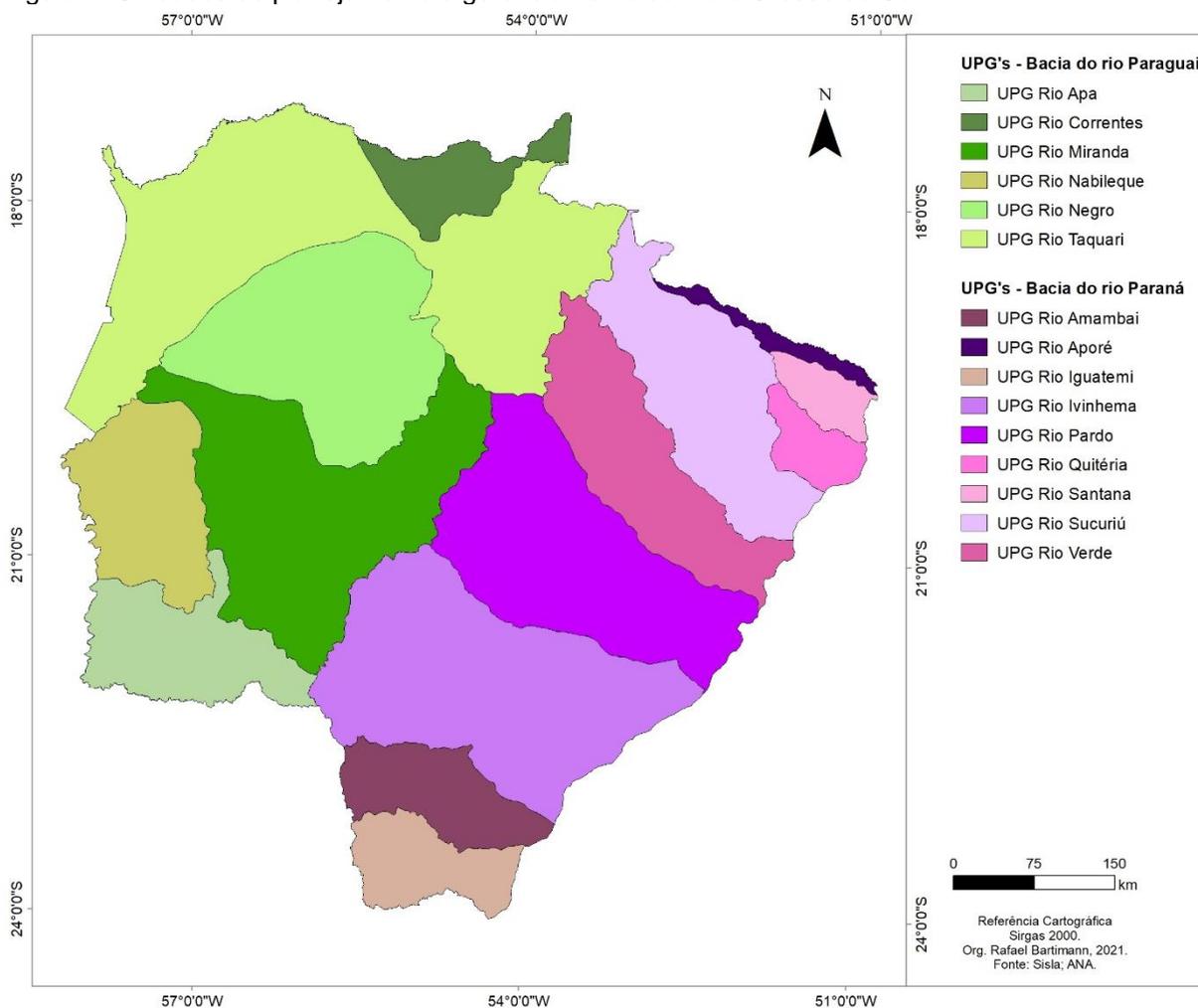
Figura 1: Regiões hidrográficas do Brasil.



Elaborado pelo autor.

Para fins de aperfeiçoamento da gestão das águas no território sul-mato-grossense, no ano de 2010, foi elaborado o Plano Estadual de Recursos Hídricos (PERH-MS) e a partir deste, foram definidas as 15 Unidades de Planejamento e Gerenciamento de Mato Grosso do Sul (UPG's). Cada UPG corresponde à uma bacia hidrográfica que atualmente é utilizada na gestão dos recursos hídricos do estado e guarda correspondência com a toponímia de seu rio principal (Figura 2).

Figura 2: Unidades de planejamento e gerenciamento de Mato Grosso do Sul.



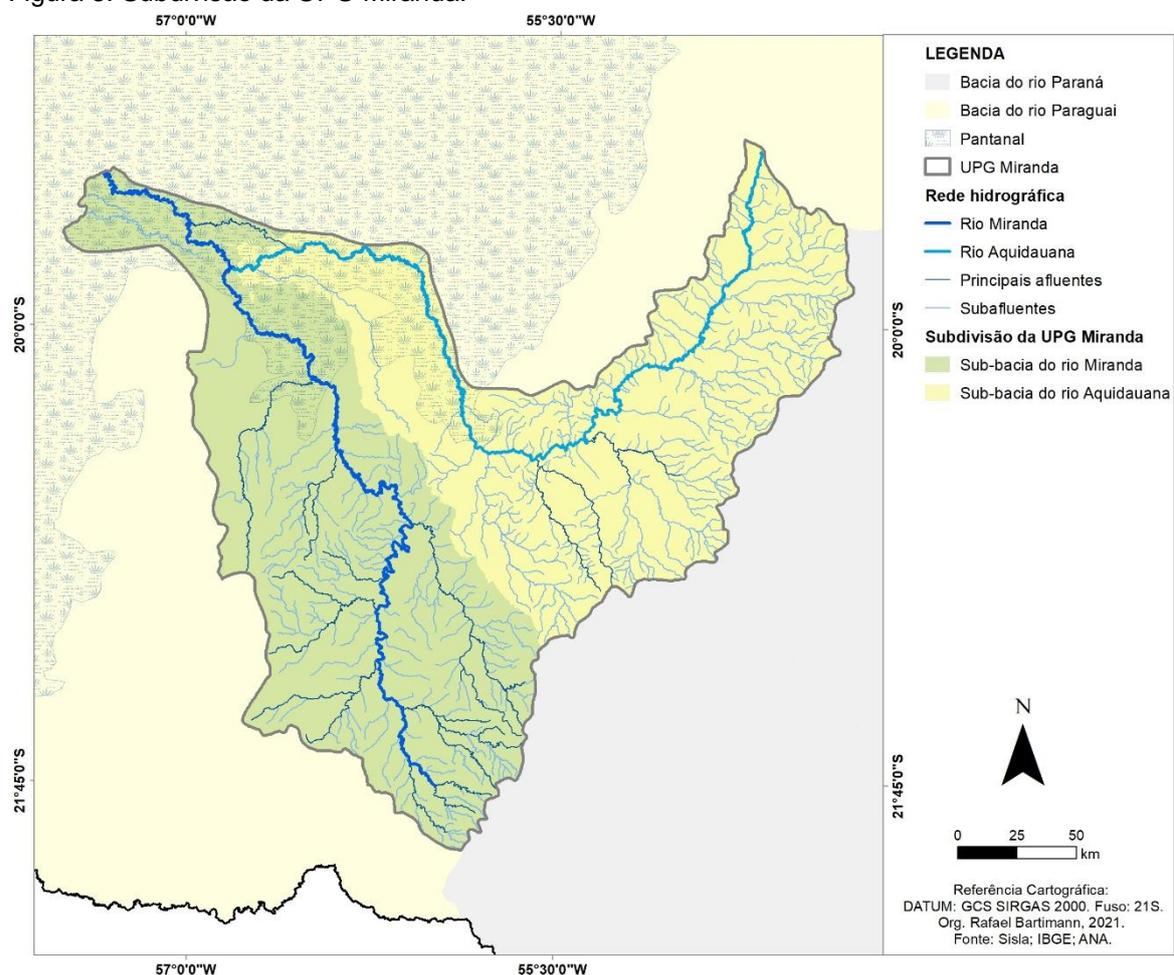
Elaborado pelo autor.

As bacias hidrográficas dos rios Paraná e Paraguai, em termos de dimensão territorial no estado de Mato Grosso do Sul, são relativamente semelhantes (47,46% e 52,54% da área total do estado, respectivamente). Contudo, a segunda apresenta uma particularidade, a presença do Pantanal, a maior área úmida do mundo (POR, 1995). Deste modo, as UPG's correspondentes à bacia hidrográfica do rio Paraguai

têm papel fundamental no funcionamento biogeoquímico e hidrossedimentológico do Pantanal, pois através dos seus diversos canais de drenagem, ocorre a transferência de água, de sedimentos, de elementos químicos (BARBIERO *et al.*, 2008), de matéria orgânica, dentre outros elementos que vão influenciar a dinâmica dos múltiplos ecossistemas pantaneiros (lênticos e lóticos).

A UPG Miranda (Figura 3), segunda maior UPG da bacia do rio Paraguai no estado de Mato Grosso do Sul, com área de drenagem de 43.787 km², é formada a partir de dois rios principais: o rio Miranda e o rio Aquidauana (IMASUL, 2014).

Figura 3: Subdivisão da UPG Miranda.



Elaborado pelo autor.

Esses dois rios têm um percurso relativamente similar. Iniciam no planalto, atravessam a depressão, e se juntam no início da planície pantaneira. O rio Aquidauana e seus afluentes nascem exclusivamente na porção leste da UPG Miranda, na Serra de Maracajú, enquanto o rio Miranda recebe afluentes da Serra da

Bodoquena, e também da Serra de Maracajú, localizada na borda oeste e na porção sul da UPG Miranda, respectivamente (ALVARENGA *et al.*, 1984).

As sub-bacias hidrográficas dos rios Aquidauana e Miranda apresentam características similares, como por exemplo, no tipo de uso e ocupação das terras, com destaque para áreas de pecuária de corte praticada em regime extensivo em pastagens plantadas (braquiárias) e também para os distintos tipos de produção agrícola, como soja, cana-de-açúcar e milho, que estão localizadas principalmente nas áreas de planaltos (IMASUL, 2014).

Porém, uma notável distinção pode ser evidenciada entre essas duas bacias no que tange aos aspectos litológicos. A sub-bacia do rio Aquidauana está inserida em uma geologia composta principalmente por arenitos (Formações Botucatu e Aquidauana) e basaltos (Formação Serra Geral), enquanto que a sub-bacia do rio Miranda apresenta diversidade litológica, com arenitos (Formações Botucatu e Aquidauana), basaltos (Formação Serra Geral), calcários (Formações Bocaina, Cerradinho, Puga e Xaraiés), além de rochas do Grupo Cuiabá - Subunidade Indivisa, composta principalmente de rochas cristalinas e rochas calcárias (ARAÚJO *et al.*, 1982; CPRM, 2004; REZENDE-FILHO, 2011).

Muitos trabalhos de caráter científico foram produzidos nas últimas décadas visando o entendimento dos modelos geológicos e geomorfológicos dos sistemas fluviais presentes na bacia hidrográfica do rio Paraguai, tais como os estudos desenvolvidos nos megaleques do Taquari (ASSINE, 2005; ZANI *et al.*, 2009), do São Lourenço (CORRADINI; ASSINE, 2012; PUPIM, 2014), do Aquidauana (SANTOS; FACINCANI, 2006), do Negro (CORDEIRO *et al.*, 2010; MENDES, 2014), do Nabileque (KUERTEN, 2010; KUERTEN; ASSINE, 2011) e do Cuiabá (PUPIM, 2014). Contudo, os rios que abastecem o Pantanal receberam atenção desigual por parte da comunidade científica, sobretudo do ponto de vista da geomorfologia fluvial.

Especificamente na bacia hidrográfica do rio Miranda, por exemplo, as poucas pesquisas realizadas nesta perspectiva estavam voltadas ao baixo curso do rio Miranda (MERINO, 2011; MERINO; ASSINE; PUPIM, 2013) ou à um curto trecho na porção intermediária da bacia (SANTOS; FACINCANI, 2006). Obviamente que outros estudos com temáticas que indiretamente se relacionam à geomorfologia fluvial foram desenvolvidos neste recorte, como Ferraz (2006), que avaliou o comportamento dos parâmetros meteorológicos e as mudanças climáticas em função das taxas de

desmatamento; e [Bartimann \(2015\)](#), que realizou a caracterização físico-química das águas da sub-bacia hidrográfica do rio Miranda e estabeleceu relações com a geologia local. Inclusive, é deste último trabalho que surgem as primeiras inquietações que motivam a realização desta pesquisa.

No trabalho de [Bartimann \(2015\)](#), notou-se uma tendência de aumento da vazão no mês de janeiro e uma defasagem entre os valores medidos no médio e no baixo curso do rio Miranda, que neste caso, foram associados às chuvas ocasionais registradas nas áreas do planalto Maracajú-Campo Grande. Portanto, inicialmente, percebe-se uma certa variação temporal e espacial da vazão do rio Miranda. Como não foi realizado nenhum tratamento estatístico sobre dados de longo prazo, ou seja, que considere uma série histórica, essa variação é um ponto a ser investigado.

Além disso, o referido autor evidenciou que os aumentos expressivos nos valores de vazão apresentaram-se distorcidos em relação à carga de sedimentos transportados em suspensão e associou esta distorção ao tipo de rocha presente na sub-bacia hidrográfica do rio Miranda. Hipoteticamente, se chove em áreas de planalto onde predominam rochas calcárias (Serra da Bodoquena), a vazão no rio Miranda tenderia a aumentar sem interferir na quantidade de sedimentos transportados em suspensão, pois neste caso, predominariam processos melhor associados à erosão química (dissolução), logo, o aumento seria notado na carga dissolvida, como nos teores de Ca^{2+} e Mg^{+} . Mas, se chove em áreas de planalto onde predominam rochas areníticas (Serra de Maracajú), prevaleceriam processos associados à erosão mecânica, através do qual, partículas de solo/rocha são removidas e transportadas em suspensão via canais de drenagem.

Logo, fala-se aqui, em processos físicos que interferem na morfologia das paisagens fluviais e na estruturação de ecossistemas, pois a carga de sedimentos transportados em suspensão é resultado de mecanismos diversos que envolvem a erosão, o transporte e a sedimentação ([MORTATTI; PROBST, 1998](#)). Essa relação entre vazão e carga de sedimentos em suspensão constitui outra questão a ser investigada, considerando que o transporte de sedimentos em função da variação da vazão vai alterar a paisagem fluvial, e conforme indica [Brierley et al., \(2019\)](#), essa relação vazão-sedimento ainda é mal compreendida em muitos rios do mundo. Fato que também ocorre no rio Miranda.

Os processos de erosão, transporte e sedimentação são responsáveis pela alteração da forma de um canal fluvial (FRYIRS; BRIERLEY, 2013) e a intensidade destes processos varia em função da potência, ou seja, da capacidade de trabalho do rio (NOVO, 2008).

O volume de água e a carga de sedimentos transportada por um rio pode variar em função de alterações naturais e/ou antrópicas e influenciar a morfologia do canal (SILVA, 2010). Neste contexto, conforme aponta Silva (2006), o rio será caracterizado pela interação entre distintas variáveis morfológicas (gradiente do leito, sinuosidade, forma da seção transversal, largura, profundidade, tipologia das barras e características da planície de inundação) e dinâmicas (vazão, potência da corrente, gradiente hidráulico, velocidade de fluxo, transporte de sedimentos e mobilidade do canal). Além disso, conforme aponta Brierley *et al.*, (2019), os rios estão intimamente ligados às paisagens que constituem sua bacia hidrográfica (tipo de relevo e rochas, uso das terras etc.). Por isso, os esforços de gestão devem se basear em conhecimentos científicos integrados de geomorfologia fluvial, hidrologia e ecologia, e devem estar vinculados às informações sociais, econômicas e culturais. Sem isso, uma gestão adequada dos recursos hídricos, do rio especificamente e da bacia hidrográfica como um todo, não será possível.

Diante do exposto, é também necessário que se levantem questionamentos sobre os aspectos morfológicos (de forma qualitativa e quantitativa) e sobre o processo de ocupação e tipo de uso das terras, dialogando com fatores que levaram ao crescimento populacional das cidades e às possíveis alterações na cobertura vegetal original. E obviamente que estes processos não são desconectados da lógica capitalista de produção (CASSETI, 1991).

Dessa forma, deve-se questionar quais são as possíveis ameaças desta ocupação, isto é, problemas com inundação, alteração nos processos de sedimentação etc. O legado das atividades humanas pode afetar o funcionamento do rio em momentos futuros, por isso, compreender esses fatores de escala regional e local é necessário e torna as abordagens mais eficazes para a gestão de recursos hídricos e meio ambiente que estão diretamente vinculados aos programas de gestão da terra e da água no âmbito dos municípios, do estado e da união (BRIERLEY *et al.*, 2011).

Além disso, as características físicas da bacia hidrográfica, como geologia, geomorfologia, solos e clima influenciam o potencial de uso da terra e a partir destas características, as paisagens e os rios são utilizados para atividades humanas. Logo, os fatores locais podem representar controles importantes sobre as interações socioeconômicas e culturais com o rio. Por exemplo, ocupações podem ser intensificadas se o rio tem planícies aluviais e solos aluviais ricos ou se há peixes no rio.

Essencialmente, esta ocupação faz parte de um modelo produtivo que deve ser repensado, visto que a escolha de estilo de vida em sociedade impõe certos limites que, se não respeitados, afetam toda a conjuntura socioambiental. E isso será notado nos cursos d'água. É sob esta perspectiva que [Brierley et al., \(2019\)](#) indicam que rios saudáveis são produtos de sociedades saudáveis.

Basicamente, para balizar o levantamento das informações e as análises realizadas nesta tese, optou-se por seguir quatro princípios presentes na Estrutura dos Estilos Fluviais ([BRIERLEY; FRYIRS, 2005; FRYIRS; BRIERLEY, 2009; FRYIRS; BRIERLEY; 2013](#)). O primeiro diz respeito ao uso de um modelo de paisagem como uma plataforma integrativa. Para isso, é importante considerar os aspectos geológicos, pedológicos, geomorfológicos, climáticos e os diferentes tipos de uso das terras. Faz-se isso considerando que a interação entre estes elementos tem potencial para alterar ecossistemas, visto que a biodiversidade está inerentemente ligada à disponibilidade e viabilidade de habitat, e a geodiversidade molda diretamente essas relações ([BRIERLEY et al., 2019](#)).

O segundo princípio diz respeito à observação da diversidade de formas e processos presentes no rio. Isto porque cada bacia hidrográfica é única e composta por padrões de trechos de rios interconectados. E cada um destes trechos pode ser distinto do outro. Logo, diferentes formas e padrões podem ser encontrados em diferentes configurações de paisagem. Essas diferenças podem ser notadas também na presença e no caráter das planícies de inundação, na continuidade (ou ausência) de um canal e no conjunto de unidades geomórficas que vão representar, em grande medida, a disponibilidade de habitat em cada trecho do rio ([BRIERLEY; FRYIRS, 2005](#)).

Os rios nunca são estáticos, e dependendo das características do canal, vão apresentar capacidade de ajuste nas dimensões vertical, lateral e longitudinal. Deste

modo, pode ocorrer erosão e/ou deposição ao longo de seu leito e de suas margens, formação ou alteração da sua planície de inundação, e ainda, uma mudança geral na posição do canal no fundo do vale. Logo, a compreensão adequada dos processos formativos que criam e retrabalham a estrutura geomórfica do rio deve se basear na análise do conjunto de unidades geomórficas que constituem os compartimentos do canal e da planície de inundação (BRIERLEY *et al.*, 2019).

A compreensão adequada dos processos formativos que criam e retrabalham a estrutura geomórfica (conjunto de feições fluviais) de um rio baseia-se na análise do conjunto de unidades geomórficas que constituem os compartimentos do canal e da planície de inundação. Isso fornece uma ferramenta interpretativa fundamental para avaliar o papel dos eventos de fluxo que definem a amplitude de comportamento e a capacidade de ajuste de um determinado trecho (FRYIRS; BRIERLEY; 2013).

O terceiro princípio sugere o conhecimento das características do rio e das relações de fluxo (volume de água e quantidade de sedimentos transportados). A morfodinâmica de um trecho determina o regime de sedimentos, que por sua vez exerce um controle primário sobre as relações geomorfológicas e ecológicas. Alguns rios são relativamente sensíveis aos ajustes, enquanto outros são bastante resistentes. Mas, se a estrutura física de um rio muda, toda a dinâmica geomorfológica muda. Por isso, é fundamental avaliar a variação dos fluxos que definem o comportamento e a capacidade de ajuste do rio em determinados trechos. Esses traços comportamentais variam em termos da capacidade de ajuste do rio, da frequência e da magnitude de fluxos formativos, que podem ocorrer em estágios de baixo fluxo, em eventos de margens plenas ou em eventos extremos que ultrapassam o nível das margens (FRYIRS; BRIERLEY; 2013; BRIERLEY *et al.*, 2019).

Por fim, o quarto princípio, que tem caráter de gerenciamento e traz elementos para o ordenamento territorial, visa consolidar um *éthos* de preservação antes da aplicação de projetos recuperação. Neste caso, *éthos* é entendido como um conjunto dos costumes e hábitos fundamentais, no âmbito do comportamento (instituições, afazeres etc.) e da cultura (valores, ideias ou crenças), característicos de uma determinada coletividade, época ou região. Trata-se de entender o comportamento e as mudanças do rio e inserir essas características em planos de manejo que sejam realisticamente alcançáveis.

Deste modo, ter-se-á uma base de evidências claras para a priorização das ações de manejo. Notoriamente, uma distinção conceitual deve ser feita entre o comportamento e mudanças de um rio. O comportamento refere-se aos ajustes em torno de uma forma característica para um determinado tipo de rio. Já a mudança indica a adoção de um tipo diferente de rio em um local específico, isto é, muda o regime comportamental (BRIERLEY *et al.*, 2019).

Compreender o comportamento do rio baseado em processos permite que os profissionais envolvidos nas equipes de gerenciamento consigam analisar os problemas de maneira mais estratégica, abordando as reais causas da degradação, ao invés de apenas observar os sintomas. Geralmente, as medidas de engenharia são empregadas nos rios desta segunda forma, ou seja, mitigando consequências e não tratando as causas. Os autores supracitados indicam ainda que essas práticas foram aplicadas em muitas partes do mundo (e isso pode ser facilmente visto no Brasil, como nos casos de canalização). Esta estrutura coloca ênfase indevida em estudos hidrológicos, enquanto desconsidera outros atributos críticos, como geomorfologia fluvial e interações com ecologia aquática. Essas práticas buscavam “domar ou treinar” um rio, destacando as inquietações com a estabilidade do canal, a eficiência hidráulica e a mitigação de riscos.

Por isso, a abordagem baseada nas Estruturas de Estilos Fluviais (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; FRYIRS; BRIERLEY, 2009; FRYIRS; BRIERLEY; 2013) surge como uma abordagem alternativa e necessária, uma vez que as decisões atuais da gestão dos rios, em grande medida, não são sustentáveis e estão defrontando-se com as mudanças ambientais naturais. É claro que estas decisões estão associadas às crises socioeconômicas e às questões políticas. Contudo, ao considerar práticas que reconhecem e incorporam os riscos e as incertezas de maneiras diferentes, pode-se adotar, em primeiro lugar, práticas de conservação que se baseiam em informações sólidas e integradas, fornecendo evidências claras e racionais para a tomada de decisão. Essas práticas são menos onerosas, tanto para implementar quanto para manter, se comparadas com as abordagens tradicionais de gestão de rios baseadas exclusivamente em engenharia.

Objetivo Geral

Analisar a dinâmica geomorfológica e o comportamento hidrossedimentológico do trecho do alto-médio rio Miranda, identificando processos naturais e antrópicos que interferem na morfologia da paisagem fluvial, considerando os mecanismos diversos relacionados à erosão, ao transporte e à sedimentação, responsáveis pela alteração das formas e dos processos fluviais.

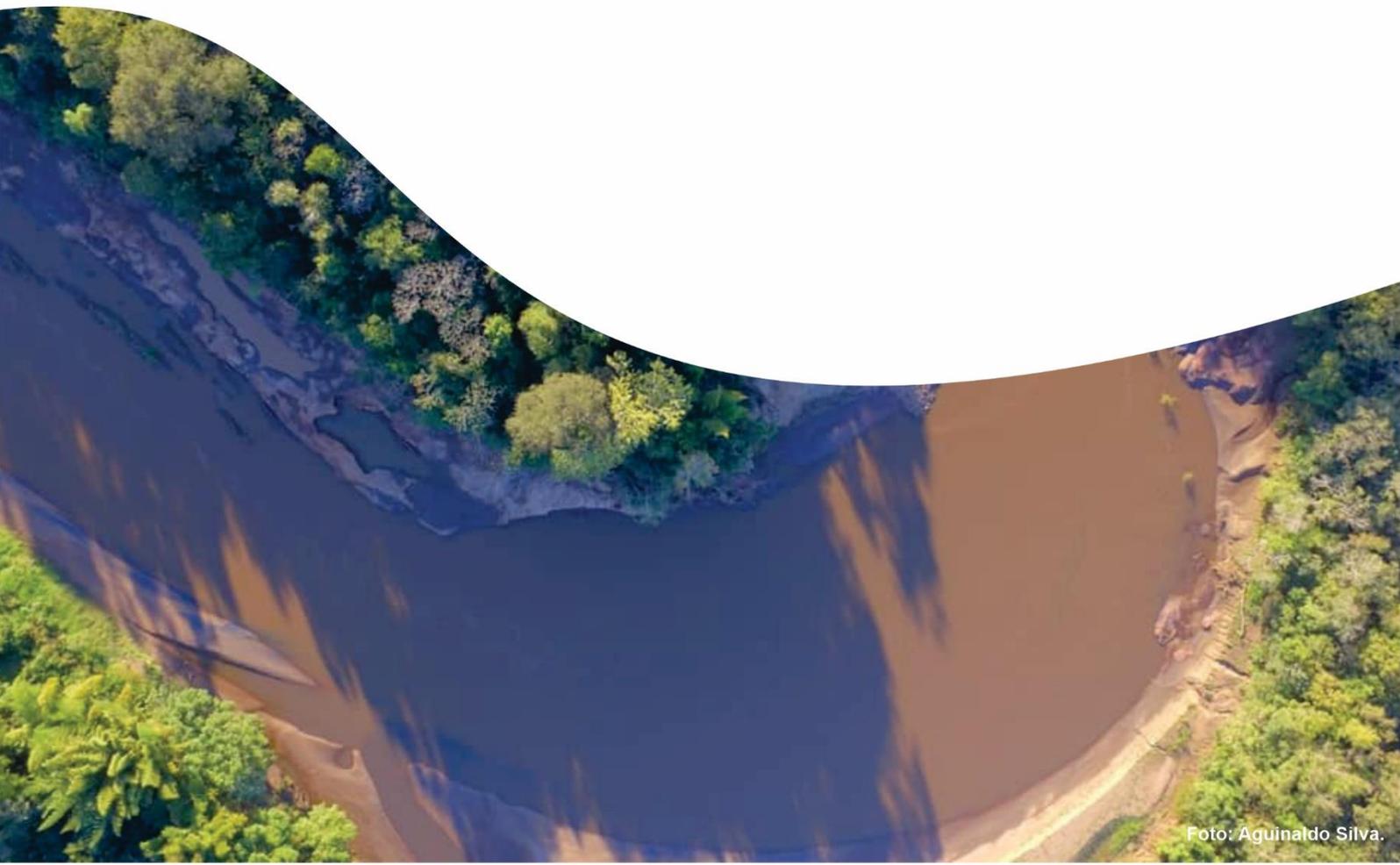
Objetivos Específicos

1. Avaliar as características morfológicas da sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda.
2. Realizar a compartimentação do sistema canal-planície, no alto-médio rio Miranda.
3. Caracterizar o atual regime hidrossedimentar do alto-médio rio Miranda, evidenciando o tipo de vazão responsável pela morfologia do canal e as relações de geometria hidráulica.

CAPÍTULO I

BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO-MÉDIO RIO MIRANDA

Localização e características



1.1 Apontamentos iniciais

Este tópico apresenta a localização da área estudada desta tese, bem como uma breve caracterização dos elementos da paisagem (hidrografia, geologia, relevo, solos, vegetação e clima). Em síntese, representa uma compilação de informações cartográficas e bibliográficas que julgamos ser o suporte necessário para a caracterização do recorte estudado. Essa caracterização é essencial para as análises futuras, visando a compreensão da paisagem na escala da bacia hidrográfica e da dinâmica fluvial em trechos específicos.

1.2 Materiais e procedimentos metodológicos

Este capítulo foi desenvolvido por meio de pesquisa bibliográfica, uma modalidade da pesquisa científica, que possibilita o aprimoramento e a atualização do conhecimento por intermédio de uma investigação em obras já publicadas. Esta etapa é fundamental na pesquisa científica, uma vez que permite definir e conhecer o fenômeno/objeto de estudo com mais discernimento (SOUSA, OLIVEIRA e ALVES (2021)). Segundo as indicações de Gil (2002), Marconi e Lakatos (2003) e Sousa, Oliveira e Alves (2021), os procedimentos foram executados por meio de etapas bem definidas, a saber: 1) escolha dos temas; 2) levantamento de bibliografias sobre o tema, utilizando artigos científicos, periódicos e documentos técnicos publicados por agências e órgãos oficiais de pesquisa; e 3) estruturação de um banco de dados organizados com temas definidos.

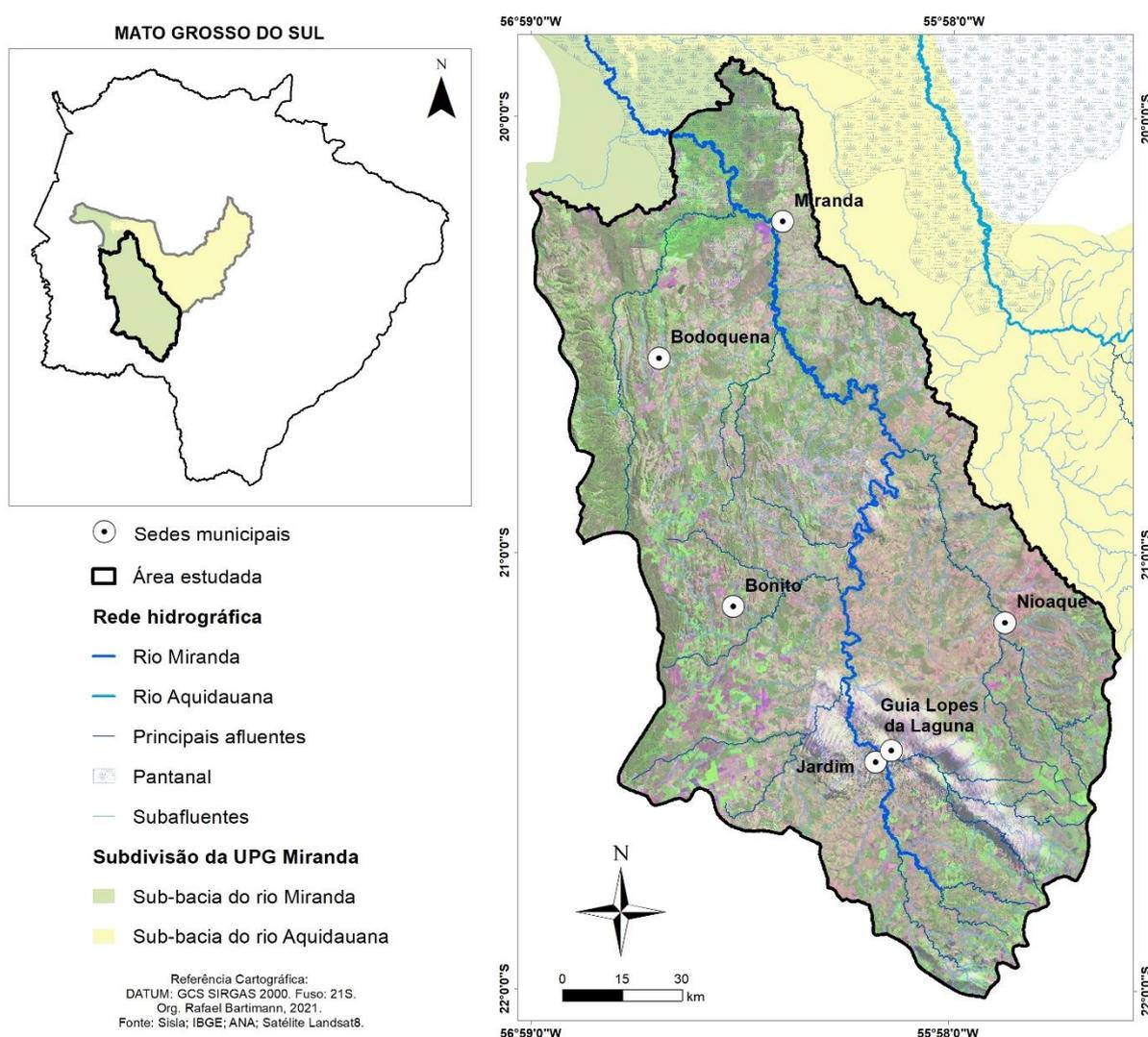
A partir da estruturação do banco de dados bibliográfico, iniciaram-se as etapas de fichamento, análise e interpretação das informações que facilitaram o processo de ordenação das informações no processo do desenvolvimento da redação.

Por fim, considerando a análise espacial e a dimensão cartográfica deste capítulo, e a necessidade de cruzamento das informações sempre que necessário, foi organizado um Banco de Dados Geográfico (BDG) em Sistema de Informação Geográfica – SIG (ArcGIS), tendo como base os produtos do Mapeamento dos Recursos Naturais (MRN) disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Estes produtos representam produções cartográficas em formato vetorial e matricial, com informações ambientais de Geologia, Geomorfologia, Pedologia e Vegetação, todos na escala compatível com 1:250.000.

1.3 Localização da área estudada

A área estudada nesta tese, para fins de elucidação do recorte analisado, foi denominada “sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda”, cuja extensão é de 18.432,26 km², que está integralmente inserida no estado de Mato Grosso do Sul (Figura 4).

Figura 4: Localização da área estudada.



Elaborado pelo autor.

Este recorte está em conformidade com o Plano de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do rio Miranda, realizado pelo Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul – IMASUL, no ano de 2014, e sua definição justifica-se pela diversidade litológica da área associada às características do relevo (amplitude altimétrica e unidades geomorfológicas).

Cabe ainda enfatizar que nos capítulos I (caracterização da área estudada) e II (caracterização morfológica), o foco das discussões envolvem a sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda e nos capítulos III (Compartimentação do sistema canal-planície) e IV (Hidrossedimentologia e relações de geometria hidráulica), o foco das interpretações se volta ao canal principal, ou seja, ao rio Miranda.

1.4 Caracterização dos elementos da paisagem da área pesquisada

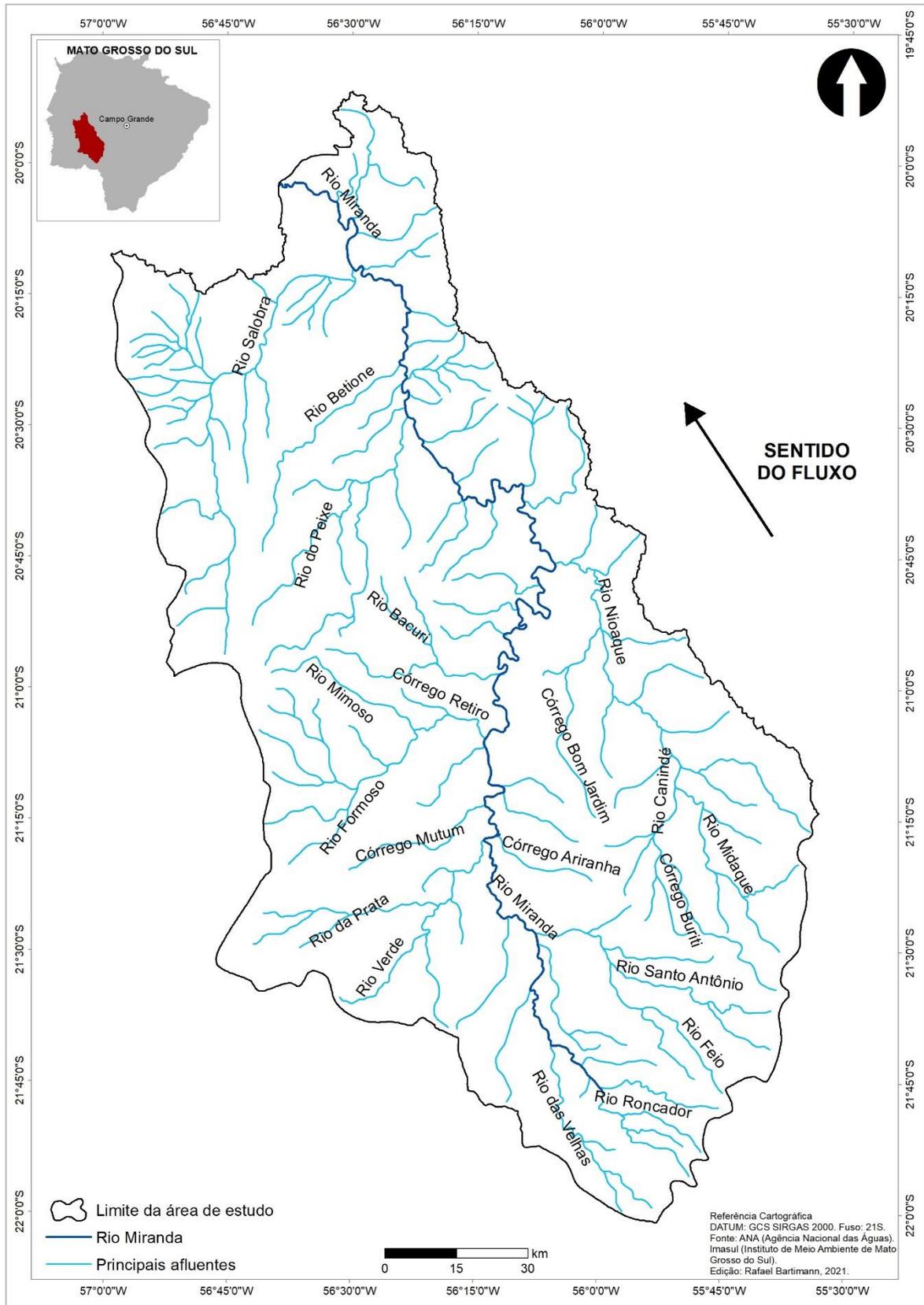
O rio Miranda, neste recorte específico, tem comprimento de 546,31 km, medido desde a cabeceira do córrego roncadour, nas coordenadas geográficas 21°46'05"S e 55°59'10"W, até o ponto definido como exutório do médio-alto curso, nas coordenadas geográficas 20°02'39.00"S e 56°38'52.00"O.

Na margem direita do rio Miranda, os afluentes de maior representatividade em termos de área drenada são os rios Santo Antônio e Nioaque. Na margem esquerda enfatiza-se os rios das Velhas e da Prata no alto curso, além dos rios Formoso, Chapena, Betione e Salobra (Figura 5). Obviamente que os demais cursos d'água apresentam relevância para a dinâmica da paisagem da área estudada, sobretudo porque drenam diferentes geologias.

De acordo com o Mapeamento de Recurso Naturais (MRN) realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE no ano de 2018, distinguem-se 15 formações geológicas distintas na área estudada, com idades que datam desde o pré-cambriano até o cenozoico (Figura 6).

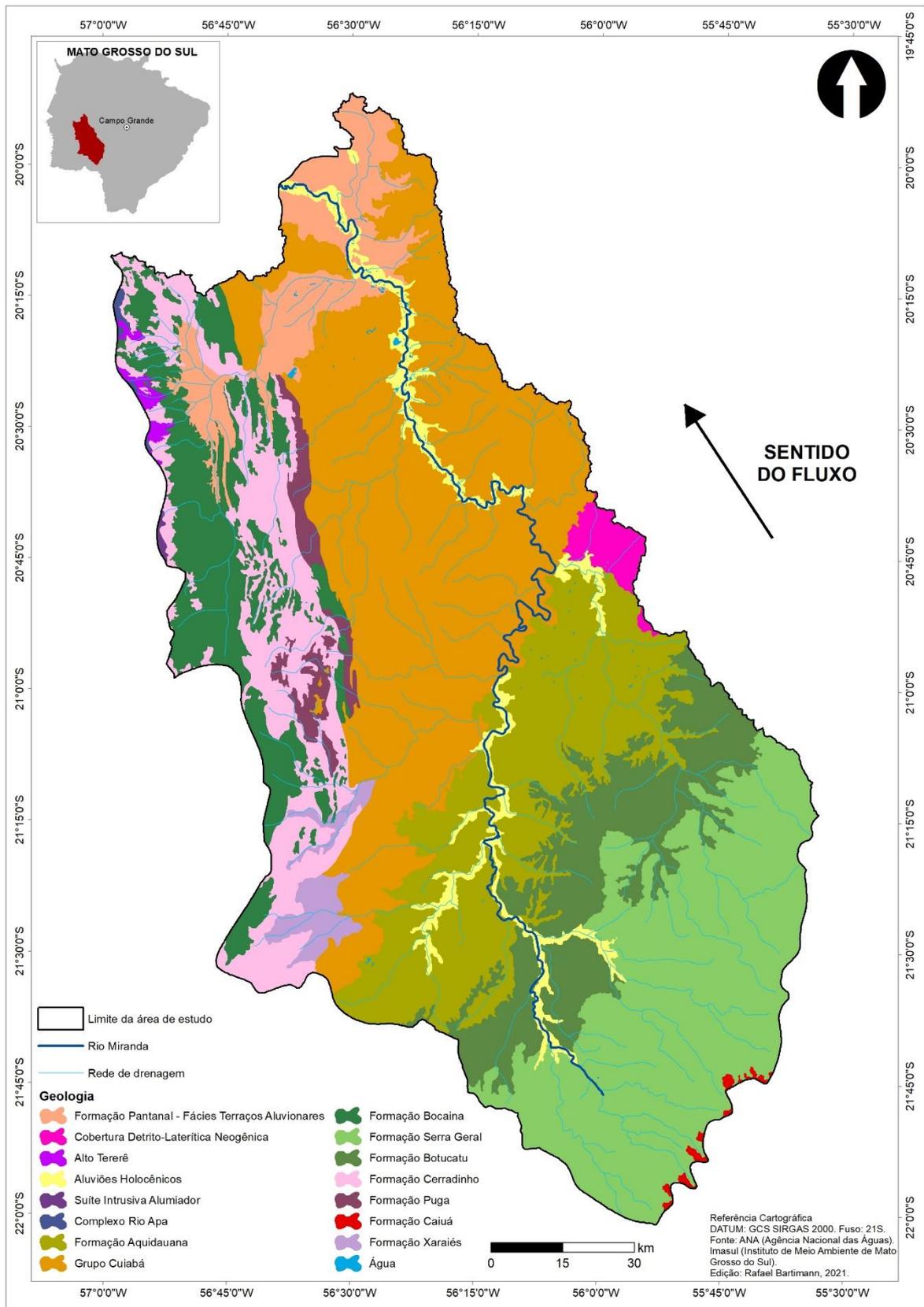
No extremo sul, há registros de ocorrência de arenitos da formação Caiuá, do grupo São Bento, que constitui a maior parte da sequência mesozoica da Bacia do Paraná (NOGUEIRA *et al.*, 1978). A formação Caiuá, que data do Cretáceo, possui litologias ligadas à arenitos quartzosos e subarcoseanos, fino à médio (JABUR e SANTOS, 1984). Ainda na porção sul da área estudada, observa-se registros da presença da formação Serra Geral expostas nas frentes de cuevas da Serra de Maracajú (CORREA *et al.*, 1976), com litologia composta basicamente por basaltos e por basalto andesito, de aspecto geralmente maciço e cor variando entre cinza-escuro e preto e que podem apresentar amígdalas preenchidas por quartzo ou calcita (MENDES e PETRI, 1971), ou por plagioclásio (labradorita), augita como piroxênio principal, e como minerais acessórios, magnetita (transformada parcialmente em gohetita), olivina, apatita, clorofilita (com lamelas de clorita) e vidro devitrificado (LASTORIA *et al.*, 2006).

Figura 5: Rede de drenagem da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

Figura 6: Geologia da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

Paralelamente à Formação Serra Geral, existe uma faixa de arenitos da Formação Botucatu que datam do Jurássico Superior e apresentam alto grau de alteração devido à friabilidade de suas rochas, o que permite a formação de um espesso solo arenoso. A granulação dos arenitos da Formação Botucatu varia de média à fina com grãos bem arredondados, evidenciando a origem eólica em clima desértico desta formação (SOARES, 1975). As rochas areníticas da Formação Aquidauana apresentam-se na área estudada paralelamente aos arenitos da Formação Botucatu na porção intermediária desta área, limitando-se ao sul com rochas calcárias do Grupo Cuiabá. Representam uma unidade estratigráfica compreendida entre os períodos Carbonífero Superior e o Permiano Inferior, da era Paleozoica, cujo litologia de natureza detrítica é marcada por sedimentos essencialmente arenosos, feldspáticos, de coloração predominantemente avermelhada, ocorrendo estratos de siltitos, argilitos e diamictitos (GODOI e MARTINS, 1999).

Na porção leste da área estudada destaca-se a Cobertura Detrito-Laterítica Neogênica com concreções ferruginosas representadas por lateritos autóctones com carapaça ferruginosa que datam do Cenozoico (GODOI e MARTINS, 1999). As características desta formação estão relacionadas à existência de sedimentos aluvionais e/ou coluvionais (areias, cascalheiras, siltes, argilas) total ou parcialmente laterizados (arenitos, conglomerados e lamitos), e lateritos autóctones com carapaças ferruginosas (LACERDA FILHO, 2006).

Ao longo de grande parte do rio Miranda ocorrem Aluviões Holocênicos onde destacam-se sedimentos aluviais inconsolidados de natureza arenosa, areno-argilosa e argilo-síltica, contendo localmente seixos e matacões (GODOI, 2001).

Na porção central da área estudada destaca-se a geologia do Grupo Cuiabá, caracterizada pela presença de metamorfitos derivados de sedimentos terrígenos e carbonatados (GODOI, 2001) relacionados ao ciclo tectono-orogênico brasileiro (ALMEIDA, 1971) e também pela presença de quartzos, micaxistos seguidos de filitos com intercalações de mármore, quartzitos, metaconglomerados e metabasitos.

A porção oeste é marcada por expressiva diversidade geológica, principalmente em função das formações associadas à Serra da Bodoquena. Nesta porção ocorrem as formações Xaraiés, Formação Cerradinho, Bocaina, Puga, Suíte Intrusiva Alumiador, Rio Apa e Alto Tererê (ALMEIDA 1964).

A Formação Xaraiés representa uma unidade constituída por produtos de alteração de rochas carbonatadas dos grupos Cuiabá e Corumbá. É constituída de tufa calcária, travertino e conglomerado com cimento calcífero e ocorre principalmente na cabeceira do rio da Prata, no vale do rio Formoso e na cabeceira do rio Perdido, todos com nascentes na Serra da Bodoquena (GODOI e MARTINS, 1999).

A Formação Cerradinho também está associada à Serra da Bodoquena e sua variada composição litológica evidencia fontes diversas e ambiente de deposição relativamente instável, ocorrido em ambiente marinho regressivo na plataforma continental, com predominância de rochas clásticas basais, que vão diminuindo para o topo dando lugar a litologias carbonáticas. Em síntese, a litologia da Formação Cerradinho é essencialmente constituída por intercalações de arcóseos, arenitos, siltitos, argilitos, calcários, dolomitos, margas, ardósias, metargilitos, metasiltitos, folhelhos e metaconglomerados em sua base (CORREA *et al.*, 1976; GODOI e MARTINS, 1999).

A Formação Bocaina é constituída por dolomitos e calcários com altos teores de magnésio e cálcio. Godoi e Martins (1999) confirmaram uma progressiva dolomitização que ocorre da base para o topo, onde verificam-se mármore dolomítico, dolomito estromatolítico colunar a pseudo colunar, rochas fosfáticas (microfosforito, estromatólitos e laminações algáceas fosfatizadas), brecha carbonática, dolomito laminado e estratificado, dolomito maciço silicoso com níveis de silexito e calcário calcítico, dolomítico, intraclástico (CORREA *et al.*, 1976).

A Formação Puga, na base do Grupo Corumbá (CORREA *et al.*, 1976), representa uma sequência originada em ambiente glacial cujo ocorrência se dá de maneira descontínua e irregular (GODOI e MARTINS, 1999). Esta formação é marcada por paraconglomerados epimetamórficos de matriz argilo-arenosa, muitas vezes foliada, cimento carbonático com seixos de quartzo, calcário e filito, além de rocha granítica com quartzo e feldspato (MACIEL, 1959). Ainda na porção oeste da área estudada, na borda ocidental da Serra da Bodoquena ocorre uma pequena área com rochas graníticas Suíte Intrusiva Alumiador que cortam as litologias do Complexo Rio Apa e pertencem a uma fase comagmática do Grupo Amongujá. Caracterizam-se como rochas plutônicas ácidas que incluem granitos, granófiros e granodioritos com consideráveis variações texturais, apesar de manter homogeneidade composicional de natureza calcialcalina (GODOI e MARTINS, 1999).

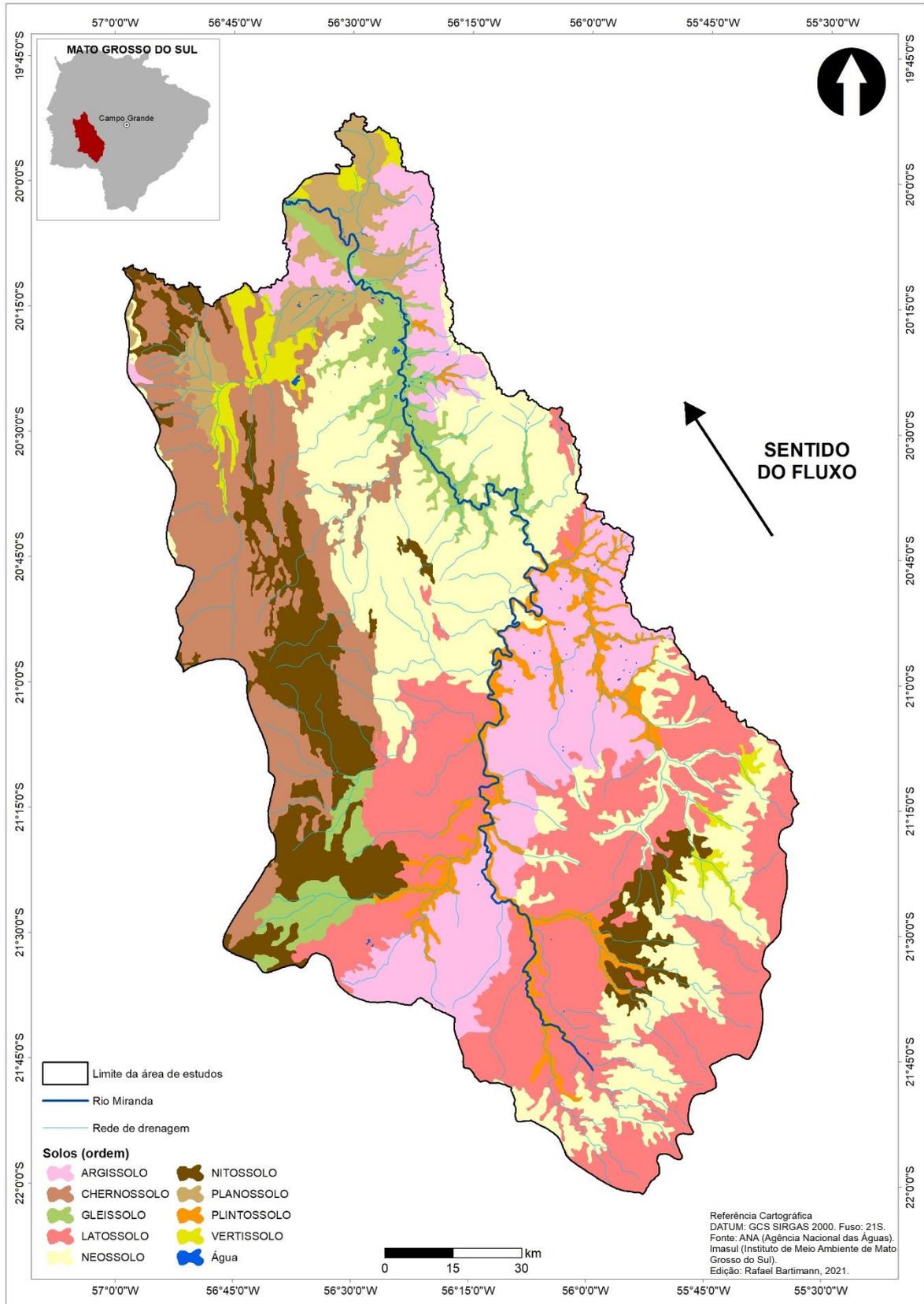
Na borda ocidental da Serra da Bodoquena também ocorre uma pequena área com exposições dos litótipos do Complexo Rio Apa, que faz contato discordante com a Associação Metamórfica do Alto Tererê calcialcalina. Entre os litótipos do Complexo Rio Apa destacam-se ortognaisse, biotita-granada gnaisse, migmatito, granitóide foliado, biotita granito, hornblenda-biotita granito, quartzo monzonito e sienogranito foliado (BRASIL, 1982; GODOI e MARTINS, 1999).

Ainda na borda ocidental da Serra da Bodoquena encontram-se as melhores exposições da associação metamórfica do Alto Tererê, que se distribuem ao longo da Serra da Bodoquena em direção ao Pantanal empurradas sobre granitóides do Grupo Amoguijá. Correa *et al.*, (1976) denominaram esta associação fazendo referência à uma sequência de rochas representada por biotita gnaisses, xistos e quartzitos, estreitas faixas anfíbolíticas, aflorantes a oeste da Serra da Bodoquena.

Na porção norte da área estudada ocorre Formação Pantanal – Fácies Terraços Aluvionares, que faz contato discordante com os metamorfitos do grupo Cuiabá. Esta formação, que ocorre principalmente ao longo dos rios Miranda e Salobra, foi originada sob condições climáticas distintas da atual, provavelmente no Quaternário (GODOI e MARTINS, 1999). A Formação Pantanal é composta por sedimentos arenosos, siltico-argilosos e argilosos, inconsolidados e semiconsolidados, parcialmente laterizados, podendo conter matéria orgânica (BRASIL, 1982).

Essa diversidade geológica combinada de maneira dinâmica e sistêmica a outros elementos da paisagem, como relevo e clima, influenciou a formação de uma variada cobertura pedológica da área estudada (KÄMPF e CURI, 2012). Os mapeamentos pedológicos realizados pelo projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1982) e pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2018), indicam que nesta área ocorrem 22 tipos de solos diferentes, que em função da natureza do ambiente e dos sinais dos seus processos de formação dominantes na sua gênese, podem ser agrupados em 9 ordens de solos, a saber: Argissolo, Chernossolo, Gleissolo, Latossolo, Neossolo, Litossolo, Planossolo, Plintossolo e Vertissolo (Figura 7). A descrição/caracterização dos tipos/ordens de solo existentes na área estudada foi realizada com base no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos SIBCS/2018, elaborado por SANTOS *et al.*, 2018.

Figura 7: Solos da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

A ordem dos Argissolos apresenta solos com profundidade variável, constituídos por material mineral com presença de horizonte B textural argila de atividade baixa, ou alta quando ajustada com saturação por bases baixa ou caráter alumínico. Nesta ordem, destacam-se o argissolo vermelho eutrófico (PVe), com textura arenosa a argilosa, o argissolo vermelho-amarelo eutrófico (PVAe), de textura média, argilosa e/ou cascalhenta e o argissolo vermelho-amarelo distrófico (PVAd) com textura variando entre média e arenosa (BRASIL, 1982, SANTOS *et. al.* 2018).

Os Chernossolos apresentam alta saturação por bases e horizonte A chernozêmico sobrejacente a horizonte B textural, com argila de atividade alta. São formados por distintos materiais de origem sob condições climáticas variáveis. Geralmente são moderadamente ácidos ou fortemente alcalinos, normalmente bem ou imperfeitamente drenados. Nesta ordem, inclui-se o Chernossolo Argilúvico Órtico (MTo) de textura argilosa e muito argilosa e o Chernossolo Rêndzico Órtico (MDo) com textura argilosa cascalhenta e média cascalhenta (BRASIL, 1982).

Na ordem dos Gleissolos encontram-se solos minerais hidromórficos que estão, permanente (água estagnada) ou periodicamente (fluxo lateral água no solo) saturados por água. Formam-se via processo de gleização em ambiente redutor, livre de oxigênio dissolvido em razão da saturação por água, o que implica na manifestação de cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas em função da redução e/ou solubilização do ferro, na expressão das cores neutras dos minerais de argila ou na precipitação de compostos ferrosos. Nesta ordem inclui-se o Gleissolo Melânico Eutrófico (GMve) e o Gleissolo Háptico Eutrófico (GXve), ambos com textura argilosa ou muito argilosa (BRASIL, 1982, SANTOS *et. al.* 2018).

Os Nitossolos envolvem solos profundos, geralmente bem drenados, cuja coloração varia de vermelha a brunada. Esta ordem de solos está associada à presença de cerosidade e são moderadamente ácidos, com argila de atividade baixa ou, se conjugada com caráter alumínico, exibem argila de atividade alta. Esta ordem abarca o Nitossolo Vermelho Eutroférico (NVe) e o Nitossolo Vermelho Eutrófico (NVef) com textura argilosa ou muito argilosa (BRASIL, 1982, SANTOS *et. al.* 2018).

Na ordem dos Planossolos incluem-se os solos minerais imperfeitamente ou mal drenados com acentuada concentração de argila e horizonte superficial ou subsuperficial eluvial. A permeabilidade destes solos é lenta ou muito lenta e sua característica marcante é a diferenciação bem acentuada entre os horizontes B e A

ou E. As feições ligadas aos planossolos refletem o excesso de umidade, pois os ambientes de formação, relevo geralmente plano ou suave ondulado, apresentam restrição de percolação da água. Em função disto, as cores dos planossolos são pouco vivas, variando entre acinzentadas ou escurecidas, com ou sem ocorrências de cores neutras de redução, e possível presença de mosqueados. Nesta ordem incluem-se o Planossolo Háplico Eutrófico (SXe) e Planossolo Nátrico Órtico (SNo) com textura arenosa/média e média/argilosa (BRASIL, 1982, SANTOS *et. al.* 2018).

O Plintossolo agrupa solos minerais formados em condições de restrita percolação da água e condicionados pelo efeito temporário do excesso de umidade. Plintossolos se caracterizam basicamente pela expressiva plintização (com ou sem petroplintita) e pela coloração bastante variável, com predomínio de cores pálidas (com ou sem mosqueados de cores alaranjadas a vermelhas). Os solos desta ordem, geralmente são imperfeitamente ou mal drenados, fortemente ácidos, com saturação por bases baixa e atividade da fração argila baixa. Em geral, ocorrem em terrenos de várzeas, áreas com relevo plano ou suave ondulado ou em zonas de depressão com oscilação do lençol freático, alagamento ou encharcamento periódico. Na ordem dos plintossolos, típicos de zonas quentes e úmidas está o Plintossolo Argiluvico Eutrófico (FTe), cujo textura pode variar entre média, arenosa ou argilosa (BRASIL, 1982).

A ordem dos Vertissolos compreende solos com horizonte vértico com espessura mínima de 20 cm e pequena variação textural ao longo do perfil. Os solos desta ordem estão associados a áreas planas ou suave onduladas e normalmente se desenvolvem em ambientes de bacias sedimentares ou a partir de sedimentos de granulometria fina ou com elevados teores de cálcio e magnésio (BRASIL, 1982). A profundidade destes solos é bastante variada, podendo ocorrerem em solos rasos, contudo, mais comumente se encontram em solos muito profundos. São imperfeitamente ou mal drenados e estão relacionados à diversos tipos de climas. Podem apresentar coloração escura, acinzentada, amarelada ou avermelhada, e tem permeabilidade muito lenta quando úmidos. Apresentam alta capacidade de troca de cátions, alta saturação por bases e teores elevados de cálcio e magnésio. Estes solos são muito duros quando seco e plástico e pegajoso quando molhado. Nesta ordem, encontram-se o Vertissolo Hidromórfico Carbonático (VGk), Vertissolo Háplico Órtico (VXo) e o Vertissolo Háplico Carbonático (VXk), cujo textura varia de argilosa a muito argilosa (BRASIL, 1982, SANTOS *et. al.* 2018).

Por fim, a ordem dos Neossolos compreende solos formados por material mineral ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, logo, os solos desta ordem não apresentam expressivas alterações em relação ao material de origem em função da baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos. Deste modo, em função da alta resistência ao intemperismo ou da composição químico-mineralógica associada aos demais fatores de formação do solo (clima, relevo ou tempo), a evolução dos neossolos pode ser impedida ou limitada. Nesta ordem encontram-se o Neossolo Quartzarênico Órtico (RQo) e o Neossolo Quartzarênico Hidromórfico (RQg) de textura arenosa; o Neossolo Litólico Eutrófico (RLe) e o Neossolo Regolítico Eutrófico (RRe) de textura arenosa ou arenosa cascalhenta; e o Neossolo Regolítico Distrófico (RRd) de textura média muito cascalhenta e siltosa cascalhenta (BRASIL, 1982, SANTOS *et. al.* 2018).

Os aspectos climáticos da área estudada refletem a sua posição geográfica, visto que a bacia em questão está localizada na porção centro-oeste do Brasil, região considerada um núcleo térmico de ação negativa da circulação geral da atmosfera (REZENDE-FILHO, 2011). Deste modo, considerando a classificação de Köppen, ao longo do ano se instalam na área estudada basicamente dois diferentes tipos de clima.

Um é o Clima Tropical de Savana (Aw), que é fortemente influenciado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e é responsável pela estação úmida (primavera e verão) que ocorrem de outubro a março. O outro é o Clima Temperado Subtropical (Cfa), que é influenciado pelas altas pressões do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e é responsável pela estação seca (outono e inverno) que ocorre entre abril e setembro (ZAVATINI, 1990; SALVI-SAKAMOTO, 2001; REZENDE-FILHO, 2011; IMASUL, 2014).

Em função da influência das massas de ar, principalmente a tropical continental, na área estudada predominam temperaturas médias elevadas, variando entre 23°C e 29°C em todo o ano. A precipitação média anual varia entre 900 mm, em sua porção noroeste onde o clima é Tropical de Savana, a 1.300 mm ao sul, onde predomina o clima mesotérmico úmido (BRASIL, 1979; OLIVEIRA, 2003; ZAVATTINI, 2009; IMASUL, 2014). Estes valores foram obtidos com base na média anual dos últimos 12 anos, segundo dados das estações Aquidauana, Corumbá, Maracaju, Miranda, Nhumirim, Ponta Porã e Porto Murtinho, disponibilizados pelo Centro de Monitoramento do Tempo e do Clima de Mato Grosso do Sul – CEMTEC/MS.

Dada a diversidade pedológica e a influência dos elementos do clima, a paisagem da área estudada reflete uma variedade florística. No entanto, esta área já foi ocupada e as características pioneiras apresentam-se pouco significativas do ponto de vista quantitativo. Logo, é difícil diagnosticar áreas da bacia que estejam totalmente intactas, isto é, sem sinais de atividades humanas.

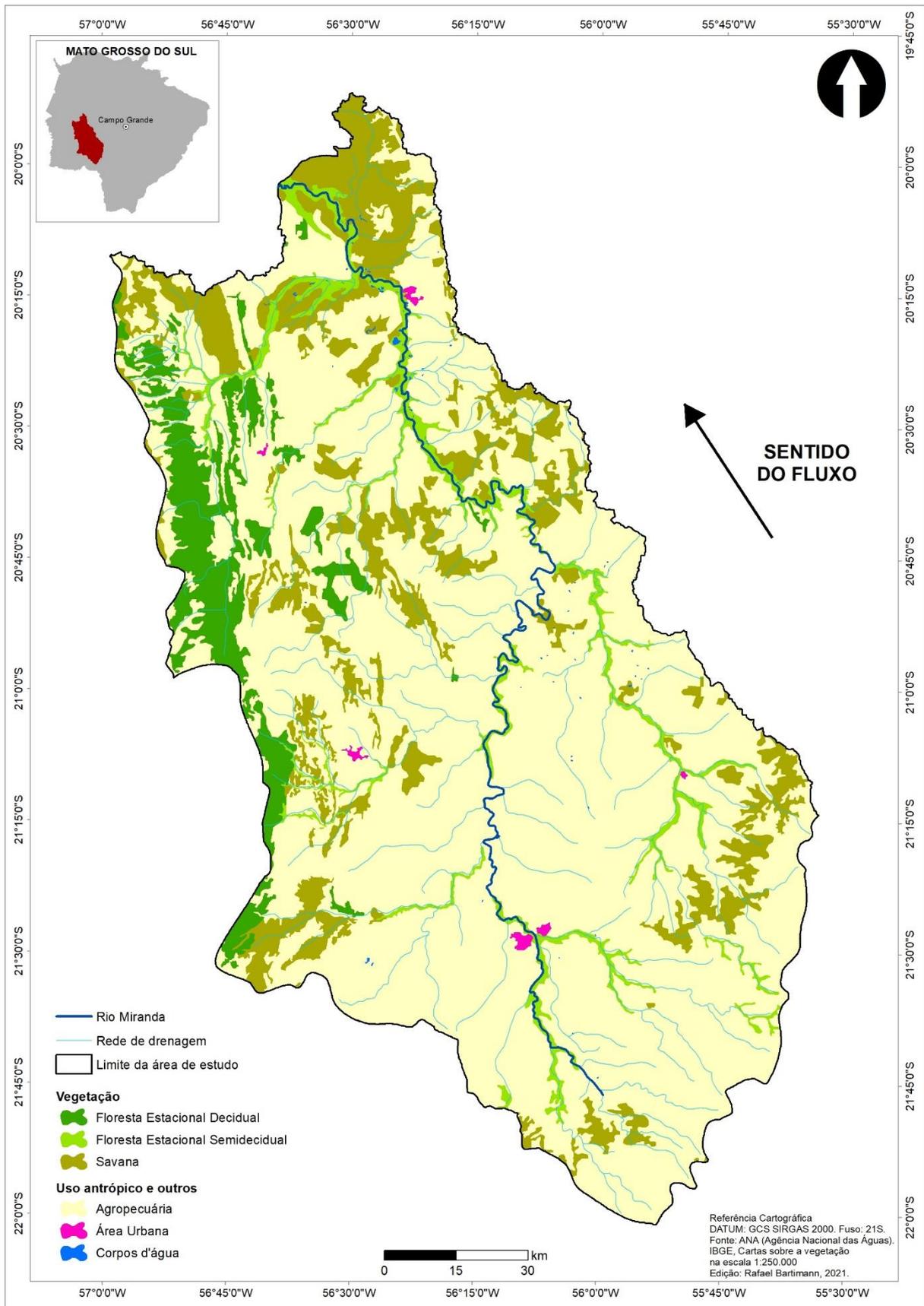
Considerando o levantamento da vegetação brasileira realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, os dados do projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1982) e o manual técnico da vegetação brasileira (IBGE, 2018), a área estudada poder ser caracterizada pela ocorrência de três unidades fitoecológicas distintas (Figura 8): a Savana, a Floresta Estacional Decidual e a Floresta Estacional Semidecidual.

Os espaços de ocorrência de Savana são genericamente conhecidos no centro-oeste brasileiro como áreas do bioma Cerrado, embora ocorram também no bioma Pantanal. Deste modo, a Savana representa um conjunto pseudoxeromórfico de fitofisionomias que variam de gramíneo-lenhosa a arbórea densa. A distribuição desta unidade fitoecológica se dá de maneira irregular em toda a área da bacia e suas espécies se repetem com bastante frequência. As fisionomias de Savana mapeadas na área estudada são: Savana Florestada (Cerradão), Savana Arborizada com floresta de galeria (campo cerrado), Savana Gramíneo-lenhosa sem floresta de galeria (campo limpo), Savana Parque sem floresta de galeria (campo sujo), Savana Arborizada sem floresta de galeria e Savana-estépica Parque sem palmeiras e sem floresta-de-galeria (IBGE, 2018).

Já a Floresta Estacional Semidecidual está diretamente ligada à presença de duas estações relativamente bem definidas, uma seca e outra chuvosa. O período de estiagem provoca a decidualidade parcial de formações vegetais arbóreas, principalmente aquelas com dossel superior e que necessitam adaptação à deficiência hídrica periódica. Duas fisionomias desta unidade fitoecológica são mapeadas na área estudada, sendo elas a Floresta Estacional Semidecidual Aluvial e a Floresta Estacional Semidecidual Submontana (BRASIL, 1982; IBGE, 2018).

Por fim, a Floresta Estacional Decidual é caracterizada pela perda de folhas no período de extrema estiagem (estação seca) e suas distribuição na bacia do rio Miranda associa-se à solos de natureza calcária. As duas fisionomias desta unidade fitoecológica mapeadas na área são a Floresta Estacional Decidual das Terras Baixas e a Floresta Estacional Decidual Submontana (BRASIL, 1982; IBGE, 2018).

Figura 8: Cobertura vegetal e áreas de uso antrópico.



Elaborado pelo autor.

Apesar da existência de áreas de vegetação natural, a ocupação das terras na área estudada é de fácil percepção. Nas últimas décadas, houve considerável redução nas áreas de cobertura vegetal natural (BARTIMANN, 2015; CUNHA, *et al*, 2020; CUNHA, *et al*, 2021). Grandes porções desta área são atualmente destinadas às atividades agrícolas ou pecuárias. Segundo Ferraz (2006), essa expansão agropecuária foi intensificada sobretudo a partir da década de 1970, principalmente nas áreas dos planaltos que circundam a área estudada.

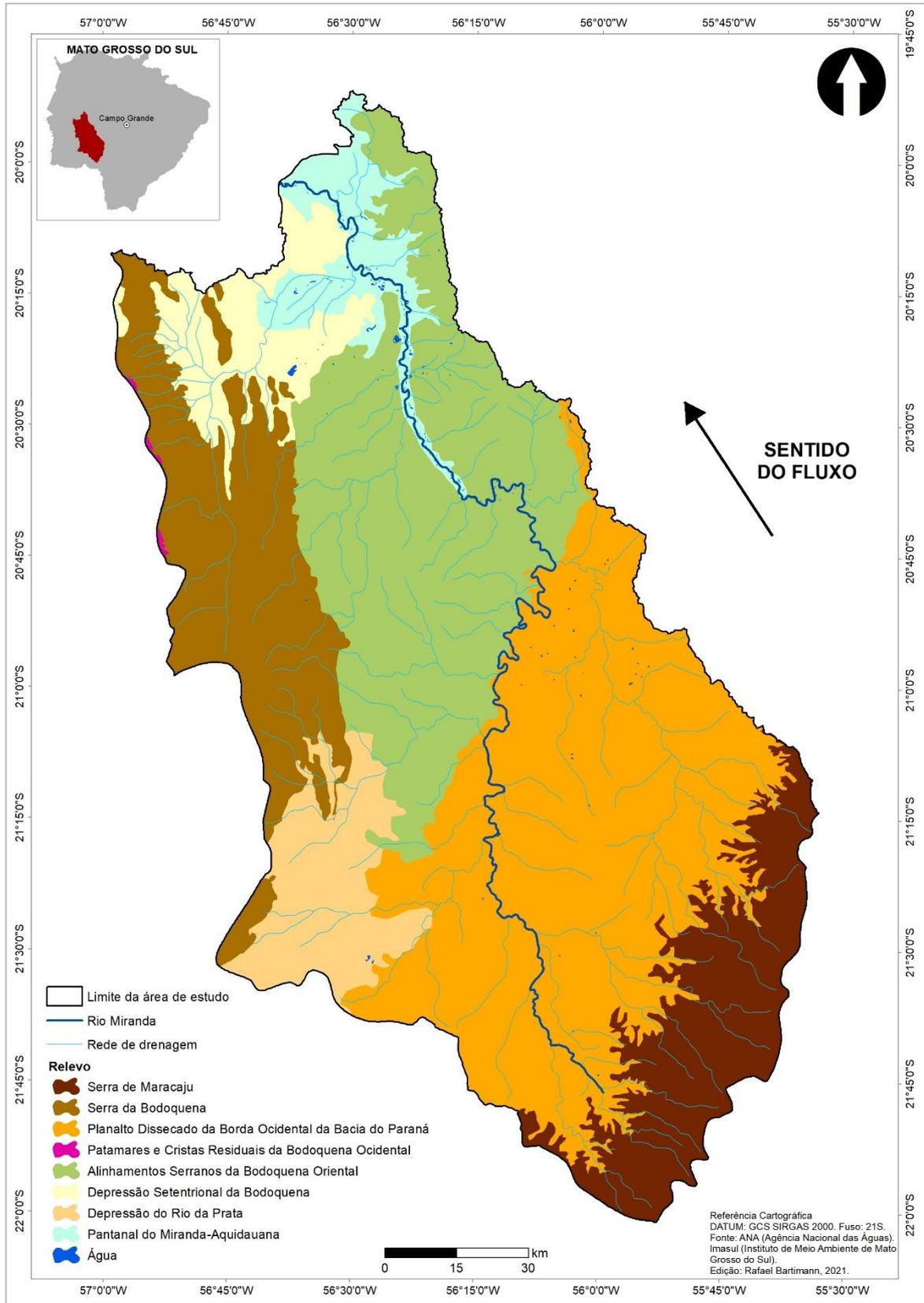
O remanescente de vegetação natural, em geral, representa Áreas de Preservação Permanente (APP) ou Reservas Legais, enquanto que nos espaços destinados à produção agropecuária destacam-se o cultivo de soja, feijão, milho, arroz e cana de açúcar, além da intensa criação de gado de corte. No geral, a ocupação da área estudada foi impulsionada pelas condições do relevo local. Elemento este que também tem caráter restritivo dadas as áreas de alta declividade, como aquelas ligadas à Serra de Maracajú e à Serra da Bodoquena.

De maneira geral, pode-se indicar que o relevo da bacia é bastante semelhante ao relevo da Bacia do Alto Paraguai e apresenta diferenças morfológicas, estruturais e litológicas que revelam além de atividades tectônicas, processos de dissecação/sedimentação dos rios que drenam essa importante bacia hidrográfica (ASSINE, 2003; REZENDE-FILHO, 2011).

De acordo com os mapeamentos geomorfológicos do projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1982) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2018), a área estudada apresenta 8 unidades geomorfológicas (Figura 9) agrupadas em quatro grandes domínios morfoestruturais: i) Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas; ii) Cinturões Móveis Neoproterozoicos; iii) Crátoms Neoproterozoicos; e iv) Depósitos Sedimentares Quaternários.

O domínio das Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozoicas está representado pelos Planaltos e Patamares da Borda Ocidental da Bacia do Paraná, com ocorrência de duas unidades geomorfológicas: 1) a Serra de Maracajú no extremo sul e 2) o Planalto Dissecado da Borda Ocidental da Bacia do Paraná na porção centro-sul da área estudada. Estas unidades geomorfológicas relacionam-se à modelados de dissecação com topo convexo ou tabular e à modelados de aplanamento com topo plano.

Figura 9: Relevo da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

O Planalto da Bodoquena constitui, na área estudada, uma área geomorfologicamente ligada aos Grandes Cinturões Móveis Neoproterozoicos, cujas unidades são a Serra da Bodoquena e os Alinhamentos Serranos da Bodoquena Oriental. A porção da área abrangida por rochas da Formação Bocaina apresenta formas dissecadas de topo convexo. As áreas abrangidas por rochas da Formação Cerradinho apresentam formas cársticas originadas em processos de dissolução (BRASIL, 1982; IBGE, 2018).

Existem ainda nesta porção, áreas de pediplanos ligadas aos modelados de aplanamento. Ainda no Domínio dos Grandes Cinturões Móveis Neoproterozoicos, destacam-se as Depressões Sul-Mato-Grossenses com duas unidades geomorfológicas, a Depressão do Rio da Prata e a Depressão Setentrional da Bodoquena, com origem em modelados de aplanamento e predomínio de formas pediplanares (BRASIL, 1982; IBGE, 2018).

No domínio dos Crátons Neoproterozoicos, destacam-se as Serras e Morrarias do Baixo Paraguai, com destaque para duas unidades geomorfológicas com processos de formação distintos. Os Patamares e Cristas Residuais da Bodoquena Ocidental constituem relevos dissecados de topo convexo, enquanto que o Pediplano do Médio Paraguaçu representa as formas de planícies e terraços fluviais formados em processos de acumulação (BRASIL, 1982; IBGE, 2018).

O domínio dos Depósitos Sedimentares Quaternários abarca as Planícies e Pantanaís Mato-Grossenses, com destaque para o Pantanal do Miranda-Aquidauana. Esta unidade geomorfológica caracteriza-se por planos de inundação, planícies e terraços fluviais formados por processos de acumulação, além de formações dissecadas de topo tabular (BRASIL, 1982; IBGE, 2018).

1.5 Síntese e apontamentos finais

Os levantamentos bibliográficos e cartográficos permitem inferir que a sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda apresenta paisagem diversificada, onde os elementos físicos, biológicos e antrópicos reúnem uma complexa gama de fatores, processos e controles que se combinam para gerar características particulares em determinadas porções da bacia.

A sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda é formada por uma rede de drenagem que abrange diferentes litologias, perpassando por rochas calcárias, arenitos e basaltos. São 15 formações geológicas distintas e essa diversidade geológica combinada a outros elementos da paisagem influenciou a formação de uma variada cobertura pedológica. Identifica-se nesta área, vários tipos de solos diferentes, agrupados em nove ordens específicas de solos.

Quanto ao clima (Tropical de Savana - Aw e Temperado Subtropical - Cfa) predominam temperaturas médias elevadas, variando entre 23°C e 29°C em todo o ano e essas características refletem a ocorrência de pelo menos três unidades fitogeográficas distintas, sendo elas: a savana, a floresta estacional decidual e a floresta estacional semidecidual.

Contudo, essas áreas, majoritariamente ligadas aos biomas Cerrado e Pantanal apresentam intensa atividade antrópica, principalmente com atividades voltadas ao setor agrícola (como plantações de soja e milho). Além disso, essa área foi ocupada para exploração do ecoturismo e atividades de pesca esportiva e por esta razão (ocupação desordenada), uma parte dos rios que compõe a sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda agora opera sob condições fundamentalmente diferentes daquelas que existiam antes da perturbação humana. Essa condição, inclusive, vem sendo retratada na mídia local e tornou-se alvo de estudos de diferentes pesquisadores nacionais e internacionais.

Por fim, ressalta-se que o conhecimento dos atributos físicos e sociais específicos da sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda descrevem uma história de perturbação induzida pelo ser humano (agropecuária, mineração, turismo, urbanização, etc.) e essas alterações cumulativas impõem condições específicas à paisagem e aos sistemas fluviais, tornando ainda mais relevante a produção de estudos que visam conhecer seus processos formativos.

CAPÍTULO II

BACIA HIDROGRÁFICA DO ALTO-MÉDIO RIO MIRANDA

Caracterização Morfológica



2.1 Apontamentos iniciais

A superfície terrestre não é plana e sua extensão é marcada por irregularidades que fazem do relevo um complexo e importante componente do meio natural que interfere diretamente no funcionamento dos sistemas ambientais (FLORENZANO, 2008; ROSS, 2012). É em função do relevo, por exemplo, que geógrafos, engenheiros, geólogos, entre outros profissionais delimitam unidades de estudos, planejamento e gestão ambiental. Estas unidades constituem as bacias hidrográficas ou bacias de drenagem, definidas por Mortatti e Probst (1998) como áreas delimitadas topograficamente e drenadas por cursos d'água conectados de tal forma que a vazão fluvial é direcionada para um mesmo ponto de saída, denominado exutório.

A compreensão do funcionamento das bacias hidrográficas perpassa pelo levantamento e interpretação de sua morfologia, cujos parâmetros terão aplicações diretas em estudos ambientais e no planejamento estratégico para ocupação e uso das terras. Segundo Florenzano (2008), a morfologia das bacias hidrográficas engloba a descrição qualitativa das formas de relevo (morfografia) e também, a caracterização do relevo por meio de parâmetros quantitativos (morfometria).

Atualmente, estudos sobre a morfologia de bacias hidrográficas podem ser realizados a partir da integração de informações de altimetria em Sistemas de Informação Geográfica (SIG), cujos procedimentos para extração destas informações podem ser manuais ou automáticos (CARSOSO *et al.*, 2006; OLIVEIRA *et al.*, 2010), contudo, para resultados mais confiáveis, é recomendado que as informações extraídas de modo automático sejam revisadas pelo pesquisador a fim de minimizar possíveis erros (FLORENZANO, 2008).

A extração das informações de altimetria pode ser realizada de diversas formas e com base em diversas fontes de dados, como em campo com uso de um Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS) ou a partir das curvas de nível disponíveis em cartas topográficas. Atualmente, é comum a utilização de dados coletados por sensores orbitais, como as imagens provenientes de satélites. Conforme apontam Oliveira *et al.*, (2010), estes dados denominados Modelos Digitais de Elevação (MDE), apresentam uma estrutura numérica correspondente à distribuição espacial da altitude e da superfície do terreno.

Em estudos hidrológicos, por exemplo, os MDE's são utilizados para previsão do fluxo hídrico, estimativa de impactos de mudança de clima nos regimes hídricos e

planejamento e gestão da irrigação (PAZ *et al.*, 2006; SABINO *et al.*, 2020). Diversas são as vantagens da utilização de MDE provenientes de sensores orbitais e uso de SIG, dentre elas, pode-se destacar a economia de tempo, facilidade de armazenamento e manipulação das informações, integração e cruzamento de dados (FLORENZANO, 2008; OLIVEIRA *et al.*, 2010).

Em função destas vantagens, diversas pesquisas foram desenvolvidas com base em MDE visando a caracterização e a análise dos parâmetros morfológicos de bacias hidrográficas (CARDOSO *et al.*, 2006; ALCARAZ *et al.*, 2009; OLIVEIRA *et al.*, 2010; MAZZER; GONÇALVES, 2011; ALMEIDA *et al.*, 2013; CELARINO; LADEIRA, 2014; FONSECA; AUGUSTIN, 2014; COCHEV, *et al.* 2015; FURRIER; SILVA, 2019).

Parâmetros morfológicos são reconhecidos na literatura, tanto na Geografia quanto em outras ciências, como uma valiosa fonte de informação sobre bacias hidrográficas, permitindo inferir sobre suas características físicas, sobre a dinâmica geomorfológica (LIÉBAULT *et al.*, 2008; SREEDEVI *et al.*, 2013; LEAL; TONELLO, 2016), bem como sobre as características hidrológicas (KHANDAY; JAVED, 2017; DORNELLAS *et al.*, 2020).

Diante do exposto, o objetivo principal deste capítulo é avaliar as características morfológicas da sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda. Para isso, parte-se da mensuração de parâmetros morfométricos e da interpretação das características morfográficas.

2.2 Materiais e procedimentos metodológicos

Os procedimentos metodológicos empregados na pesquisa envolveram a estruturação de um Banco de Dados Geográfico (BDG), que possibilitou a preparação do modelo digital de elevação, o levantamento de variáveis morfológicas e a integração de informações geográficas. Todos os procedimentos foram desenvolvidos no *software* ArcGIS, na Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – câmpus de Três Lagoas – MS. O Modelo Digital de Elevação – MDE foi elaborado a partir de imagens do sensor PALSAR do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), lançado em 2006 pela missão da agência de exploração aeroespacial japonesa JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*). As imagens foram adquiridas gratuitamente no sítio eletrônico <https://search.asf.alaska.edu/#/>, onde já se apresentam corrigidas e com resolução espacial de 12,5 metros.

A partir desta base, foi realizada a extração das curvas de nível e da rede de drenagem. Contudo, mesmo em modelos digitais de elevação extraídos a partir de imagens Alos-Palsar, que oferecem uma boa resolução espacial, ao utilizar processos automáticos para extração da rede de drenagem em sistemas de informação geográfica, existe a possibilidade de falhas (HUGHES *et al.*, 2010). Em função disto, a rede de drenagem extraída foi revisada e retificada com auxílio do *software Google Earth* e de cartas topográficas da área estudada na escala 1:100.000, no intuito de corrigir possíveis erros no ordenamento dos canais. O quadro 1 apresenta a relação de imagens Alos-Palsar e as cartas topográficas utilizadas.

Quadro 1: Relação das imagens Alos-Palsar e cartas topográficas utilizadas

IMAGENS ALOS-PALSAR			CARTAS TOPOGRÁFICAS	
<i>Beam Mode</i>	<i>Absolute Orbit</i>	<i>Frame</i>	Folha	Título
FBD	8081	6740	SF.21-X-A-II	Miranda
FBD	8081	6750	SF.21-X-A-IV	Vila Campão
FBD	8081	6760	SF.21-X-A-V	Aldeia La Lima
FBD	8081	6770	SF.21-X-A-VI	Ribeirão Taquaruçu
FBD	8081	6780	SF.21-X-C-I	Rio Perdido
FBD	8329	6750	SF.21-X-C-II	Jardim
FBD	8329	6760	SF.21-X-C-III	Nioaque
FBD	8329	6770	SF.21-X-C-IV	Fazenda Margarida
FBD	8504	6740	SF.21-X-C-V	Boqueirão
FBD	8504	6750	SF.21-X-C-VI	Vista Alegre
FBD	8504	6760		
FBD	8504	6770		

Fonte: DSG (2020) e ©JAXA/METI (2007).

2.2.1 Interpretação das características morfográficas

A morfografia é a descrição qualitativa do relevo quando representado pela sua forma e aparência (FLORENZANO, 2008). Partindo desta ideia, com base no MDE, foram elaborados os mapas de hipsometria (altitude) e declividade (porcentagem), que foram cruzados com o mapeamento geomorfológico realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, na escala 1:250.000 a fim de se qualificar com mais precisão as formas de relevo existentes na bacia. Neste caso, foi necessário também definir as classes de declividade.

Essa descrição qualitativa torna mais fácil a compreensão e aplicabilidade por outros pesquisadores, mesmo que não geomorfólogos. As classes de declividade utilizadas foram adaptadas de Ross (1994) e Florenzano (2008) e estão apresentadas no quadro 2.

Quadro 2: Classes de declividade utilizadas na morfografia.

CLASSES (%)	DESCRIÇÃO ¹	CATEGORIAS	ASSOCIAÇÕES ²
< 3	Plano	Muito fraca	Planícies, terraços, tabuleiros, chapadas
3 – 8	Suave ondulado	Fraca	Colinas
8 – 20	Ondulado	Média	Morros e Morrotes
20 – 45	Fortemente ondulado	Forte	Morros e Serras

¹ refere-se às classes de relevo no [Sistema Brasileiro de Classificação de Solos \(2018\)](#).

² refere-se às associações de relevo indicadas por [Florenzano \(2008\)](#).

2.2.2 Reconhecimento dos parâmetros morfométricos

A morfometria se baseia em aspectos quantitativos, logo, constitui uma série de cálculos matemáticos que auxiliam a interpretação geomorfológica, geológica, pedológica, entre outras ([Florenzano, 2008](#)). Quanto aos aspectos morfométricos, foram analisados 12 parâmetros, a saber: coeficiente de compacidade (Kc), fator de forma (Kf), índice de circularidade (IC), índice de rugosidade (IR), índice de alongamento (IA), razão de alongação (RE), sinuosidade do canal (SI), índice de sinuosidade (IS), razão de relevo (RR), densidade de drenagem (Dd), densidade hidrográfica (Dh), coeficiente de manutenção (Cm).

O coeficiente de compacidade (Kc), também chamado índice de *Gravelius*, relaciona o perímetro da bacia com um círculo de mesma área. Conforme aponta [Mortatti e Probst \(1998\)](#), quanto mais irregular for a bacia hidrográfica, maior será o coeficiente de compacidade. [Stevaux e Latrubesse \(2017\)](#) apontam que a morfologia da bacia tem relação direta com o modo de escoamento e com a concentração de águas, logo, em bacias mais circulares, a água proveniente dos canais de drenagem tendem a atingir o canal principal simultaneamente, aumentando deste modo, a susceptibilidade à inundação. O coeficiente de compacidade foi determinado pela equação 1.

$Kc = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$	onde, Kc = coeficiente de compacidade; A = área da bacia; P = perímetro da bacia.	(1)
--------------------------------------	--	-----

O fator de forma (Kf) relaciona a área com o comprimento axial da bacia. [Stevaux e Latrubesse \(2017\)](#) e [Mortatti e Probst \(1998\)](#), apontam que o fator de forma é um indicativo da tendência de enchentes em bacias, deste modo, quanto menor for o fator de forma, menos susceptível a enchentes a bacia será. O fator de forma foi obtido por meio da equação 2.

$Kf = \frac{A}{L^2}$	<p>onde,</p> <p>Kf = fator de forma;</p> <p>A = área da bacia;</p> <p>L = comprimento do canal principal.</p>	(2)
----------------------	---	-----

O índice de circularidade (IC) relaciona o perímetro e a área da bacia, constituindo mais um indicador da tendência de enchentes na bacia. [Souza et al., \(2017\)](#) apontam que quanto mais próximo de 1, maior será a susceptibilidade a enchentes. O índice de circularidade foi obtido por meio da equação 3.

$IC = \frac{12,57 \cdot A}{P^2}$	<p>onde,</p> <p>IC = índice de circularidade;</p> <p>A = área da bacia;</p> <p>P = perímetro da bacia.</p>	(3)
----------------------------------	--	-----

O índice de rugosidade (IR) é o produto obtido entre a amplitude altimétrica e a densidade de drenagem, constituindo deste modo, um importante indicador para ocorrência de vertentes longas e íngremes ([SOUZA et al., 2017](#)). O índice de rugosidade foi obtido por meio da equação 4.

$IR = Dd \cdot \Delta H$	<p>onde,</p> <p>IR = índice de rugosidade;</p> <p>Dd= densidade de drenagem;</p> <p>ΔH = amplitude altimétrica.</p>	(4)
--------------------------	--	-----

O índice de alongamento (IA) é outro indicador que se relaciona à forma da bacia. Paraphraseando [Martins \(2017\)](#), é a relação entre o maior diâmetro da bacia e o diâmetro de um círculo de área igual à da bacia. A autora aponta uma escala de referência, indicando que quanto mais próximo de 0, mais alongada é a bacia, e quanto mais alongada for a bacia, maior será o tempo de escoamento, reduzindo,

portanto, a tendência de eventos de grandes cheias. O índice de alongamento foi obtido por meio da equação 5.

$IA = 2 \cdot \frac{\sqrt{A}}{L}$	onde, IA = índice de alongação; A = área da bacia; L = comprimento do canal principal.	(5)
-----------------------------------	---	-----

A razão de alongação (RE) é a relação entre diâmetro e comprimento axial da bacia. É outro parâmetro geométrico que indica o grau de circularidade sendo obtido pela razão entre a área e o comprimento axial da bacia. Para identificação da razão de alongação foi utilizada a equação 6.

$RE = 1,128 \cdot \left[\frac{A^{0,5}}{L_{axial}} \right]$	onde, RE = razão de alongação; L = comprimento do canal principal; L _{axial} = comprimento axial da bacia.	(6)
---	--	-----

A sinuosidade do canal (SI) é a relação entre o comprimento do canal principal e a distância vetorial entre dois pontos extremos do canal principal, ou seja, é a razão entre o comprimento verdadeiro do canal principal e a distância em linha reta entre nascente e exutório (LANA *et al.*, 2001). Neste caso, os canais tendem a ser mais retilíneos quando os valores são próximos de 1,0. Valores superiores a 2,0 sugerem tortuosos e com grande quantidade de meandros (ANDRADE *et al.*, 2008; SOUZA *et al.*, 2017). A sinuosidade do canal foi obtida por meio da equação 7.

$SI = \frac{(L)}{L_{axial}}$	onde, SI = sinuosidade do canal; L = comprimento do canal principal; L _{axial} = comprimento axial da bacia.	(7)
------------------------------	--	-----

O índice de sinuosidade (IS) é a relação entre o comprimento do canal principal e a distância (em linha reta) entre os dois pontos extremos deste canal (ANDRADE *et al.*, 2008). Em outras palavras, é a razão, expressa em porcentagem, entre o comprimento do canal principal e o comprimento de uma linha reta traçada entre a nascente e o exutório. Neste caso, os canais tendem a ser mais retilíneos quando os

valores são inferiores a 30%. Valores superiores a 40% sugerem canais tortuosos e com grande quantidade de meandros (SOUZA *et al.*, 2017). O índice de sinuosidade foi obtido por meio da equação 8.

$IS = \frac{100 \cdot (L - L_{axial})}{L}$	onde, IS = índice de sinuosidade; L = comprimento do canal principal; L _{axial} = comprimento axial da bacia.	(8)
--	---	-----

A razão de relevo (Rr) é a relação entre a amplitude altimétrica (diferença entre as altitudes máxima e mínima) e o comprimento axial da bacia (distância em linha reta entre os dois pontos extremos do canal), constituindo deste modo, um indicador da declividade média (PADILHA; SOUZA, 2017). Para identificação da razão de relevo foi utilizada a equação 9.

$RR = \frac{\Delta H}{L_{axial}}$	onde, RR = razão de relevo; ΔH = amplitude altimétrica; L _{axial} = comprimento axial da bacia.	(9)
-----------------------------------	---	-----

A densidade de drenagem (Dd) é o parâmetro que controla a eficiência de escoamento em uma bacia, refletindo diretamente a precipitação média, a influência do clima, do relevo, do tipo de rocha e de solo, da cobertura vegetal e do uso e da ocupação da bacia (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). A densidade de drenagem foi obtida por meio da equação 10.

$DD = \frac{Lt}{A}$	onde, DD = densidade de drenagem; Lt = comprimento total dos canais; A = área da bacia.	(10)
---------------------	--	------

A densidade hidrográfica (Dh) é a relação da área da bacia com a quantidade total de números de canais fluviais, perenes, efêmeros e intermitentes mapeados (SOUZA *et al.*, 2017). Pode-se inferir deste modo, que este parâmetro está relacionado à eficácia hídrica e a capacidade de geração de novos canais. Para a identificação da densidade hidrográfica foi utilizada a equação 11.

$$Dh = \frac{Nc}{A}$$

onde,

Dh = densidade hidrográfica;

Nc = número de canais;

A = área da bacia.

(11)

O coeficiente de manutenção (Cm) indica a capacidade da bacia hidrográfica manter 1 m de canal de drenagem em 1 km² de área. Este parâmetro constitui um dos valores mais importantes para a caracterização do sistema de drenagens, pois indica a área mínima para um canal de primeira ordem (CRISTOFOLETTI, 1969). O coeficiente de manutenção foi obtido através da equação 12.

$$Cm = \frac{1}{Dd} \cdot 1000$$

onde,

Cm = coeficiente de manutenção;

Dd = densidade de drenagem.

(12)

O estudo sobre o ordenamento da rede de drenagem - ORD, também chamado hierarquia de canais, foi pioneiramente proposto por Horton (1945) e a partir deste, outras metodologias foram desenvolvidas, tais como Schumm (1956), Shreve (1967) e Christofolletti (1980). Para avaliar o ORD utiliza-se a ferramenta *Stream order*, do software *ArcGIS*, cuja elaboração pauta-se nos critérios propostos por Strahler (1952; 1957), estudos pioneiros da geomorfologia fluvial que analisam relações quantitativas entre os componentes do sistema fluvial.

Deste modo, os chamados canais de primeira ordem são aqueles sem tributários, ou seja, os canais de cabeceira. A junção de dois canais de ordem “x” produz um canal de ordem “x + 1”. É a chamada junção formativa. Quando a junção ocorre entre canais de ordens distintas, o maior valor topológico permanece, logo, somente junções formativas x + x produzem um canal de ordem mais elevada (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Conforme aponta Hughes *et al.*, (2010), o ordenamento de canais proposto por Strahler (1952; 1957), pode fornecer uma aproximação útil da hierarquização dos cursos d'água em bacia hidrográfica, constituindo um parâmetro de verificação do nível de ramificação do sistema de drenagem. Entretanto, Stevaux e Latrubesse (2017) alertam para a relação topológica do modelo, que valoriza a posição dos canais na rede em detrimento outras variáveis. Neste caso, deve-se considerar que canais de mesma ordem podem apresentar descargas distintas.

2.3 Diagnóstico das características morfológicas

A sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda apresenta altitudes que variam entre 107 metros na porção norte à 856 metros nas porções sul e oeste, configurando uma altitude média de 308,64 metros e uma amplitude altimétrica de 749 metros (Figura 10).

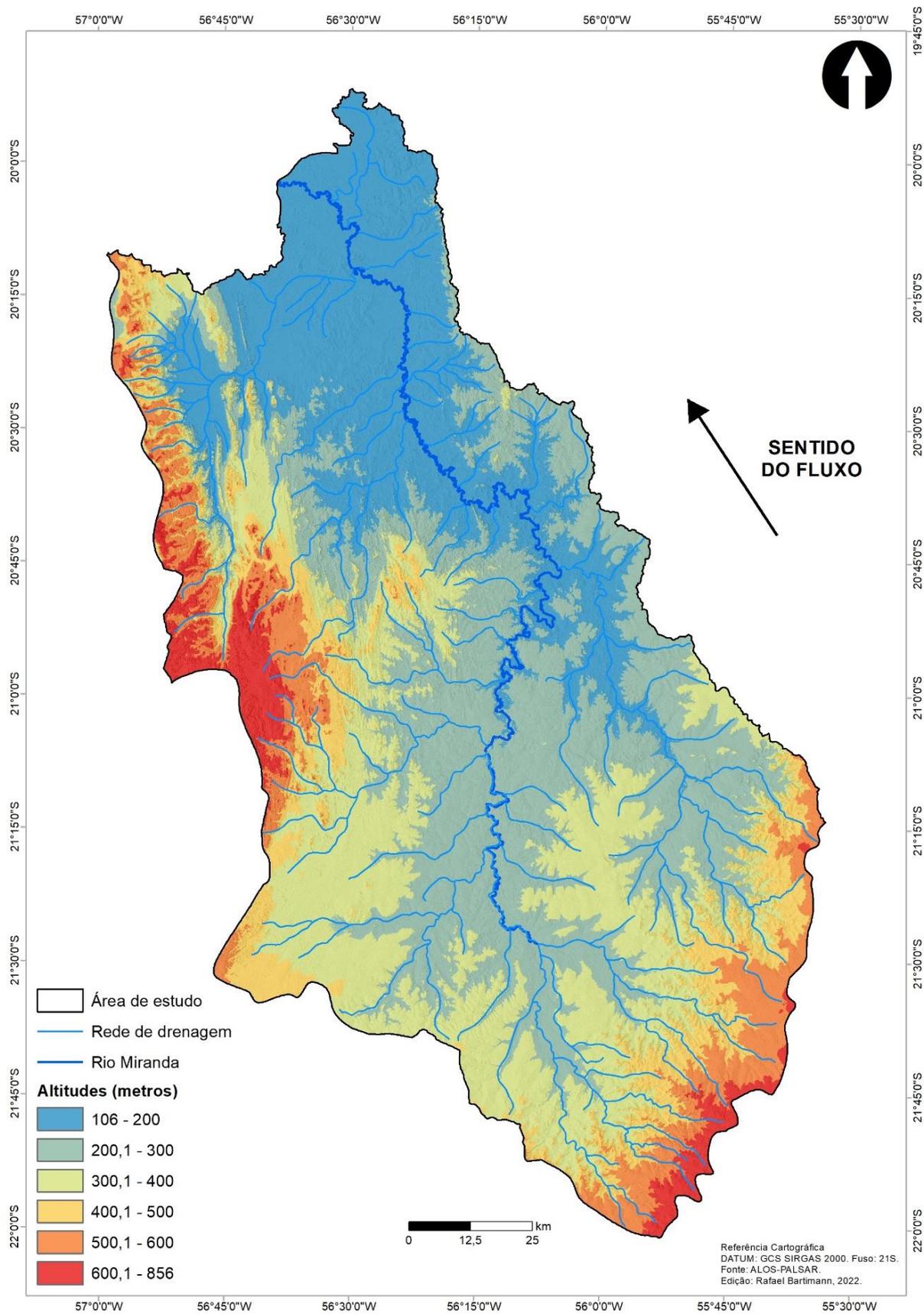
A declividade predominante é de 3%, configurando relevo plano associada a planícies e terraços. Em proporção menor, nota-se a ocorrência de relevo suavemente ondulado, onde a declividade varia entre 3 e 8%. Em porções com altitudes mais elevadas, a declividade varia entre 8 e 20%, caracterizando relevo ondulado, porém, ocorrem manchas isoladas que superam estes valores, indicando relevo fortemente ondulado, associado à presença de morros e serras (Figura 11).

Os aspectos morfométricos da área estudada apresentam as informações do relevo de maneira quantitativa, o que permite fazer algumas correspondências com a morfografia da área. Os valores obtidos para os parâmetros morfométricos utilizados estão apresentados no quadro 3.

A área delimitada nesta pesquisa tem 18.432,26 km² e perímetro de 786,33 km. O comprimento do canal principal (rio Miranda), neste caso, desde a cabeceira do córrego roncadour até a foz da bacia (recorte estudado), é de 546,31 km. Já o comprimento axial da bacia é de 220,54 km. A somatória do comprimento total dos canais é 27.339,07 km distribuídos irregularmente entre os 29.073 canais da rede de drenagem, constituindo deste modo, um padrão dendrítico.

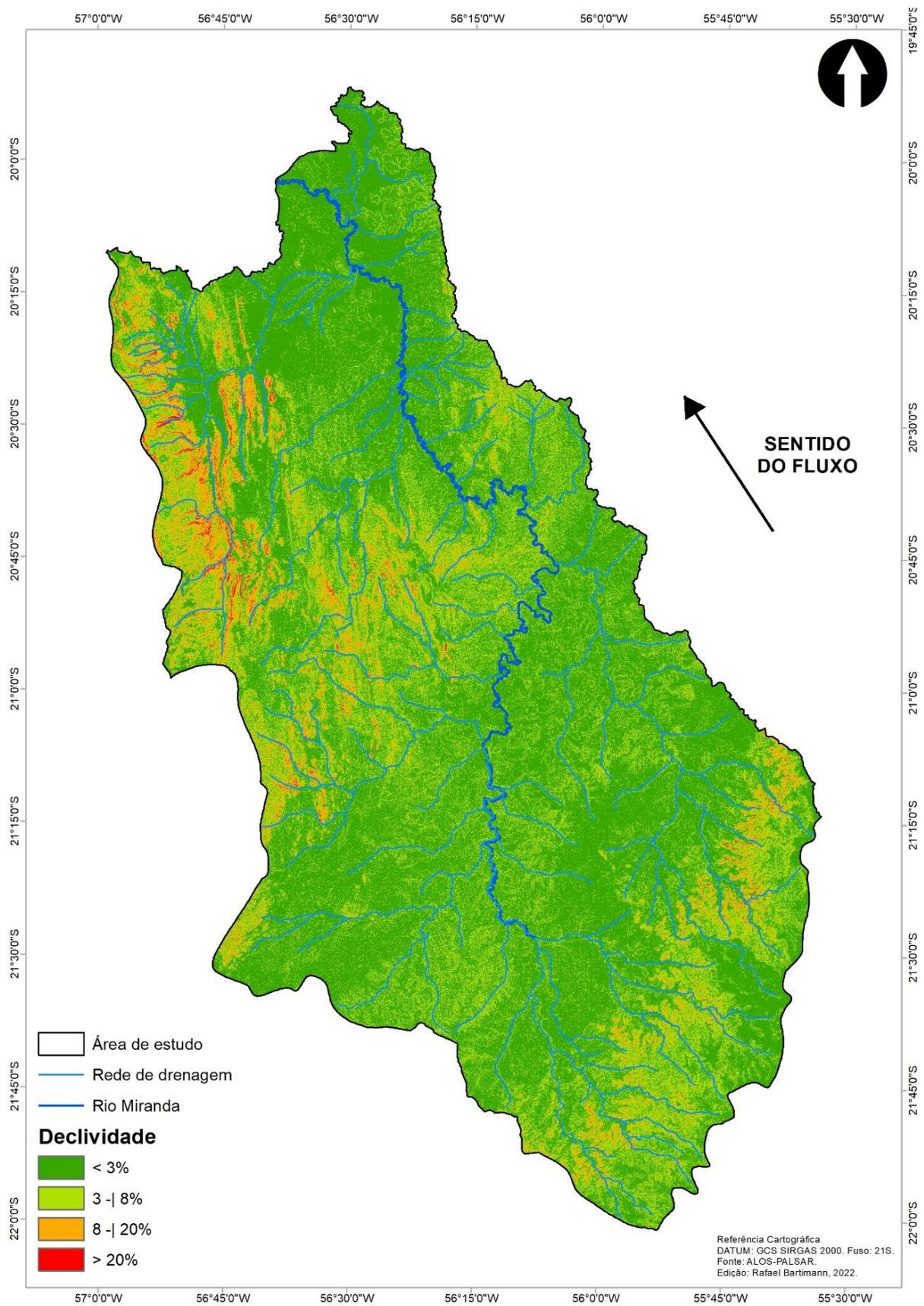
A análise da rede de drenagem da área estudada aponta que essa bacia é classificada como de 8ª ordem, conforme classificação de [Strahler \(1957\)](#), constituindo deste modo, uma bacia bem ramificada. O quadro 4 mostra, detalhadamente, o ordenamento da rede de drenagem da área estudada, enquanto que a Figura 12 apresenta a configuração espacial desta hierarquia.

Figura 10: Altitudes da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

Figura 11: Declividade da sub-bacia do alto-médio rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

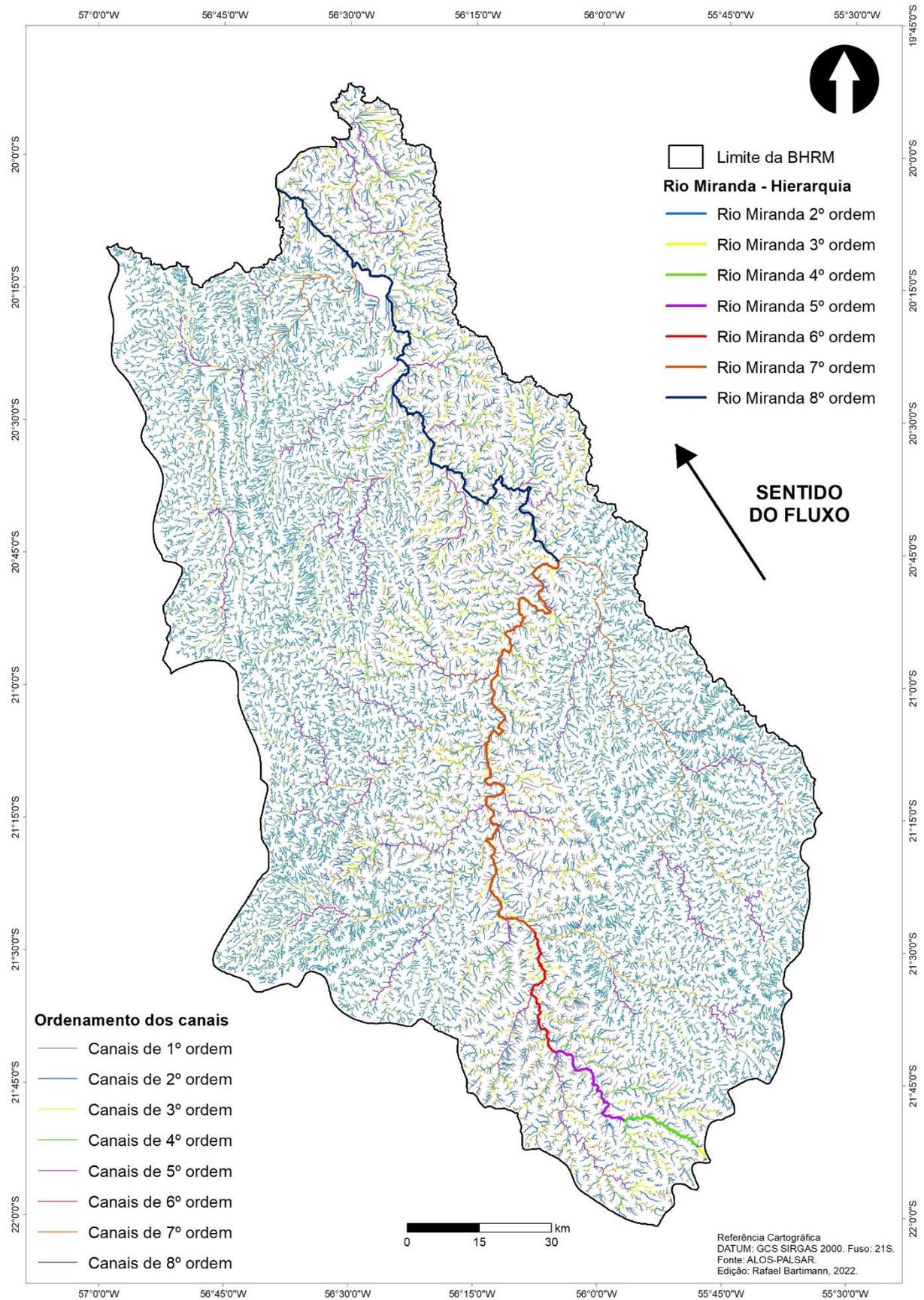
Quadro 3: Características morfométricas da área estudada.

Parâmetro	Resultado
(A) área da bacia	18.432,26 km ²
(P) perímetro da bacia	786,33 km
(L) comprimento do canal principal	546,31 km
(L _{axial}) comprimento axial da bacia	220,54 km
(Lt) comprimento total dos canais	27.339,07 km
(Nc) Número de canais	29.073
(Kc) Coeficiente de compacidade	1,62
(Kf) Fator de forma	0,06
(IC) Índice de circularidade	0,37
(IA) Índice de alongamento	0,16
(RE) Razão de alongação	0,69
Padrão de drenagem	Dendrítico
(Dd) Densidade de drenagem	1,48
(Dh) Densidade hidrográfica	1,58
(Cm) Coeficiente de manutenção	674,21 m/m ²
Altitude máxima	856 m
Altitude média	308,64 m
Altitude mínima	107 m
(ΔH) amplitude altimétrica (km);	749 m
Declividade mínima	0,0%
Declividade média	7,69%
Declividade máxima	242,29%
(IR) Índice de rugosidade	1.110,93
(IS) Índice de sinuosidade	59,63%
(SI) Sinuosidade do canal	2,48
(RR) Razão de relevo	3,40

Quadro 4: Ordenamento da rede de drenagem.

HIERARQUIA DA DRENAGEM	QUANTIDADE DE CURSOS D'ÁGUA	Σkm
Canais de 1º ordem	22.071	14.047,69
Canais de 2º ordem	5.487	6.565,61
Canais de 3º ordem	1.195	3.335,89
Canais de 4º ordem	252	1.768,19
Canais de 5º ordem	53	855,64
Canais de 6º ordem	11	353,06
Canais de 7º ordem	3	263,82
Canais de 8º ordem	1	149,17
TOTAL	29.073	27.339,07

Figura 12: Ordenamento da rede de drenagem.



Elaborado pelo autor.

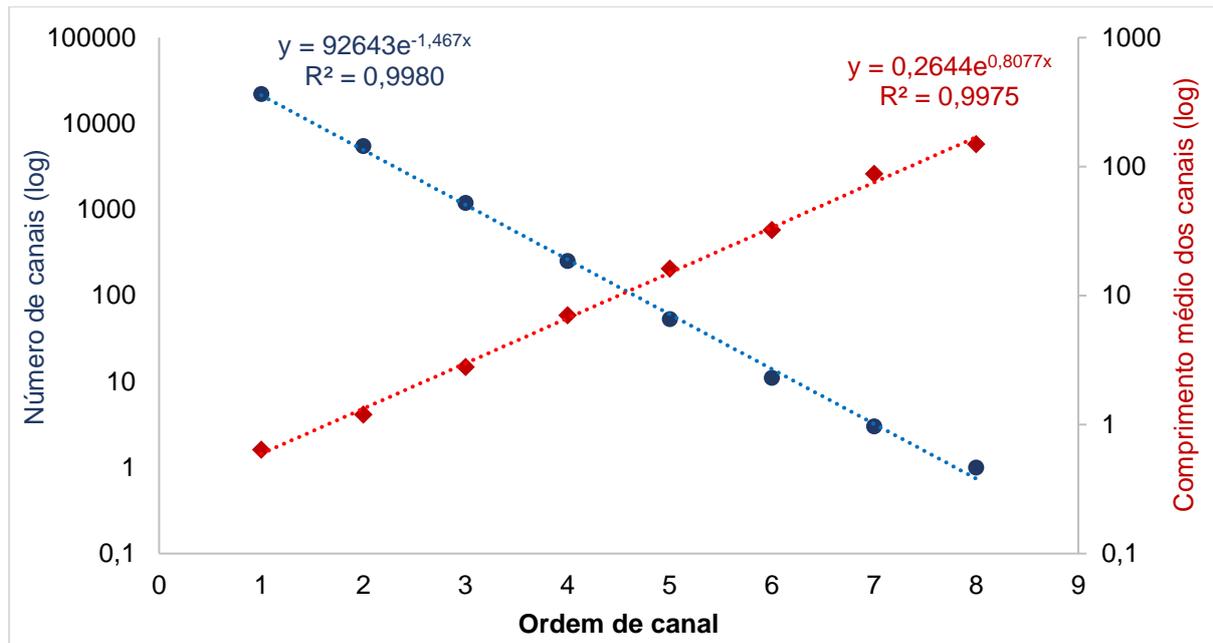
Os resultados provenientes do ordenamento da rede de drenagem indicaram 22.071 cursos d'água de primeira ordem, sendo que a somatória de seus comprimentos representa um total de 14.047,69 km. Os 5.487 rios de 2º ordem somam 6.565,61 km. Foram identificados ainda 3.335,89 km de rios de 3º ordem, contabilizando 1.195 cursos d'água. Os 252 cursos d'água de 4º ordem somam 1.768,19 km de extensão.

Os 53 canais de 5º ordem somam 855,64 km de extensão, tendo nesta ordem, destaque para o rio Betione, importante afluente do rio Miranda. Já os canais de 6º ordem somam 353,06 km de extensão, distribuídos em 11 canais. Nesta ordem, destacam-se os rios Formoso, da Prata e Chapena na margem esquerda, e o rio Santo Antônio na margem direita. Na 7º ordem encontram-se 3 canais que totalizam 263,82 km de extensão, onde destacam-se os rios Salobra, na margem esquerda, e Nioaque, na margem direita. Na 8º ordem, ocorre apenas o rio Miranda, pós-confluência com o rio Nioaque. Nesta ordem, o rio Miranda tem 149,17 km de extensão.

As leis de composição da rede de drenagem propostas por [Horton \(1945\)](#) indicam que o comprimento médio de uma determinada ordem de canais sustenta uma relação geométrica direta com essa ordem; enquanto que o número de canais de uma certa ordem, conserva relação geométrica inversa com essa mesma ordem ([VESTENA et al., 2006](#); [STEVAUX; LATRUBESSE, 2017](#); [DORNELLAS, et al., 2020](#)). Isto é, o comprimento médio dos canais de ordem X tende a aumentar com o incremento da ordem, enquanto que o número de canais de ordem X tende a diminuir em condições de ordem superior.

Conforme indicado na figura 13, na área estudada, a lei de comprimento médio dos canais mostrou-se válida, justificada pelo coeficiente de Pearson que indicou correlação forte e positiva ($R^2 = 0,9975$). Do mesmo modo, a relação do número de canais também foi confirmada ($R^2 = 0,9980$).

Figura 13: Relação da ordem com o comprimento médio e o número de canais.



Elaborado pelo autor.

2.4 Análise dos aspectos morfológicos

A altitude, em função da quantidade de radiação recebida, é um fator topográfico que influencia a evapotranspiração, a temperatura e a precipitação. [Tonello et al., \(2006\)](#), apontam que quanto maior for a altitude da bacia, menor será a quantidade de energia solar que o ambiente recebe, interferindo em fatores hidrológicos importantes, como a evaporação, a evapotranspiração, a precipitação média anual, entre outros.

A declividade tem relação direta com outros fatores ambientais, como classes de solo e intensidade do escoamento das águas das chuvas. Deste modo, áreas com ausência de cobertura vegetal estão sujeitas a processos erosivos e podem influenciar o grau de assoreamento dos cursos d'água via aumento da velocidade do escoamento superficial (*run-off*). Em canais de primeira ordem, por exemplo, isso pode significar a completa extinção do canal e prejuízos irreversíveis ao funcionamento da bacia hidrográfica. Deste modo, fica nítido que o relevo é um fator condicionante e que interfere diretamente na magnitude dos picos de enchentes, nas taxas de infiltração e na suscetibilidade à erosão dos solos.

No mapa de altimetria (figura 10), percebe-se que as porções mais elevadas da área estudada estão associadas ao relevo ondulado ou fortemente ondulado, e são

explicadas por meio da presença de morros e serras onde localizam-se as principais nascentes que dão origem à rede de drenagem da área estudada. A porção sul, caracteriza-se pela Serra de Maracajú, e a porção oeste, pela Serra da Bodoquena. A declividade média da bacia é de 7,69%, isto indica valores intermediários para porções de relevo suavemente ondulado, entretanto, na referida bacia, predominam baixas declividades e as maiores porções apresentam relevo plano, associadas à presença de planaltos.

As menores altitudes estão localizadas nas planícies dos rios Nioaque, Salobra e Miranda (na zona de transição para o seu baixo curso, na porção norte da bacia). Estas formas mais planas estão associadas às planícies do Pantanal Miranda-Aquidauana e também aos planaltos tabulares da borda ocidental da Bacia do Paraná. Cabe destacar ainda, a importância do conhecimento sobre a declividade média em bacias hidrográficas, pois esta informação será muito útil nos processos de planejamento e gestão dos recursos naturais da área, no cumprimento das legislações ambientais vigentes e na garantia da eficiência e sustentabilidade de intervenções antrópicas, sobretudo quanto à ocupação e uso das terras (TONELLO *et al.*, 2006).

Conforme aponta Stevaux e Latrubesse (2017), a morfologia da bacia e o padrão da sua rede de drenagem vão influenciar diretamente a forma e a magnitude dos picos de cheia. Por exemplo, em regiões de clima homogêneo, a área da bacia torna-se um fator de extrema importância dada sua relação intrínseca com a vazão uma vez que, quanto maior for a área de captação, maior será a vazão. Outrora, quando a bacia de captação envolve área com distintos regimes de precipitação, essa relação tende a não ocorrer, fazendo deste modo, com que a dimensão da bacia seja um fator limitante a cheias.

A forma da bacia é definida a partir de índices que estabelecem relações diretas com formas geométricas conhecidas (TONELLO *et al.*, 2006), sendo muito importante, por exemplo, na determinação do tempo de concentração, definido por Villela e Mattos (1975, p.13), como “o tempo, a partir do início da precipitação, necessário para que toda a bacia contribua na seção de estudos”, ou seja, no exutório.

Como o coeficiente de compacidade tende a ser menor quando a área de captação é mais circular, indica-se o caráter alongado desta bacia e menor concentração do deflúvio (VILLELA; MATTOS, 1975). Esta característica é reforçada pelos valores obtidos para a razão de alongação, fator de forma, índice de circularidade e índice de alongamento. Todos estes parâmetros validam a forma

alongada da bacia. Com base nestes índices, pode-se inferir ainda que o tempo de concentração das águas tende a ser maior em condições normais de precipitação, reduzindo deste modo, a probabilidade de enchentes na área, dadas as condições pluviométricas habituais. Em condições de precipitação mais elevada e concentrada, conforme indicam [Simonetti, Silva e Rosa \(2020\)](#), as enchentes tendem a ocorrer nos exutórios das sub-bacias, ou seja, em áreas de confluência, sendo estas, as áreas com maior concentração do fluxo proveniente do escoamento superficial.

A densidade de drenagem, considerando a escala de análise sugerida por [Villela e Mattos \(1975\)](#), indica capacidade de drenagem muito alta ([ROSS e FIERS, 2005](#)), o que pode estar associado às zonas de ocorrência de rochas sedimentares, que apresentam alto grau de permeabilidade, e ao regime pluviométrico, caracterizado pela maior concentração da precipitação nos meses de novembro, dezembro e janeiro ([TONELLO et al., 2006](#)). Logo, trata-se de uma bacia bem drenada. Outro fator que reforça o alto grau de permeabilidade da bacia estudada é a declividade predominantemente plana da área estudada ([OLIVEIRA, 2010](#)).

Outro aspecto morfológico importante na área estudada é o padrão dendrítico da rede de drenagem. Segundo [Stevaux e Latrubesse \(2017\)](#), este parâmetro constitui uma classificação qualitativa e pode refletir aspectos geológico-estruturais e a história da geomorfológica da bacia. De acordo com os autores, o padrão encontrado na área estudada é considerado ideal em termos de escoamento das águas, sugerindo por exemplo, que as confluências dos afluentes com seu canal coletor dar-se-ão em um ângulo agudo (inferior à 45°).

A densidade hidrográfica constitui um parâmetro importante, pois compara a quantidade total canais fluviais mapeados à área da bacia, possibilitando desta forma, inferir sobre a capacidade de geração de novos canais e também à eficácia hídrica da bacia ([ALVES; CASTRO, 2003](#)). A bacia estudada apresentou densidade hidrográfica de 1,58 canais/km². Em função dos atributos físicos, geológicos e topográficos da área estudada, este valor revela três possíveis situações: 1º) em média, existem cerca dois canais por km²; 2º) há uma grande tendência para identificação de novas nascentes; 3º) esta área apresenta certa facilidade para formar novos canais fluviais, principalmente canais intermitentes ou efêmeros, que majoritariamente são classificados nas duas primeiras ordens da hierarquia fluvial. Comparando este resultado àqueles encontrados por [Santos e Morais \(2012\)](#) para a bacia do rio Lago

Verde (Tocantins), entende-se que características topográficas não constituem obstáculos para a formação de novos canais fluviais na bacia em questão.

O coeficiente de manutenção, conforme indica [Cherem et al., \(2011\)](#), apresenta estrutura espacial semelhante à densidade de drenagem, justamente por ser derivado dela. Como este parâmetro é utilizado para indicar a área necessária para geração de um canal de primeira ordem, o valor encontrado sugere alta capacidade para formação de novos canais e manutenção de seus cursos d'água. Estes aspectos, associados ao regime pluviométrico, sugerem condições mais propícias ao escoamento do que à infiltração, e fazem com que o tipo de uso e cobertura da terra tenha ainda mais relevância no que tangem o seu estado de conservação.

O índice de rugosidade, conforme estudos de [Strahler \(1957\)](#), se elevados, implicam vertentes íngremes e longas. Logo, o valor encontrado, considerado alto indica que a área estudada é bastante propensa à processos erosivos e suscetível a grandes picos de vazão ([SREEDEVI et al., 2013](#); [DORNELLAS et al., 2020](#)). Portanto, o uso das terras deve acontecer de maneira sustentável, isto é, com aplicação regular das técnicas de manejo e conservação do solo.

Embora o índice de rugosidade encontrado esteja em conformidade com o relevo predominantemente plano do recorte analisado, o que poderia evidenciar uma baixa susceptibilidade à processos erosivos, isto não ocorre, pois, as porções sul e oeste são caracterizadas por duas unidades geomorfológicas com grandes altitudes, a Serra de Maracajú e a Serra da Bodoquena, respectivamente. Isto reforça o argumento para o uso constante das técnicas de manutenção e conservação do solo.

A sinuosidade do canal principal, o rio Miranda, é resultado de fatores como a carga de sedimentos transportada, a estruturação geológica e a declividade ([LANA et al., 2001](#); [CHEREM et al., 2011](#); [SOUZA et al., 2017](#)) e revela características inerentes de um típico canal meandrante.

A razão de relevo, calculada a partir da estatística simples de [Schumm \(1956\)](#), indica o declive da superfície hidrográfica e pode ser correlacionado com outras medições a fim de compreender a declividade geral da bacia. [Marchetti \(1980\)](#) aponta a facilidade de cálculo da razão de relevo, inferindo ainda que este parâmetro é válido mesmo onde falham informações detalhadas de topografia, o que não é o caso desta pesquisa. A razão de relevo na área estudada é alto e está relacionada a grande amplitude altimétrica da bacia, cujo os valores mais elevados estão nas áreas de nascentes.

Segundo a classificação de [Strahler \(1957\)](#), a área estudada apresenta-se como uma bacia bem ramificada. [Tonello et al., \(2006, p.853\)](#), apontam que “quanto mais ramificada for a rede, mais eficiente será o sistema de drenagem”.

De acordo com as cartas topográficas Boqueirão (SF.21-X-C-V) e Vista Alegre (SF.21-X-C-VI), o rio Miranda passa a receber essa denominação a partir da confluência entre os rios Roncador e São Francisco, nas coordenadas geográficas 21°46'05"S e 55°59'10"O. Neste ponto, o rio Miranda passa a fluir como um rio de 5ª ordem, visto que a porção mais alta da bacia é bem drenada por vários córregos de 2ª ordem, a saber: Barro Preto, Areia, Cervo, Formoso, Solidão, Mangava, Bananal, São Lourenço, Josezinho Cabeceira do Roncador e Fundo.

Ao confluir com o Rio das Velhas, nas coordenadas geográficas 21°40'60"S e 56°05'17"O, o rio Miranda passa a fluir como um rio de 6ª ordem e segue seu percurso até receber águas provenientes do rio Santo Antônio nas coordenadas geográficas 21°28'06"S e 56°07'34"O, já nos limites entre as cidades de Jardim e Guia Lopes da Laguna. Deste ponto, o rio Miranda flui como um rio de 7ª ordem até sua confluência com o rio Nioaque, nas coordenadas geográficas 20°45'54"S e 56°05'5"O.

A confluência entre os rios Miranda e Nioaque é bastante conhecida no estado de Mato Grosso do Sul porque naquela porção, localiza-se um pequeno e tradicional núcleo urbano, popularmente conhecido como “Km 21”, bastante frequentado em função das atividades de pesca e turismo de aventura. A partir deste ponto, o rio Miranda flui como um rio de 8ª ordem e segue assim até o exutório do médio-alto curso, definidos neste estudo pelas coordenadas geográficas 20°02'39.00"S e 56°38'52.00"O.

Contudo, é importante destacar a contribuição significativa de dois cursos d'água de 7ª ordem, sendo estes o rio Nioaque, na margem direita, que drena águas da porção sudeste da bacia e é fortemente influenciado por rochas areníticas e basálticas, e o rio Salobra, na margem esquerda, que drena águas provenientes da Serra da Bodoquena com forte influência de rochas calcárias. A diversidade de rochas existentes na sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda contribui para uma grande variação da carga sedimentar (tanto de fundo quanto em suspensão) transportada pelos canais de drenagem, além de interferir diretamente no comportamento dos processos de erosão química e física.

Como já mencionado, baseado nas leis de composição de bacias hidrográficas de [Horton \(1945\)](#), as relações do comprimento médio dos canais e do número de

canais em relação à hierarquia fluvial mostraram-se válidas. Conforme indicam [Sreedevi et. al. \(2012\)](#), o ordenamento da rede de drenagem e o tamanho das bacias tributárias variam em função das condições fisiográficas e estruturais da região, por isso, canais mais extensos indicam gradientes mais planos. Além disso, o comprimento total dos segmentos, bem como o número de canais são elevados na primeira ordem, diminuindo exponencialmente na medida em que a ordem aumenta ([SREEDEVI et. al., 2012](#)).

Logo, percebe-se a partir desses indicativos, a importância do relevo local e da declividade, considerada por [Lima, Perez-Filho e Cunha \(2013\)](#), como um fator que favorece a manutenção de fluxo hídrico linear e permite a incisão do canal. Nas porções mais baixas (planícies dos rios Miranda, Nioaque e Salobra) predominam canais de ordem mais elevada (6^o, 7^o ou 8^o). Já nas porções mais elevadas predominam canais de primeira ou segunda ordem. Ademais, na Serra da Bodoquena, a diversidade geológica, caracterizada por rochas calcárias, também tende a ser um elemento que contribui para formação de novos canais em períodos de concentração das chuvas.

2.5 Síntese e apontamentos finais

Os Modelos Digitais de Elevação provenientes de imagens Alos-Palsar permitiram a caracterização morfológica da bacia hidrográfica estudada, constituindo um importante instrumento para auxiliar a gestão e o gerenciamento dos recursos hídricos, sobretudo porque minimiza custos e tempo na execução dos trabalhos. Contudo, cabe destacar que é necessário um olhar crítico do pesquisador em relação aos resultados obtidos de maneira automática em sistemas de informação geográfica, para deste modo, minimizar possíveis equívocos nos resultados.

A sub-bacia do alto-médio rio Miranda apresenta grande amplitude altimétrica marcando a existência de diversos patamares erosivos. O relevo plano está associado às planícies fluviais, terraços e planaltos tabulares. As altitudes mais elevadas correspondem também as áreas de maior declividade, sendo estas relacionadas às regiões da Serra da Bodoquena e da Serra de Maracajú, importantes áreas de nascentes e cursos d'água de primeira ordem.

A rede de drenagem apresenta padrão dendrítico e estruturação de canais de 8^o ordem bastante semelhante entre os tributários das margens direita e esquerda,

indicando que a bacia é bem ramificada. O valor de densidade hidrográfica indicou que as características topográficas não constituem obstáculos para a formação de novos canais fluviais na bacia.

Parâmetros morfométricos como coeficiente de compacidade, razão de alongação, fator de forma e índice de circularidade indicam a forma alongada da bacia e menor concentração do deflúvio, logo, o tempo de concentração das águas na bacia tende a ser maior em condições normais de precipitação, reduzindo deste modo, a probabilidade de enchentes na área, dadas as condições pluviométricas habituais. Ainda é necessário indicar que o rio Miranda, principal curso d'água da bacia, constitui um típico canal meandrante, fato comprovado pelo índice de sinuosidade.

Esta é a primeira pesquisa que aborda cientificamente os parâmetros morfológicos da sub-bacia hidrográfica do alto-médio rio Miranda e os resultados obtidos associados à grande diversidade litológica da área e à sua importância ambiental e econômica torna imprescindível considerar maiores esforços para a compreensão da dinâmica geomorfológica regional, sobretudo àquelas diretamente ligadas à vazão do rio Miranda e o transporte de sedimentos no canal.

CAPÍTULO III

O ALTO-MÉDIO CURSO DO RIO MIRANDA

Compartimentação do sistema canal-planície



3.1 Apontamentos iniciais

Rios são sistemas induzidos por declives e que transportam água e sedimentos de suas cabeceiras para a foz. De modo geral, principalmente em ambientes tropicais, os rios são compostos por cabeceiras íngremes, trechos de declive moderado e planícies baixas. Essa divisão tripartite é bastante genérica, mas representa um importante indicador dos processos de erosão, transporte e sedimentação em bacias hidrográficas (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Deste modo, Schumm (1977) propôs uma sequência simples de três zonas que compõem um sistema fluvial, de montante à jusante, denominadas: 1) zona de origem; 2) zona de transferência e 3) zona de acumulação. Essa segmentação do sistema fluvial pode parecer forçada, pois os sedimentos são erodidos, transportados e armazenados em todas as zonas. No entanto, dentro de cada uma delas, um determinado processo é dominante (SCHUMM, 2005) e apresenta variação espacial e temporal nesses diferentes compartimentos (FRYERS; BRIERLEY, 2013).

Além disso, os processos de erosão, transporte e sedimentação em sistemas fluviais são influenciados por fatores ambientais diversos, como clima, relevo, vegetação e geologia. Este último, combinado com a dinâmica hidrológica da bacia hidrográfica pode explicar as formas e os padrões dos canais de drenagem (BRIDGE e DEMICCO, 2008; NOVO, 2008; HUGGETT, 2011) e por isso constitui um importante elemento da paisagem fluvial.

A geologia é um importante fator de controle (SCHUMM, 2005), visto que afeta a erosão mecânica (HUGGETT, 2011), a erosão química (NOVO, 2008), e interfere no escoamento e na produção de sedimentos. Para determinado tipo de relevo, uma rocha fisicamente inalterada produz menos sedimentos. Contudo, uma rocha intemperizada pode causar movimentos de massa e o envio de grandes quantidades de sedimentos para canais de drenagem, intervindo na dinâmica geomorfológica, visto que o tipo e a quantidade de sedimento podem determinar o tipo, a variação morfológica e o comportamento do canal (SCHUMM, 2005).

Diversos estudos em geomorfologia fluvial têm reforçado o papel da geologia na dinâmica do sistema fluvial. Ao estudar o perfil longitudinal do alto rio Paraná, Fujita (2014) indicou que a configuração do sistema fluvial, bem como sua evolução geomorfológica podem refletir influências geológicas. Morais (2015) mencionou que mensurações na largura da planície de inundação demonstraram que

descontinuidades fluviais podem corresponder a variações litológicas e podem não obedecer a perspectiva do *continuum*.

Cremon (2016), ao estudar a evolução geomorfológica do rio Branco (Amazônia), advertiu que se o fluxo do canal atravessa litologias de diferentes resistências à incisão, a energia dispensada para a manutenção de um perfil de equilíbrio pode aumentar ou diminuir. Nesta mesma perspectiva, Pupim (2014) indicou, com base em ampla revisão da literatura que o intemperismo químico e as diferenças na resistência das rochas representam fatores dominantes no controle das taxas de erosão em ambientes tectonicamente estáveis. Este último autor identificou que as taxas de erosão exibem maior correlação com a geologia do que com os parâmetros morfométricos do terreno.

Os estudos citados evidenciam a importância da geologia na dinâmica geomorfológica dos sistemas fluviais e por isso, este elemento da paisagem foi adotado como ponto de partida para atingir o objetivo proposto, assim como fizeram Stevaux (1994) e Souza (2014).

A bacia hidrográfica do rio Miranda foi objeto de estudos de diversos autores a partir de diferentes perspectivas, como a utilização de agrotóxicos em cultivos de soja, cana-de-açúcar, algodão, milho e arroz na região do planalto que circunda a planície pantaneira (DORES; CALHEIROS, 2008), as mudanças no uso das terras e seus efeitos nos padrões da paisagem (ESTEVAM, 2015), os inventários de vegetação e solos (POTT; DAMASCENO-JUNIOR, 2014), o comportamento dos parâmetros meteorológicos e as mudanças climáticas em função das taxas de desmatamento (FERRAZ, 2006), entre outros.

Por uma abordagem da geomorfologia fluvial com vistas aos processos e formas observadas no canal e na planície de inundação, dois trabalhos com grande contribuição para a literatura e para o entendimento da dinâmica do rio Miranda podem ser citados. Santos e Facincani (2006) analisaram os padrões de canais em um trecho do médio vale do rio Miranda, fazendo inferências sobre aspectos morfológicos e dinâmicos do trecho. Merino, Assine e Pupim. (2013) apresentaram uma proposta de compartimentação do trecho aluvial do rio Miranda (médio-baixo vale) com base no estilo do canal, nos processos e nas formas (deposicionais e erosivas) encontradas no canal e na planície de inundação.

Estas pesquisas apresentam recortes espaciais e temporais distintos, bem como discrepâncias de cunho teórico-metodológico, mas oferecem elementos que contribuem para o gerenciamento da bacia hidrográfica e entendimento da morfologia do canal. Adicionalmente, esta proposta representa uma ampliação do recorte espacial e uma atualização do recorte temporal em relação aos trabalhos de Santos e Facincani (2006), Merino (2011) e Merino, Assine e Pupim (2013), além de uma outra perspectiva teórico-metodológica (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; FRYIRS; BRIERLEY, 2013), que parte do reconhecimento do grau de confinamento do vale e das unidades geomórficas que podem representar as diversas formas que compõe a paisagem fluvial e descrever os processos formativos e morfológicos do rio Miranda.

Neste sentido, o objetivo deste capítulo é realizar a compartimentação do sistema canal-planície, no alto-médio rio Miranda. Para isso, parte-se da análise dos elementos da paisagem (geologia, geomorfologia e vegetação) e do reconhecimento de unidades geomórficas que podem evidenciar processos fluviais que ocorrem no canal e na planície de inundação.

3.2 Materiais e procedimentos metodológicos

Para realizar a compartimentação do sistema canal-planície, no alto-médio rio Miranda, foi utilizada a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Campo Grande (SF-21), disponibilizada pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (LACERDA-FILHO, 2006). Também foram utilizados os produtos do Mapeamento dos Recursos Naturais (MRN) disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, que representam produções cartográficas em formato vetorial e matricial, com informações ambientais de Geologia, Geomorfologia, Pedologia e Vegetação, todos na escala compatível com 1:250.000. O banco de dados foi organizado em Sistemas de Informações Geográficas (*ArcGis*), o que permitiu o cruzamento das informações sempre que necessário.

A compartimentação foi consolidada com base na interpretação de imagens de satélite e de modelos digitais de elevação (MDE), o que permitiu o reconhecimento de elementos morfológicos e o mapeamento de zonas homólogas conforme proposto por Silva (2010).

Foram analisadas as imagens correspondentes às cenas 225/075, 226/075 e 226/076 do satélite Landsat 8, adquiridas no sítio eletrônico do Instituto Nacional de

Pesquisas Espaciais – INPE. As imagens foram devidamente tratadas a partir de dois procedimentos básicos. O primeiro foi a fusão da banda 8, pancromática, resolução de 15 metros com as demais bandas da imagem a partir do método IHS (intensidade, matiz e saturação), o que permitiu melhorar a resolução espacial. Posteriormente foram realizadas várias composições coloridas nas imagens fusionadas, a saber: 1) Cor natural (R4G3B2); 2) Falsa-cor (R7G5B3) e 3) Falsa-cor (R6G5B4). Os procedimentos utilizados foram evidenciados por [Silva \(2010\)](#), [Kuerten \(2010\)](#), [Pupim \(2014\)](#), [Merino \(2016\)](#), entre outros autores que realizaram pesquisas na bacia do Alto Paraguai.

A análise digital do terreno foi realizada com base em modelos digitais de elevação (MDE) gerados a partir de imagens do sensor ALOS Palsar, com resolução espacial de 12,5 metros. Para diferenciar feições geomorfológicas de baixa amplitude topográfica foram aplicados ajustes de redução dos intervalos altimétricos por meio da edição da paleta de cores ([KUERTEN, 2010](#); [MERINO, 2016](#)).

A abordagem teórico-metodológica se apoia no primeiro estágio da Estrutura dos Estilos Fluviais ([BRIERLEY; FRYIRS, 2005](#); [FRYIRS; BRIERLEY, 2009](#); [FRYIRS; BRIERLEY; 2013](#)), que é usada para identificar, caracterizar e interpretar o comportamento dos tipos de rio em todo o espectro da diversidade fluvial. Para isso, utiliza-se duas medidas definidas dentro de uma abordagem hierárquica da análise: 1) configuração do vale e 2) unidades geomórficas.

A configuração do vale foi delimitada com base nas características de relevo seguindo os critérios estipulados por [Brierley e Fryirs \(2005\)](#), que permitem classificar essa configuração em:

- a) vale confinado** – quando mais de 90% do canal está confinado nas margens do vale. Neste caso, caracteriza-se pela presença de cabeceiras íngremes e/ou ausência de planície de inundação. Alguns bolsões isolados de varzea podem ser identificados, mas isso é uma característica menos comum. Relaciona-se majoritariamente às denominadas áreas fonte de sedimentos, onde predominam processos erosivos.
- b) Vale parcialmente confinado** – quando o canal apresenta-se confinado às margens do vale mas apresenta uma planície de inundação descontínua ou com vários bolsões de várzea. Indica uma transição entre os processos de

erosão e deposição e podem ser classificados em maior medida, como os trechos onde prevalecem o transporte de sedimentos (obviamente, que isso não exclui a ação da erosão/deposição).

- c) Vale não confinado lateralmente** - trata-se dos trechos cujo o canal não apresenta-se confinado às margens do vale. Neste caso, existe planície de inundação ao longo do canal nas duas margens. Indica uma ocorrência maior dos processos de deposição e maior interação do sistema canal-planície.

As características de relevo utilizadas para definição da configuração do vale foram: amplitude altimétrica, índice de dissecação do relevo, declividade, e entalhamento do vale. Os procedimentos foram executados em quatro etapas, sendo elas: 1) tratamento e preparação do MDE Alos-Palsar (resolução espacial de 12,5 metros); 2) mapeamento do grau de entalhamento dos vales; 3) mapeamento da dimensão interfluvial média e 4) cálculo dos valores de dissecação do relevo conforme a matriz proposta por [Ross \(1994\)](#) e adaptada por [Guimarães et al., \(2017\)](#). Todos os procedimentos foram executados no *software ArcGIS*.

A identificação das unidades geomórficas foi realizada com base na morfologia (forma e tamanho relativo das feições) e na sua posição ao longo do curso do rio ([BRIERLEY, 2013](#)). Considerando a posição, estas feições podem ser separadas em dois grupos, a saber: 1) unidades geomórficas de canal – que são encontradas dentro da própria zona do canal; e 2) unidades geomórficas de planície de inundação – que são encontradas fora da zona do canal, sendo formadas por diversos processos (como a migração lateral do canal) e retrabalhadas em estágios de fluxo que extrapolam o nível de margens plenas ([BRIERLEY; FRYIRS; 2005](#); [BRIERLEY; 2013](#); [STEVAUX; LATRUBESSE, 2007](#)).

A forma da bacia hidrográfica também foi analisada. Para isto, foram calculados dois parâmetros descritos por [Villela e Mattos \(1975\)](#) e por [Stevaux e Latrubesse \(2007\)](#). O primeiro foi o coeficiente de compacidade, que relaciona a morfologia da bacia com uma circunferência de mesma área. Este parâmetro é obtido por meio da equação $K_c = 0,28P_d A_d^{0,5}$, onde K_c é o coeficiente de compacidade, P_d e A_d são respectivamente, o perímetro e a área da bacia. O segundo parâmetro calculado foi o

fator de forma (K_f), obtido por meio da equação $K_f=L_m/C$, onde L_m é a largura média da bacia e C é o seu comprimento (STEVAUX; LATRUBESSE, 2007).

3.3 Descrição dos compartimentos identificados

A área estudada possui forma alongada, fato comprovado por parâmetros morfométricos como o coeficiente de compacidade (1,62) e o fator de forma (0,06). A configuração do vale (Figura 14) indica que rios em vale confinado ou em áreas de cabeceira ocorrem nas zonas de alta amplitude altimétrica, com altitudes acima de 450 metros e declividade caracterizada por ser fortemente ondulada ou mais acentuada.

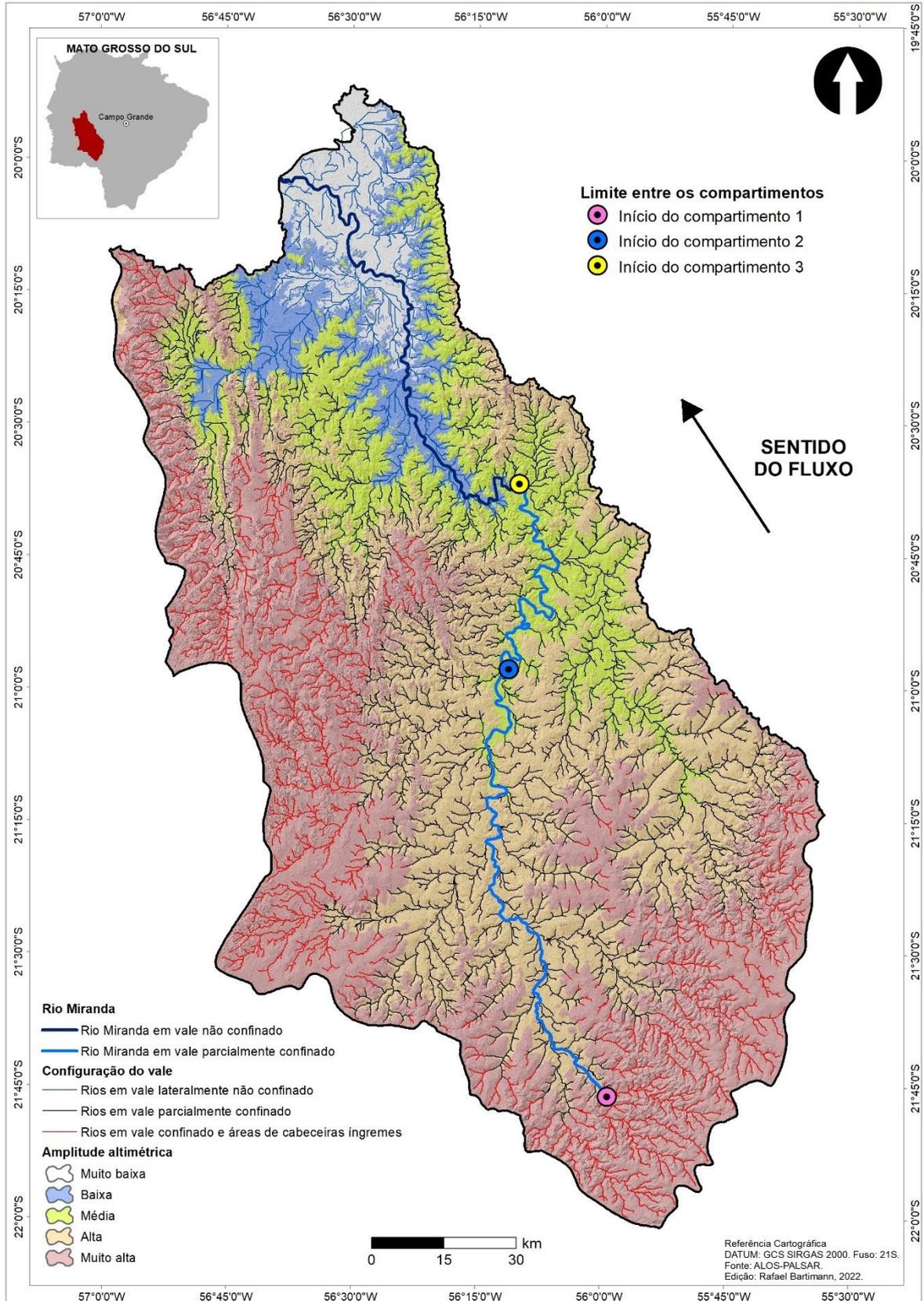
A configuração de rios em vale parcialmente confinado ocorre onde a amplitude altimétrica é alta ou média. Nestas áreas, o relevo é relativamente plano e as altitudes variam entre 200 e 450 metros. É nesta configuração que o canal principal da bacia tem seu ponto de formação. Logo, o rio Miranda (com essa toponímia) não percorre vales confinados. Na porção mais baixa da área estudada, os rios atravessam uma configuração de vale lateralmente não confinado.

Esta configuração fica mais restrita às adjacências dos rios Salobra e Miranda ou às áreas de confluência de outros rios com o canal principal da bacia, como por exemplo, no encontro entre o rio Miranda e o rio Nioaque.

Conforme indicado na Figura 14, define-se três compartimentos distintos no rio Miranda, cada um com características particulares, resultado dos atributos morfológicos do canal e da planície de inundação.

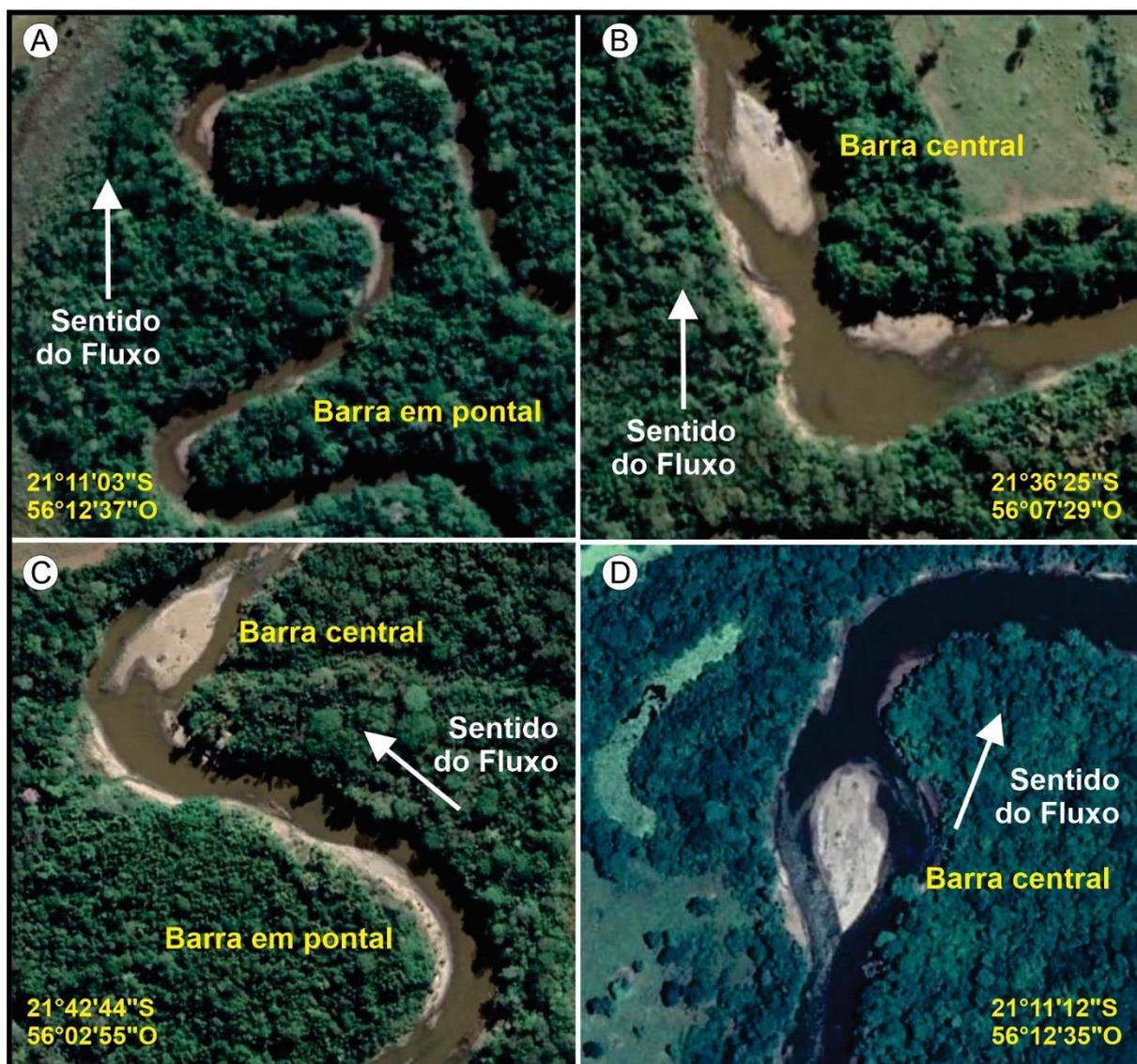
O compartimento 1 tem início na confluência entre os rios São Francisco e Roncador, nas coordenadas geográficas $21^{\circ}46'05''S$ e $55^{\circ}59'10''O$, local onde o canal passa a receber o nome de rio Miranda (Figura 14). Neste compartimento, o rio Miranda tem 186,91 km de extensão, declividade de 0,61 m/km e índice de sinuosidade de 2,05. Percorre uma configuração de vale parcialmente confinado, sendo circundado por arenitos das formações Botucatu e Aquidauana, mas pode apresentar influências da formação Serra Geral, localizada à montante. Neste compartimento, predominam unidades geomórficas de meio de canal, como barras centrais (Figura 15-B, 15-C e 15-D), e também, unidades anexadas às margens, como barras em pontal (Figura 15-A e 15-C).

Figura 14: Configuração do vale na área estudada.



Elaborado pelo autor.

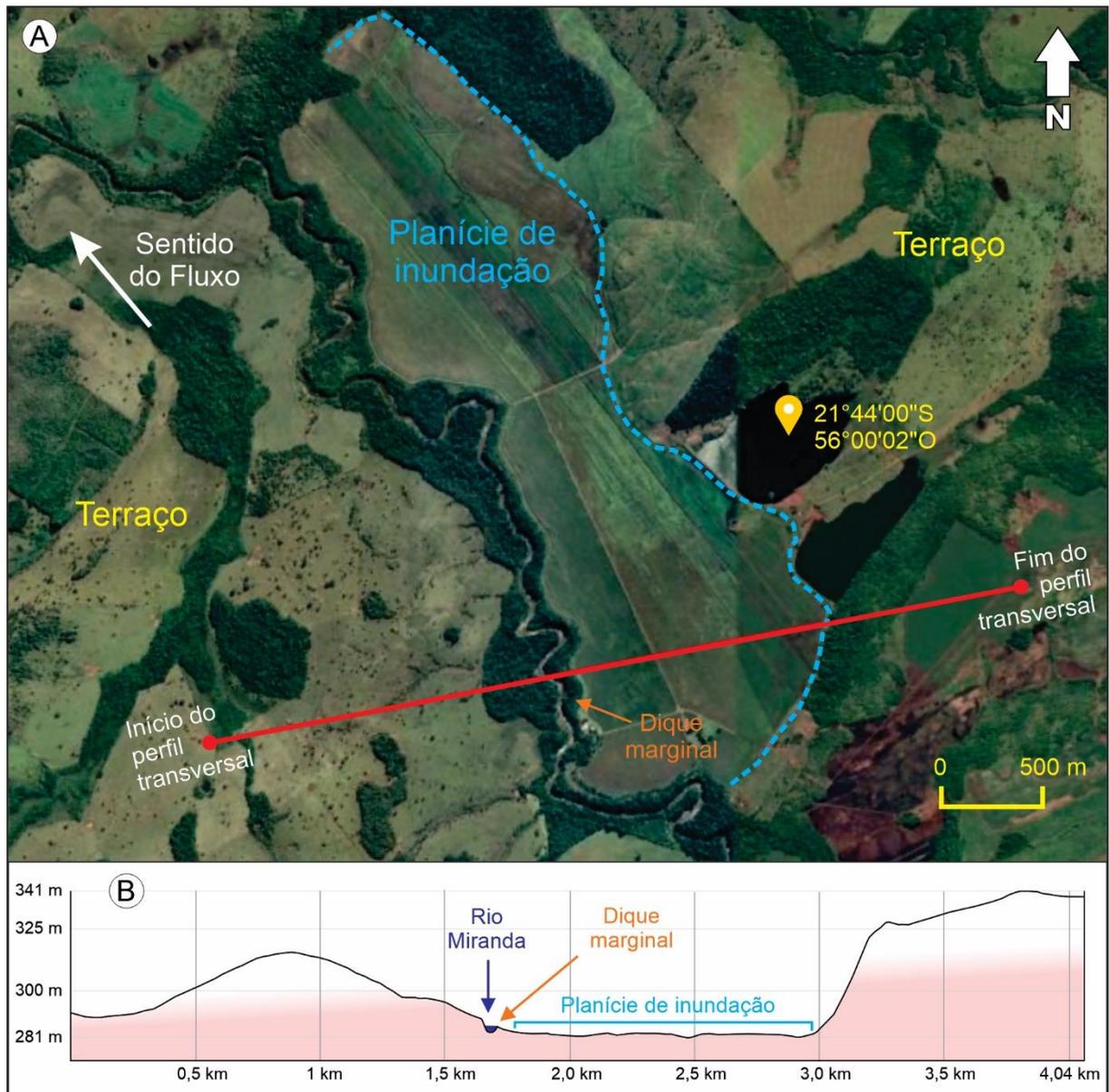
Figura 15: Unidades geomórficas predominantes no compartimento 1.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Como o rio Miranda, neste compartimento, flui por uma configuração de vale parcialmente não confinado, é comum a presença de bolsões isolados de planície, conforme exemplificado na figura 16. A unidade geomórfica detalhada possui largura média de 1 km e comprimento longitudinal de 4,2 km, representando o bolsão de planície de maior dimensão no compartimento 1, no qual está posicionado ao lado do canal principal separado por um dique marginal. Outros bolsões de planície, com geometria variada ocorrem ocasionalmente ou de maneira descontínua, se alternando ao longo do fundo do vale. As diferenças significativas entre os bolsões, principalmente em termos de geometria, refletem a ocorrência localizada de muitos processos de formação e retrabalho deste tipo de unidade geomórfica.

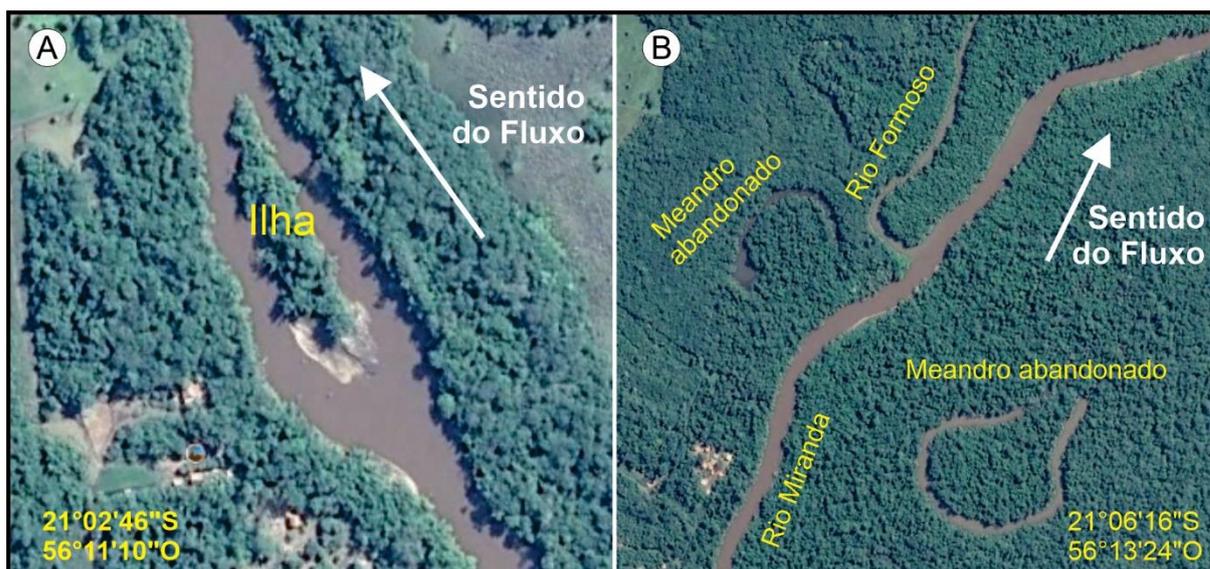
Figura 16: Bolsão de planície na porção inicial do compartimento 1.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Nas porções inicial e intermediária, o rio Miranda percorre uma zona caracterizada por uma amplitude altimétrica muito alta, passando para alta na porção final. Essa suave diminuição nas altitudes implica na ocorrência de unidades geomórficas menos comuns no compartimento, como por exemplo, uma ilha (Figura 17-A) e meandros abandonados (Figura 17-B).

Figura 17: Unidades geomórficas na porção final do compartimento 1.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

É possível ainda mencionar outra unidade geomórfica que ocorre no compartimento 1 em caráter isolado. Trata-se de uma barra central pós-confluência, localizada na porção intermediária do compartimento, sendo esta, originada a partir da confluência simétrica entre os rios Miranda e Santo Antônio (Figura 18).

Figura 18: Barra central pós-confluência.



Em (A). Em (B), visualização da mesma unidade geomórfica em escala mais detalhada.
Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Ainda na porção final do compartimento 1, percebe-se a presença de dois cortes recentes de meandros no rio Miranda (Figura 19), refletindo deste modo, um tipo de processo deposicional que tende a originar unidades geomórficas típicas de planície de inundação, como os lagos em ferradura. Segundo [Morais e Rocha \(2016\)](#), observar estes processos em estudos de rios meandrantés possibilita compreender a dinâmica pela qual o canal modifica a paisagem, bem como, interpretar as morfologias existentes nas paisagens fluviais atuais.

O primeiro corte (Figura 19-A) ocorreu entre 11 de abril de 2013 e 29 de abril de 2016. Neste caso, nota-se que o rompimento ocorreu em um intervalo aproximado de três anos. O segundo corte (Figura 19-B) segue a mesma perspectiva temporal, tendo rompido o pescoço do meandro no período compreendido entre 09 de junho de 2017 e 28 de abril de 2020, com intervalo aproximado, também, de três anos. Nessas duas unidades geomórficas é possível observar um ligeiro alargamento do canal e a sedimentação imediata no trecho.

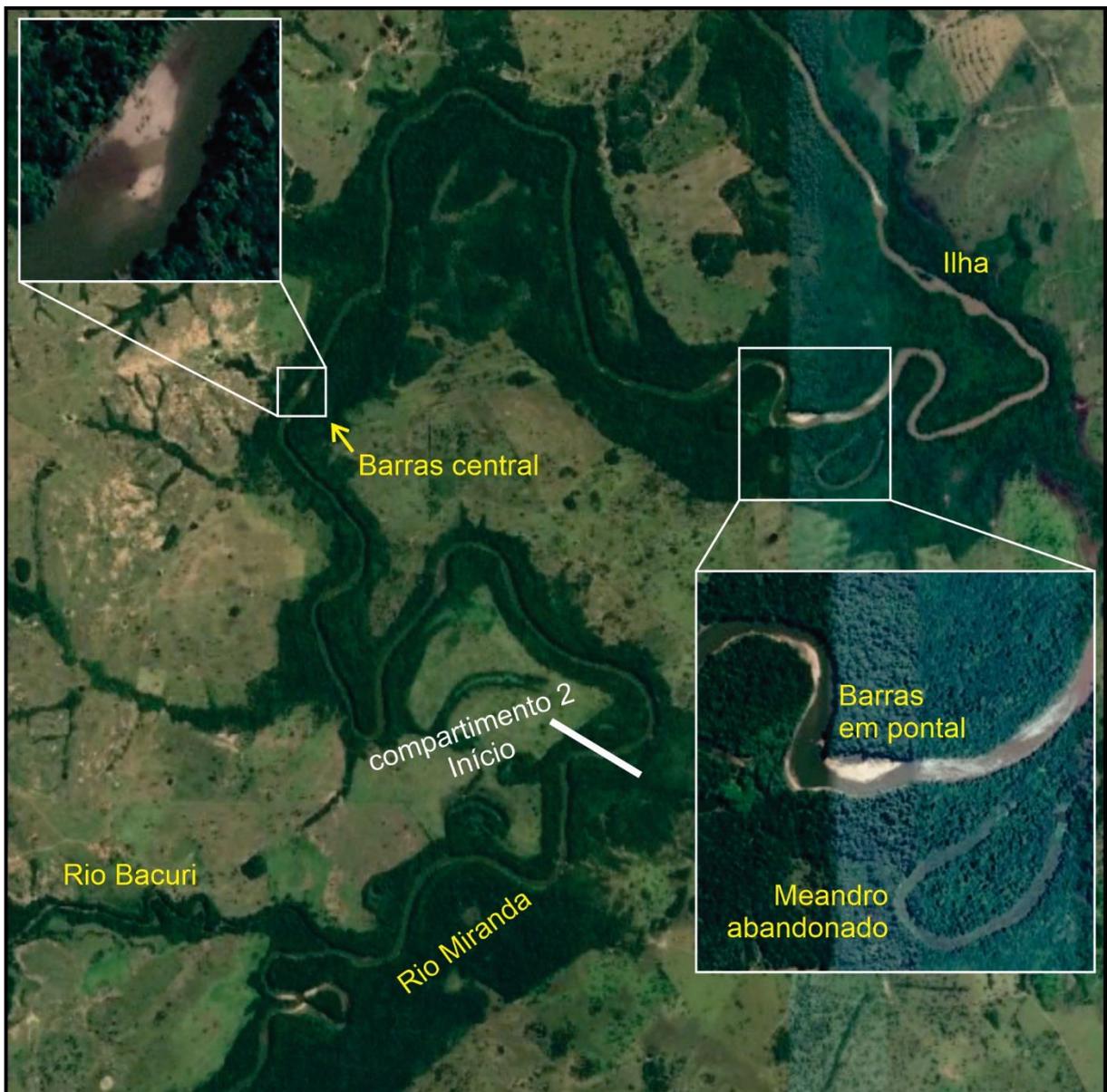
Figura 19: Cortes recentes de meandros no compartimento 1.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

O compartimento 2 tem início nas coordenadas geográficas 20°57'60"S de latitude e 56°10'51"O de longitude, 3 km após a confluência com o rio Bacuri. Neste compartimento, o rio Miranda tem 113,62 km de extensão, declividade de 0,36 m/km e índice de sinuosidade de 2,96. Este compartimento limita-se à oeste com o Planalto da Bodoquena e à leste com os Planaltos e Patamares da Borda Ocidental da Bacia do Paraná, sendo constituído por unidades geomórficas anexadas às margens, como barra lateral e barra em pontal, e por unidades de meio de canal, como barras centrais e ilhas (Figura 20).

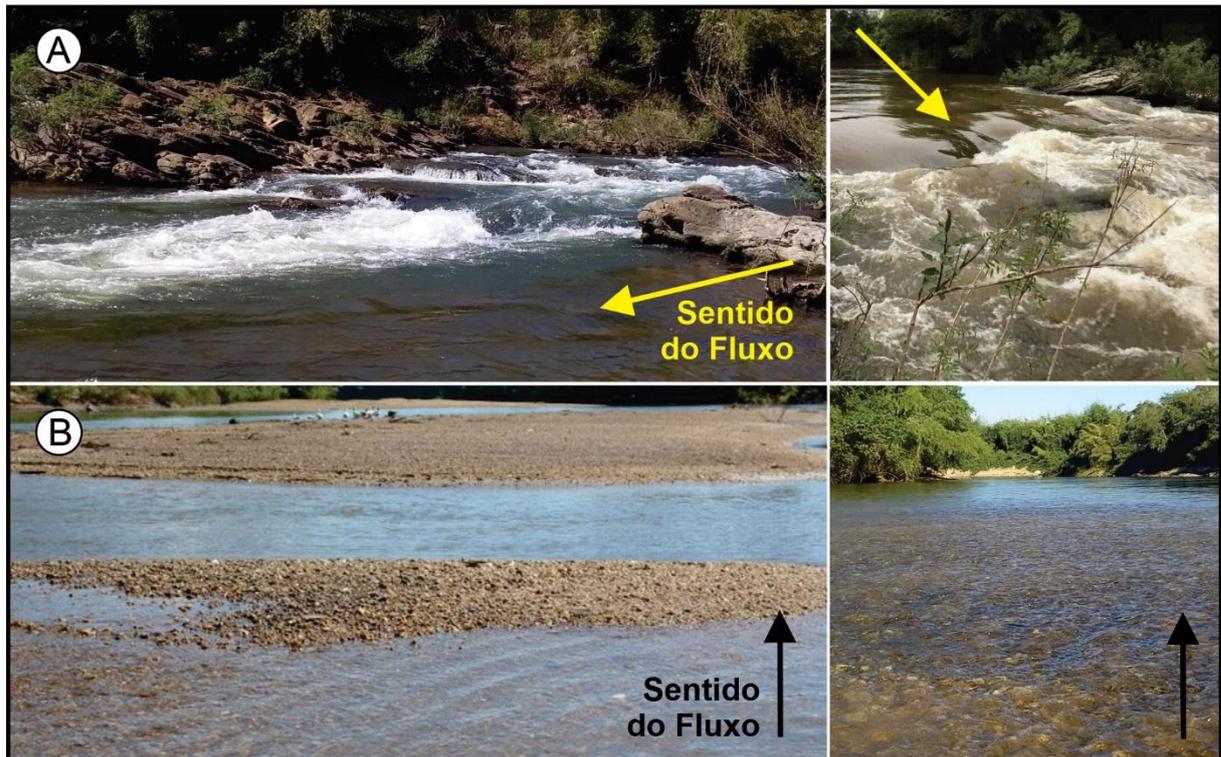
Figura 20: Unidades geomórficas do compartimento 2.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

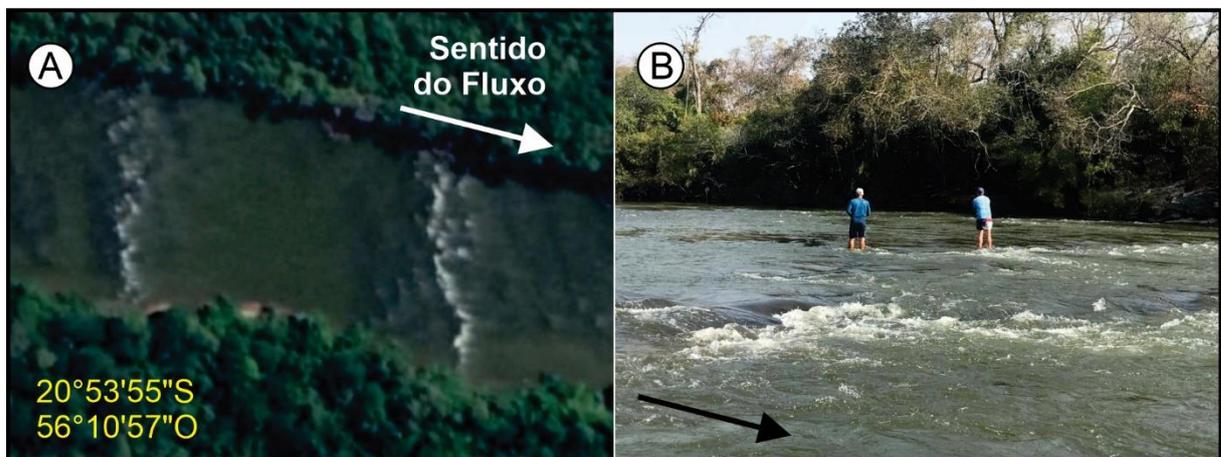
O rio Miranda, neste compartimento, flui por uma estreita planície confinada em rochas do grupo Cuiabá e expõe trechos de leito rochoso (Figura 21-A) e trechos com carga de fundo constituída por areia e cascalho ou por sedimentos de maior granulometria, como seixos, blocos e matacões (Figura 21-B), o que permite reconhecer uma série de trechos com corredeiras (Figura 22).

Figura 21: Exemplo dos tipos de leito (rio Miranda, compartimento 2).



Em A, trecho de leito rochoso. Em B, trecho de leito constituído de seixos e cascalho.
Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

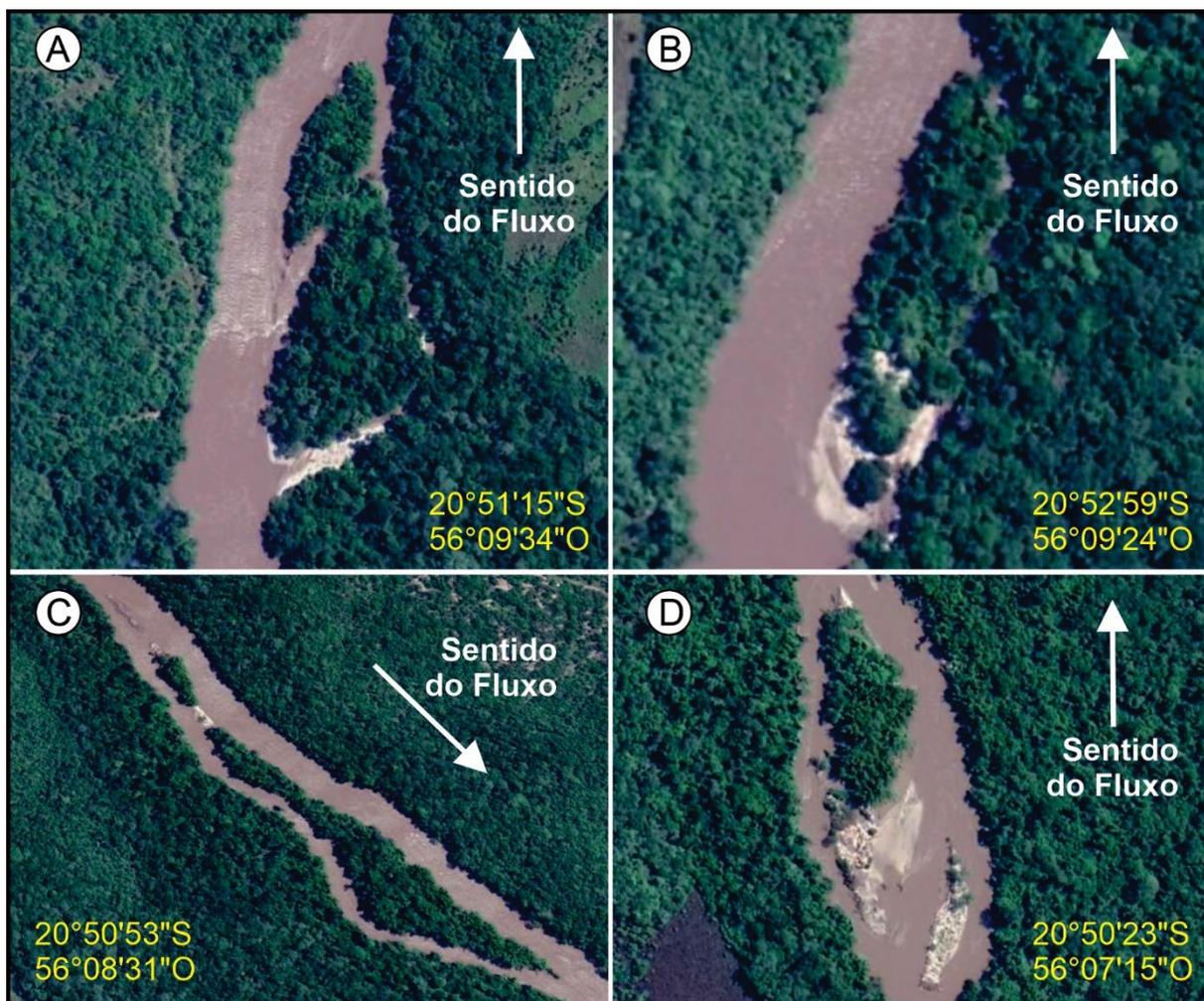
Figura 22: Trecho de corredeira no compartimento 2.



Em A, imagem de satélite (*Google Earth*). Em B, fotografia oblíqua do mesmo ponto.
Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Uma particularidade neste compartimento é a presença de ilhas compostas (Figura 23) com características distintas em termos de morfologia (forma), mas que em geral, tendem a ser estáveis devido à presença de vegetação perene. As dimensões geométricas dessas ilhas variam entre 190 e 510 metros de comprimento, e 77 e 103 metros de largura.

Figura 23: Detalhe das ilhas encontradas no compartimento 2.



As figuras A, B, C e D indicam diferentes formas e características para as ilhas compostas encontradas no compartimento 2.

Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Na planície de inundação, ocorrem unidades geomórficas provenientes da alteração na sinuosidade do canal em diferentes períodos, onde se destacam cicatrizes de meandros, de tempos mais remotos e meandros abandonados, com mudanças mais recentes (Figura 24). Estas unidades geomórficas aparecem com mais frequência no compartimento 2 do que no anterior e representam unidades geomórficas comuns em canais meandrantés, podendo, neste caso, ser relacionadas ao índice de sinuosidade deste compartimento, que é maior em relação ao primeiro compartimento.

Figura 24: Detalhe das cicatrizes de meandros no compartimento 2.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Neste trecho, foi observado a ocorrência de uma unidade geomórfica denominada barra forçada de meio de canal (Figura 25), com presença notável de detritos vegetais que foram acumulados no meio do canal e provocam uma zona de separação de fluxo. Na porção final desta unidade geomórfica, percebe-se a presença de espécies vegetais que permanecem visíveis em períodos de baixa vazão.

Figura 25: Barra forçada de meio de canal.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Próximo às ilhas, pode ocorrer áreas de acumulação de sedimentos associadas a presença de detritos vegetais, geralmente, provenientes de processos erosivos marginais ou na própria ilha (Figura 26).

Figura 26: Ilha unitária com área de acumulação.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

O compartimento 3 tem início nas coordenadas geográficas 20°37'14"S e 56°09'46"O e neste recorte, o rio Miranda tem 245,78 km de extensão, apresenta declividade de 0,14 m/km e índice de sinuosidade de 3,01 – afigurando-se como um

canal meandrante tortuoso. Na primeira metade deste compartimento, o rio Miranda flui por um vale aluvial encaixado em rochas do Grupo Cuiabá, com um cinturão de meandros que se formou ao longo de todo o trecho. Já na segunda metade, o rio flui sobre planície aluvial agradacional com embasamento na Formação Pantanal, tendo como limites, a planície do rio Salobra e a Planície do Miranda-Aquidauana, áreas típicas de acumulação circundadas por rochas do grupo Cuiabá.

Em termos de características morfológicas, o compartimento 3 é fortemente marcado pela presença de unidades geomórficas de canal, como barras em pontal e barras laterais e centrais. Estas feições aparecem com maior frequência na primeira metade do compartimento, com destaque para as barras laterais e para as barras em pontal. Em sua metade final, o compartimento apresenta características típicas de rio aluvial, incluindo as unidades geomórficas de planície de inundação, como cicatrizes de meandros, lagos, lagoas, pântanos e meandros abandonados em diferentes estágios de evolução, muitas vezes, com cortes recentes (Figura 27).

Figura 27: Unidades geomórficas predominantes no compartimento 3.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Na segunda metade deste compartimento é visível a presença de vários lagos formados por acreção vertical e inundações provenientes de estágios onde o fluxo extrapola as margens (Figura 28-A, B e C).

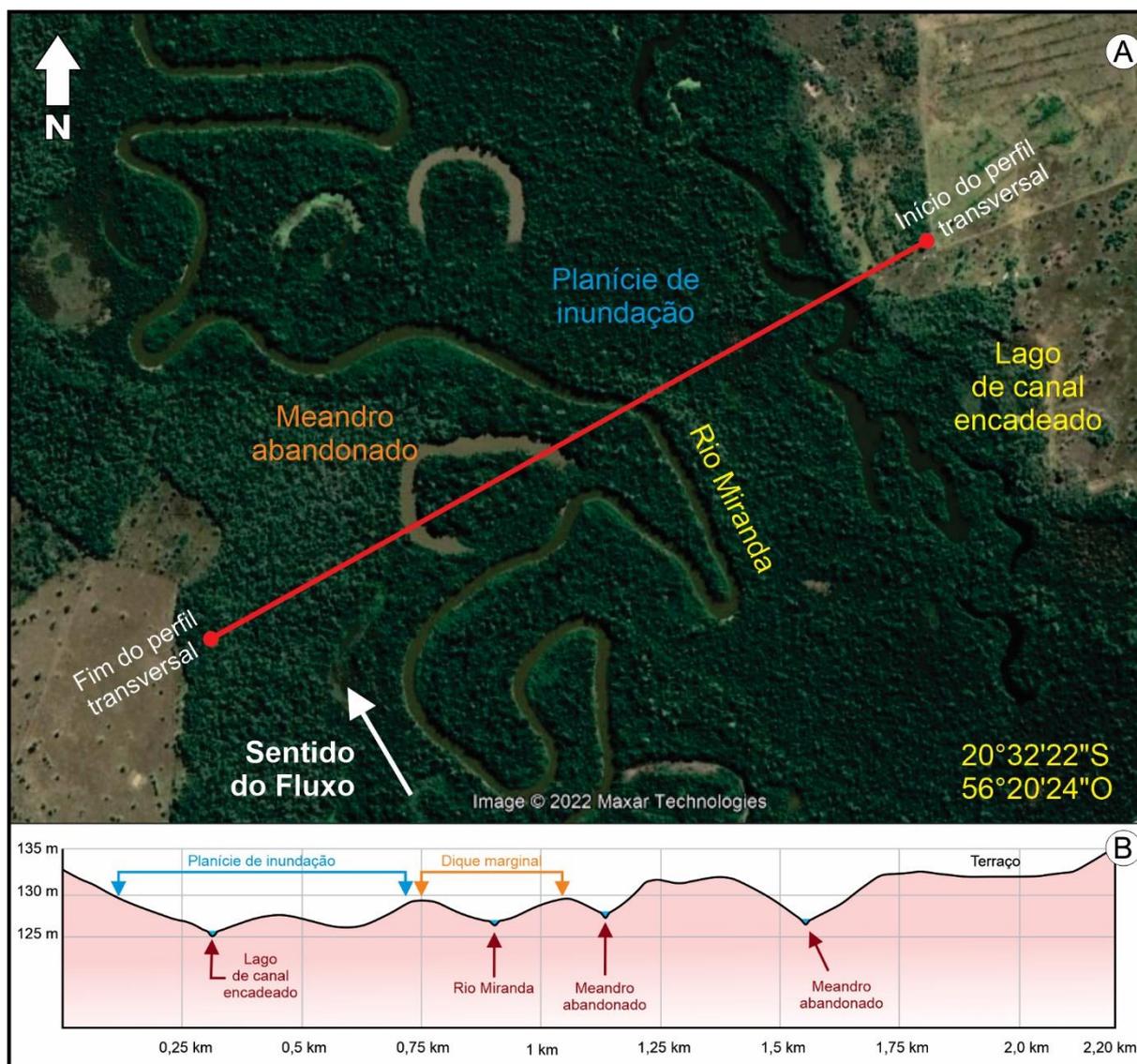
Figura 28: Detalhe de lagos e lagoas encontradas no compartimento 3.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Na porção intermediária do compartimento 3, forma-se um grande lago de canal abandonado encadeado (FRANÇA, 2002) com extensão aproximada de 13 km (Figura 29-A). Esta unidade geomórfica apresenta espelho d'água irregular, com grande desenvolvimento longitudinal geralmente sinuoso, podendo exibir trechos retilíneos (SANTOS, 2016). Nota-se ainda na figura 29-B que a variação de altitude neste trecho é baixa (~10 m), e por isso, várias unidades geomórficas típicas de planície de inundação são reconhecidas, como os meandros abandonados. O rio Miranda, neste trecho, flui por um complexo canal-diques marginais bem desenvolvido, muitas vezes, acima das cotas altimétricas reconhecidas nas planícies adjacentes.

Figura 29: Detalhe de unidades geomórficas de planície de inundação.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

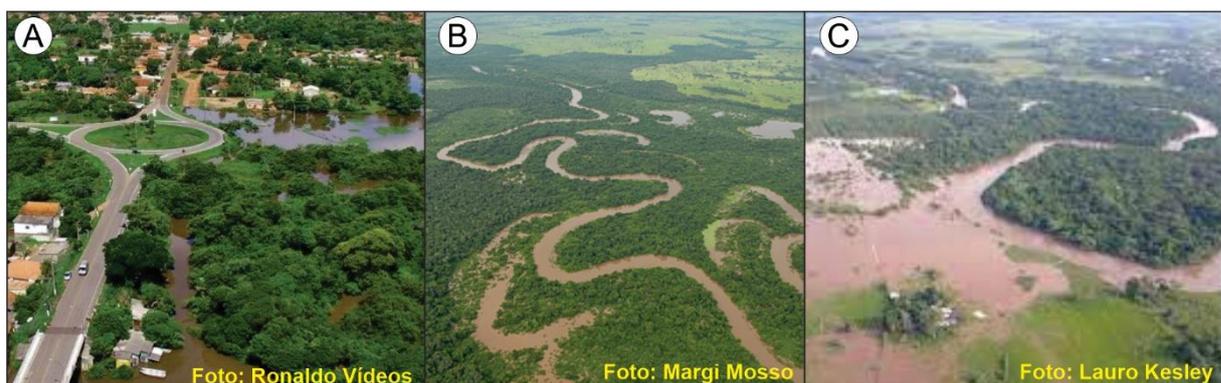
O compartimento 3 exibe na sua porção final, um complexo e intrincado conjunto de cicatrizes de meandros e espiras de meandros (*Scroll bars*) com alto grau de curvatura e dimensões variadas (Figura 30), indicando unidades geomórficas mais antigas da planície de inundação. Essas feições podem tornar-se ativas durante o período de cheia, e muitas dessas, formam lagos em ferradura. De acordo com Merino (2011), a intensidade dos alagamentos aumenta significativamente no compartimento 3, fato que, de acordo com o referido autor, relaciona-se à aproximação do trecho com o rio Paraguai. Conforme mostra a figura 31, em períodos de cheia, as águas avançam para a planície e alastra-se sobre essas unidades geomórficas.

Figura 30: Unidades geomórficas pretéritas na planície de inundação.



Fonte: Google Earth, 2021. Elaborado pelo autor.

Figura 31: Fotografias de inundações do rio Miranda, (cidade de Miranda/MS).



Em (A), fotografia aérea detalha o extravasamento do canal. Em (B), as adjacências da rodovia BR-262 (município de Miranda) inundada. Em (C), planície de inundação do rio Miranda em período de cheia. Elaborado pelo autor.

A partir dos resultados apresentados, percebe-se que o rio Miranda é um típico canal meandrante, com variações de sinuosidade em cada um dos três compartimentos mapeados, por onde também, se reconhecem distintas unidades geomórficas. No primeiro compartimento predominam feições de meio de canal ou anexadas às margens. No segundo, a quantidade de unidades geomórficas de planície de inundação aumenta e passam a alternar-se com feições predominantes no primeiro compartimento. Já no terceiro trecho, percebe-se o predomínio das unidades geomórficas de planície de inundação, com destaque para modificações recentes e formas mais relictas, o que não exclui a presença de feições identificadas nos compartimentos anteriores. Desse modo, ao mesmo tempo em que se notam significativas diferenças, também se notam algumas semelhanças entre os compartimentos.

3.4 Interpretação dos aspectos morfológicos dos compartimentos

Técnicas de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto são eficazes na análise da paisagem, das formas e dos processos em sistemas fluviais, fato comprovado por diversos pesquisadores que realizaram trabalhos nos rios Paraguai (SILVA, 2010; KUERTEN, 2010; PUPIM, 2014; MERINO, 2016), Paraná (FUJITA, 2014, LELI, 2015) e Araguaia (BAYER, 2010). Além disso, os procedimentos descritos foram eficazes para a delimitação dos compartimentos do rio Miranda com base na configuração do vale e nas características do canal e da planície de inundação, e permitiram a verificação da presença de unidades geomórficas deposicionais (canais ativos, paleocanais, barras em pontal, lagos em meandros abandonados, terraços marginais, planícies etc.) e erosivas (vales encaixados e terraços), entre outras formas atuais e relictas (KUERTEN, 2010).

Os parâmetros morfométricos permitiram inferir que o tempo de concentração das águas na bacia é maior em condições normais de precipitação, reduzindo deste modo, a probabilidade de enchentes na área, dadas as condições pluviométricas habituais (VILLELA; MATTOS, 1975). Logo, as enchentes e as inundações no rio Miranda estão relacionadas à eventos de grande magnitude e baixa frequência e têm comportamento diferente em cada trecho do rio, dependendo por exemplo, da configuração do vale.

As áreas onde predominam rios em configuração de vale confinado e de cabeceiras íngremes estão associadas à Serra da Bodoquena na porção oeste, com forte influência de rochas calcárias, e à Serra de Maracajú na porção sul, onde predominam rochas da formação Serra Geral. A transição para uma configuração de vale parcialmente confinado ocorre, em maior medida, em áreas de mudança do embasamento geológico, onde os rios deixam de correr sobre basaltos e calcários e passam a percorrer arenitos das formações Aquidauana e Botucatu, e também, rochas do Grupo Cuiabá. É justamente nesta configuração que se origina o rio Miranda com essa toponímia.

Ao adentrar uma configuração de vale lateralmente não confinado, os processos de deposição no rio Miranda se tornam mais evidentes e a conectividade do canal com a planície de inundação adjacente passa a ser mais perceptível e facilmente identificada a partir da presença de unidades geomórficas, como meandros abandonados, lagos e lagoas. Neste trecho, também são encontradas barras compostas anexadas à margem, constituindo um conjunto de unidades geomórficas de pequena dimensão, compostas majoritariamente por areia e cascalho (SANTOS; FACINCANI, 2006) e formadas por acreção lateral (FRYIRS; BRIERLEY; 2013). Essas unidades geomórficas apresentam morfologia mutável, refletindo a variação de fluxos que são responsáveis pela formação e alteração destas feições.

Ao longo dos três compartimentos mapeados encontram-se cortes de meandro recentes e também, meandros abandonados que revelam processos ocorridos em diferentes períodos. Estas feições são formadas a partir de um processo denominado *neck cutoff*, onde ocorre a ampliação da sinuosidade do canal e por consequência, a eliminação da barreira de terreno que separa as duas curvas do canal. Com isso, reduz-se a sinuosidade e o comprimento do rio, porém, aumenta-se a inclinação da água em estágios de alta vazão (SMITH, 1996). Os cortes de meandros podem surgir nos rios a partir de outro processo denominado *chute-cutoff*, porém, dadas as características da vegetação ciliar, que atua como fator controlador da erosão marginal, os cortes de meandros no rio Miranda são associados a *neck cutoffs*.

Na porção final do compartimento 2, encontra-se uma unidade geomórfica popularmente conhecida como “ilha do curvão”. Trata-se, na verdade, de uma barra central, composta majoritariamente por cascalho e areia. Essa unidade se forma em estágios de transição entre o alto e o baixo fluxo, quando a capacidade e a

competência do canal diminuem consideravelmente. Neste caso, o sedimento mais grosso (cascalho) é depositado sobre sedimentos mais fino (areia), reforçando a hipótese de que o sedimento mais grosso é transportado em períodos de vazão mais elevada. Essa dinâmica faz com que o rio Miranda neste trecho, ajuste sua geometria hidráulica, alargando o canal.

Ao longo dos trechos mapeados, encontram-se várias barras centrais com distintas características granulométricas que se associam à variação do fluxo. Deste modo, os processos de formação e retrabalho destas unidades geomórficas são influenciados tanto pela carga de fundo, via acreção lateral, quanto pela carga de sedimentos em suspensão, via acreção vertical (SANTOS; FERNANDEZ; STEVAUX, 1992). Além disso, barras centrais associam-se às áreas de confluência e tendem a formar-se após uma zona de escavação (STEVAUX; LATRUBESSE, 2007). Neste caso, ocorre deposição de sedimentos na porção inicial da barra e maior erosão na sua porção final.

Em determinados trechos, os processos de erosão das margens tendem a ser mais intensos sob condições de fluxo alto, e com isso, resíduos de cobertura vegetal marginal são transferidos para o rio Miranda, levando a formação de barras forçadas, tanto no meio do canal, quanto anexadas às margens. A gênese destas unidades geomórficas está, portanto, associada à obstrução do fluxo via acumulação de resíduos de vegetação, sobretudo em estágios de baixa vazão. Essa obstrução provoca perturbações no fluxo e subsequente deposição dos sedimentos que formam essas barras, construídas geralmente em direção a jusante. Com o passar do tempo, estas feições podem ser colonizadas por espécies vegetais e originar ilhas estabilizadas.

A presença de ilhas compostas no rio Miranda indica um processo gradativo que se inicia com a formação de uma barra central em função da diminuição da competência do canal e consequente deposição de sedimentos. Com isso, formam-se ilhas unitárias e a partir delas, outras unidades geomórficas são formadas, como por exemplo, barras laterais. Com o passar do tempo e a continuidade do processo, ocorre a colonização vegetal e essa nova feição é anexada à ilha, que então, cresce a montante a partir da contínua deposição de sedimentos. Trata-se de uma característica própria do rio Miranda, evidenciada pelos diversos pontos de deposição ao longo do canal, que tendem a aumentar após o *Knickpoint* (Figura 21-A).

Este *Knickpoint*, localizado no centro do canal, indica o rebaixamento de um bloco de relevo em relação ao outro (MERINO, 2011) e por consequência, o gradiente topográfico e a velocidade da água diminuem. Em função destas alterações na morfologia do relevo, o rio Miranda passa a apresentar, no terceiro compartimento, uma quantidade maior de unidades geomórficas na planície de inundação, formando um complexo mosaico de feições fluviais (MORAIS *et al.*, 2008).

A figura 29-A exibe com detalhe uma dessas unidades geomórficas, denominada lago de canal encadeado, que se forma um trecho de canal bem definido e feições similares que podem ou não ter o mesmo processo genético (DRAGO, 1976). Isto é, pode unir diversos tipos de lagos, cujas dimensões, expressas principalmente pela área, têm grande importância ecológica, pois interferem na fotossíntese realizada por organismos autotróficos em função da exposição do espelho d'água à radiação solar (MORAIS *et al.*, 2008). Esses lagos parecem ser gerações anteriores de *oxbow lakes* presentes na planície de inundação e podem indicar condições pretéritas mais úmidas, em que o rio Miranda apresentava maior vazão (MERINO; ASSINE; PUPIM 2013).

Neste compartimento 3, a quantidade de meandros abandonados e lagos aumenta significativamente em relação aos compartimentos anteriores. Estas feições, que geralmente apresentam formas arredondas e dimensões variadas, representam importantes nichos ecológicos para a reprodução de aves, peixes e mamíferos (AGOSTINHO *et al.*, 2004), pois são alimentadas por água e sedimentos finos em períodos de alta vazão, ou seja, quando os fluxos extrapolam os limites das margens (*bankfull*).

Este processo é de suma importância para a manutenção da biodiversidade local, visto que os processos de conectividade do sistema canal-planície neste compartimento são essenciais para a vida de diversas espécies que habitam estes ambientes lênticos.

A presença de várias cicatrizes de meandros no terceiro compartimento, muitas destas com largura maior que a do rio Miranda atual (aproximadamente 30 metros mais largos), são evidências de períodos mais úmidos na bacia. Como essas feições estão sendo truncadas pelo rio Miranda, percebe-se que estes meandros são gerações mais antigas do que aqueles cortes de meandros mais próximos ao rio. Deste modo, neste compartimento, além de processos deposicionais, predominam

processos geomórficos de corte de meandro de diferentes gerações, cujas características morfológicas indicam possíveis mudanças climáticas na bacia.

[Kuersten \(2010\)](#), baseado em informações biológicas, sedimentares e cronológicas, inferiu sobre momentos distintos onde o rio Paraguai foi submetido a condições mais úmidas (~ 6.700 anos AP) em um “sistema fluvial meandrante com grande energia, nômade, que formava grandes lagos (de meandros e canais abandonados), sujeitos a inundações de grande magnitude”.

Posteriormente, no rio Paraguai, ocorre a redução dos pulsos ou da intensidade das inundações (~ 3.900 anos AP). No rio Miranda, essas marcas de meandros antigos com dimensões muito superiores aos meandros atuais também foram relatadas por [Merino, Assine e Pupim \(2013\)](#) e [Merino \(2016\)](#) em diversos pontos do sistema deposicional do rio Miranda (baixo curso) e foram associadas às mudanças paleo-hidrológicas.

3.5 Síntese e apontamentos finais

Os processos de erosão, transporte e sedimentação em sistemas fluviais são influenciados por fatores diversos, como uso das terras, clima e relevo. No entanto, a geologia representa um dos principais controles à montante na medida em que interfere nas taxas de erosão mecânica e química, refletindo deste modo, tanto no escoamento, quanto na produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica. Dada essa condição, este elemento foi adotado como ponto de partida para realizar a compartimentação do sistema canal-planície do rio Miranda, e buscando relações com outros elementos, foram identificadas as principais unidades geomórficas presentes no canal principal (rio Miranda) e nas suas áreas adjacentes, ou seja, na planície de inundação.

Inicialmente, na identificação da configuração do vale, destaca-se que as áreas de vale confinado ocorrem majoritariamente onde predominam declividades mais acentuadas e relevo típico de planalto, como nas serras da Bodoquena e de Maracajú.

As configurações de vale parcialmente confinado mostram também uma transição nos tipos de rochas e a partir desta, os rios passam a percorrer rochas do Grupo Cuiabá e arenitos das formações Aquidauana e Botucatu. Por fim, os rios de vale não confinado lateralmente estão associados às zonas de confluência com o rio Miranda e também, às planícies de inundação dos rios Miranda e Salobra.

Os resultados indicaram ainda que, embora existam pequenos trechos retilíneos, de maneira geral, o rio Miranda apresenta um padrão meandrante, cujo índice de sinuosidade varia entre os compartimentos. Isso nos permite indicar que o rio Miranda apresenta-se ora como um canal de meandros tortuosos (quando exibem alterações na morfologia, isto é, trechos meandrantes e trechos retilíneos), ora como canal de meandros irregulares (quando se alternam meandros de diferentes tamanhos e formas). Os trechos retilíneos estão, em maior medida, nos compartimentos onde predomina leito rochoso, indicando o forte controle estrutural nesses trechos do rio.

As observações feitas em imagens de satélite e no Modelo Digital de Elevação permitiram a identificação de três compartimentos distintos para a área estudada, sendo que nos dois primeiros distinguem-se várias unidades geomórficas de canal, como barras laterais alternadas, barras centrais e ilhas. Essa característica é um indicativo da predominância dos processos de erosão e transporte de sedimentos em estágios de margens plenas ou alta vazão. Quando o rio retorna ao seu nível médio, a capacidade de transporte diminui e as unidades geomórficas abroham, podendo inclusive ser estabilizadas a partir da colonização vegetal.

No último compartimento, preponderam unidades geomórficas típicas de planície de inundação, o que evidencia predominância de processos deposicionais e maior interação do canal com as áreas adjacentes. A diminuição na declividade em relação aos compartimentos iniciais (1 e 2) é outro vestígio de que os processos fluviais foram alterados no *continuum* e com isso, o compartimento final (3) se consolida como uma zona de acumulação, contribuindo inclusive para a formação de complexos sistemas lacustres na planície pantaneira e na planície do rio Salobra, um dos principais afluentes do rio Miranda no compartimento 3. Além disso, nesses compartimentos predominam, além de processos deposicionais, processos geomórficos de corte de meandro de diferentes gerações, cujas características morfológicas indicam possíveis mudanças climáticas na bacia.

A transição entre o padrão de canal ocorre no compartimento 3, evidenciada por um *knickpoint* que caracteriza o rebaixamento de um bloco de relevo. Essa feição representa portanto, o local onde o rio Miranda deixa de percorrer um leito rochoso e passa a correr sobre seus próprios sedimentos, ou seja, leito aluvial. Este compartimento apresenta o menor valor de declividade (0,14 m/km), valor que ajuda a comprovar o referido rebaixamento e a transição entre padrões fluviais.

As imagens do satélite Landsat 8 com diferentes composições coloridas, o Modelo Digital de Elevação (ALOS/PALSAR) e as observações qualitativas no *software Google Earth* (imagens atuais e pretéritas), possibilitaram a identificação e qualificação destas unidades geomórficas, evidenciando um procedimento bastante válido para a realização da compartimentação com base na geologia, em zonas homólogas e em unidades geomórficas.

Por fim, a compartimentação representa um importante instrumento para análise das mudanças na paisagem, visto que a partir da identificação das unidades geomórficas e entendimento dos processos que as consolidam no canal e/ou na planície de inundação, a história evolutiva do canal pode ser vislumbrada.

Com isso, ganha-se possibilidades para a gestão ambiental, para manutenção e conservação de ecossistemas, bem como, para o gerenciamento eficiente dos recursos hídricos numa perspectiva voltada à gestão de rios. Ou seja, não olhar o rio como um mero condutor de águas, mas sim, como um sistema fluvial complexo e dotado de signos e significados que traduzem a evolução da paisagem e o comportamento dos processos erosivos e deposicionais com base em trechos do canal. A partir da análise por trechos, ou seja, por compartimentos, ter-se-á uma ideia do funcionamento como um todo.

CAPÍTULO IV

O ALTO-MÉDIO CURSO DO RIO MIRANDA

Análise hidrossedimentológica e as relações de geometria hidráulica



4.1 Apontamentos iniciais

A distribuição espaço-temporal das águas e da carga sedimentar transportada em suspensão em uma determinada bacia hidrográfica, bem como seu armazenamento podem ser estudados estatisticamente por meio de series históricas de registros de vazão e concentração de sedimentos. Estas análises perpassam, por exemplo, pelo estabelecimento da curva de permanência e de valores de referência que podem indicar vazões mínimas, médias e máximas. Considerando a distribuição temporal, as vazões podem ser analisadas a partir de variáveis como magnitude, recorrência, frequência (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017), tensão, permanência, sazonalidade (AQUINO; STEVAUX; LATRUBESSE, 2005), índice de conectividade (CORRADINI; STEVAUX; FACHINI, 2008).

Essas variáveis são representativas para estudos da variação do fluxo e por sua vez, auxiliam na compreensão da morfologia dos canais, pressupondo que a geometria hidráulica em um determinado sistema fluvial é um produto da quantidade de água escoada, da carga sedimentar transportada, da continuidade do fluxo e da resistência do substrato (HUANG; NANSON, 2000; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Estas características que atuam intrinsecamente no sistema fluvial possibilitam negar a hipótese de que um canal seria dimensionado unicamente pelas vazões máximas (visto que estas são responsáveis pelo maior volume de água e sedimentos) e indicar que os processos genéticos e morfológicos dos canais estariam relacionados à um rol de vazões que compreende a vazão de margens plenas (Q_b) ou *bankfull*, a vazão efetiva (Q_e) ou *effective discharge* e também, a vazão dominante (Q_{dom}) ou *dominant discharge* (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A vazão de margens plenas (Q_b) é definida pelo fluxo que preenche completamente o canal, cujo valores excedentes incidem no transbordamento das águas para a planície de inundação. Deste modo, pode-se inferir que esta vazão possui significado morfológico, uma vez que representa os limites entre o canal e a planície de inundação (LENZI; MAO; COMITI, 2006) e pode provocar mudanças hidráulicas no canal. Macedo (2017, p.129) indicou que esta vazão poderia ser considerada “o fluxo de maior eficiência na manutenção e modificação das dimensões do canal”. Estatisticamente é definida como a vazão que tem tempo de retorno entre 1,2 e 3,3 anos (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A vazão efetiva (Q_e) é representada pelo fluxo que mais transporta sedimentos ao longo da série histórica e seu princípio teórico envolve as variáveis magnitude e frequência. Isto porque uma vazão de grande magnitude transporta grande quantidade de sedimentos, mas geralmente, tem frequência muito baixa, logo, essa vazão necessariamente indica o maior valor de carga sedimentar transportada ao longo dos anos. Em geral, a vazão efetiva apresenta tempo de retorno que varia entre 1 e 2 anos (WOLMAN; MILLER, 1960; ANDREWS, 1980).

Alguns autores concordam que a vazão de margens plenas corresponde à vazão efetiva (WOLMAN; MILLER, 1960; CHARLTON, 2008), contudo, conforme descrevem Stevaux e Latrubesse (2017), isso não é uma regra, e a hipótese mais aceita é que os valores podem variar entre os diferentes tipos de canais e até mesmo, entre trechos do mesmo canal com características geológicas e geomorfológicas distintas (MACEDO, 2017).

Por fim, a vazão dominante (Q_{dom}) corresponde ao fluxo com o maior volume de água ao longo do ano hidrológico ou da série histórica. Neste caso, considera-se as variáveis frequência e permanência, ponderando que uma vazão de grande magnitude possui baixa frequência e apesar de carregar um grande volume de água em um certo evento específico (uma cheia, por exemplo), não teria grande representatividade em termos de série histórica (CROWDER; KNAPP, 2005). Logo, vazões mais frequentes, ou seja, que ocorrem em um grande número de dias, apesar de valores mais baixos, acabam por apresentar um volume de água mais elevado (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

As características de cada tipo de vazão previamente descritas, bem como sua relação com a curva de permanência da série histórica, com o volume de chuvas e/ou com a carga de sedimentos transportada podem traduzir o comportamento do rio, ou ao menos, de um determinado trecho, e auxilia na compreensão do funcionamento do sistema fluvial como um todo, perpassando pelo entendimento das características dos trechos análogos, pois o comportamento geomorfológico responde intrinsecamente aos processos de erosão, transferência e/ou acumulação da carga sedimentar.

Estes processos vão interferir diretamente na função geomórfica de um evento de fluxo específico (seja a vazão dominante, a vazão efetiva ou a vazão de margens plenas), podendo variar a jusante (CROWDER; KNAPP, 2005). Por este motivo, torna-se fundamental a realização de pesquisas que visem quantificar e descrever as

funções geomórficas das vazões em bacias hidrográficas, considerando a variação do fluxo, e principalmente sua magnitude e sua frequência, uma vez que estas variáveis indicam também, características da dinâmica hidrossedimentar do canal e da planície de inundação.

Conforme indicam [Leopold, Wolman e Miller \(1964\)](#), as mudanças hidrológicas que ocorrem nos rios são capazes de produzir vários efeitos na dinâmica do canal, como o aumento da erosão das margens e formação/alteração de unidades geomórficas. Por isso, conhecer a dinâmica hidrossedimentológica em bacias hidrográficas é fundamental para o desenvolvimento de projetos que visem a conservação dos recursos naturais bem como de projetos necessários ao uso comum das águas pelos diferentes estratos da sociedade, tomando como premissa que a água é um bem comum, dotado de valor econômico, porém limitado ([PEREIRA; KOBIYAMA; CASTRO, 2014](#)). Nesta perspectiva, considerando as indicações de [Brierley \(2000\)](#), pode ser inútil aplicar esforços e recursos significativos em projetos de conservação/recuperação a jusante se uma grande massa de sedimentos se posicionar imediatamente a montante.

O rio Miranda já foi estudado por diferentes perspectivas, como pela contaminação das águas por agrotóxicos ([DORES; CALHEIROS, 2008](#)), pela qualidade da água e as possíveis influências da poluição por carga difusa ([MORESCHI; PAES; CALHEIROS, 2015](#)), pelas mudanças no uso das terras e seus efeitos nos padrões da paisagem ([ESTEVAM, 2015](#)), bem como inventários de vegetação e solos ([POTT; DAMASCENO-JUNIOR, 2014](#)).

Do ponto de vista hidrológico, o rio Miranda já foi abordado por [Dias e Arndt \(2009\)](#), que estudaram a disponibilidade hídrica a partir dos valores de vazões de referência (Q_{95} , Q_{90} , Q_{50} e $Q_{7,10}$), realizando análises para fins de uso e outorga. Mas, não consideram neste caso a dinâmica sedimentar. Buscando compreender a disponibilidade de água na bacia do rio Miranda, [Almeida et al., \(2014\)](#) analisaram a aplicação de métodos de probabilidade teórica (Normal, Log-Normal, *Weibull*, *Gumbel* e *Log-Gumbel*) aos dados de vazões mínimas para sete dias consecutivos de bacia ($Q_{7,10}$), tendo indicado que a distribuição *Log-Gumbel* apresentou maior acurácia na representação dos dados das séries e atingiu o melhor valor de ajuste para a vazão de referência analisada.

Pelo prisma da dinâmica geomorfológica, o baixo curso do rio Miranda foi estudado por [Merino \(2011\)](#), que apresentou uma proposta de compartimentação do trecho aluvial do rio Miranda (médio-baixo vale) com base no estilo do canal, nos processos e nas formas (deposicionais e erosivas) encontradas no canal e na planície de inundação. O autor destacou que a sinuosidade no canal varia de média à alta, o que caracteriza o rio Miranda como um típico canal meandrante na maior parte do seu percurso em domínio aluvial.

[Merino, Assine e Pupim \(2013\)](#) indicaram que o baixo curso do rio Miranda apresenta três compartimentos fluviais com diferentes estilos. O primeiro, ainda no domínio do planalto, é caracterizado por um cinturão de meandros em planície agradacional confinada em vale no embasamento cristalino. O segundo, inicia-se quando o canal adentra o Pantanal e forma um cordão composto por canal e diques marginais, que se destacam pela elevação mais alta em relação à planície agradacional. Neste compartimento, a planície deixa o vale confinado e se torna mais larga com presença de paleocinturões de meandros e meandros abandonados. Por fim, o terceiro compartimento caracteriza-se por um cinturão de meandros inciso em depósitos aluviais mais antigos, acusando a natureza degradacional da planície de inundação do rio Miranda neste trecho.

Também considerando os estilos fluviais, [Santos e Facincani \(2006\)](#) analisaram os padrões de canais em um trecho do médio vale do rio Miranda, fazendo inferências sobre aspectos morfológicos e dinâmicos do trecho, além de discutir questões do ciclo hidrológico. Estes autores indicaram uma tendência do aumento do débito fluvial a partir de 1970, que foi atribuída à variabilidade e a ritmicidade da precipitação regional, considerando sobretudo os períodos de “*El Nino*”, quando os valores se mostraram mais elevados. Em análise mais ampla, pode-se relacionar o aumento do débito à remoção da cobertura vegetal ([SANTOS; FACINCANI, 2006](#)).

As pesquisas realizadas no âmbito da geomorfologia fluvial do rio Miranda ([MERINO, 2011](#); [SANTOS; FACINCANI, 2006](#); [MERINO; ASSINE; PUPIM, 2013](#); [KUERTEN et al., 2017](#)) são relevantes, mas ainda existe carência por estudos que evidenciem uma abordagem integrada entre os processos hidrológicos e geomorfológicos pautados em análises estatísticas e na interpretação de unidades geomórficas presentes no canal e na planície de inundação, o que pode traduzir processos distintos entre os trechos.

Cabe mencionar ainda que esta proposta apresenta outro recorte da bacia hidrográfica do rio Miranda em relação àquele identificado nos trabalhos desenvolvidos por Santos e Facincani (2006) e Kuerten *et al.*, (2017), além de uma outra perspectiva teórico-metodológica (WOLMAN; MILLER, 1960; CROWDER; KNAPP, 2005; LENZI; MAO; COMITI, 2006; MACEDO, 2017) que envolve questões hidrossedimentológicas e processos que alteram a paisagem fluvial do rio Miranda, pois não existe nenhum trabalho com esta abordagem desenvolvido nessa porção do espaço geográfico. Dado o exposto, o objetivo geral deste capítulo é caracterizar o atual regime hidrossedimentar do alto-médio rio Miranda, evidenciando o tipo de vazão responsável pela morfologia do canal e as relações de geometria hidráulica.

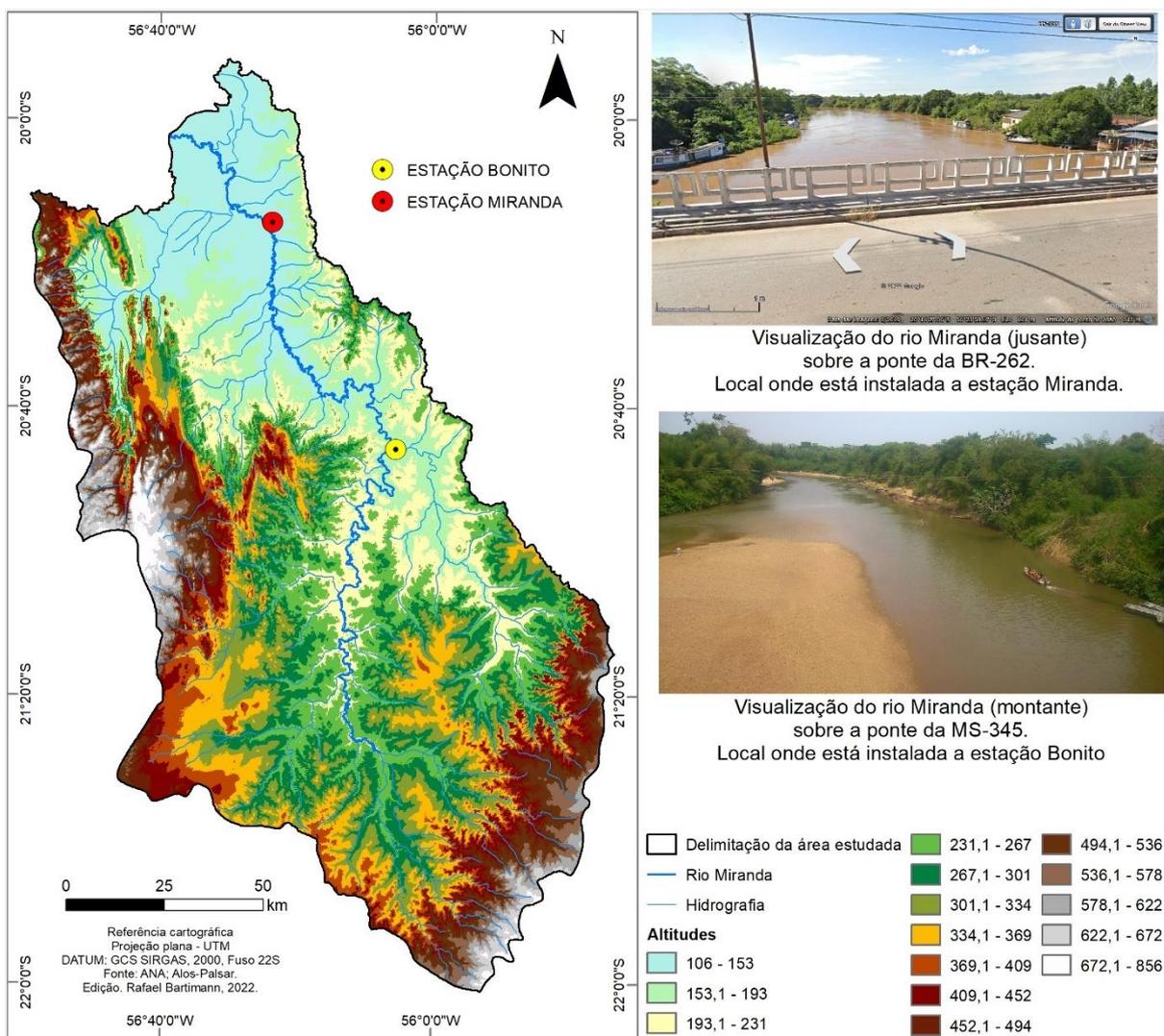
Para alcançar este propósito, percorre-se três caminhos complementares de investigação. No primeiro, o regime hidrológico foi caracterizado com base em vazões de referência (máximas e mínimas). Posteriormente, foi discutido o transporte de sedimentos em suspensão e a conectividade no sistema canal-planície. Por fim, a partir dos dados das estações fluviométricas presentes na área estudada, as relações de geometria hidráulica foram investigadas.

4.2 Materiais e procedimentos metodológicos

Para atingir o objetivo proposto, sequências não lineares de procedimentos foram executadas, utilizando *softwares* computacionais específicos (SisCah 1.0 e Microsoft Excel) e os arquivos da base de dados hidrológicos da Agência Nacional das Águas – ANA, que foi acessada por meio do portal Hidroweb. Na área estudada existem duas estações fluviométricas instaladas (Figura 32), localizadas nos municípios de Bonito e Miranda, e por este motivo, adotou-se o nome do município como referência à estação fluviométrica utilizada.

Optou-se por delimitar um recorte temporal para as séries históricas de cada estação em função da ausência de dados entre 1989 e 1993 (período de 4 anos). Logo, as séries analisadas datam de 1994 até 2020 (período de 26 anos).

Figura 32: Localização das estações fluviométricas estudadas.



Fonte das fotos: *Google Street View*. Elaborado pelo autor.

Inicialmente, visando a caracterização do regime hidrológico do rio Miranda, utiliza-se o arquivo denominado “vazões”, obtido no portal Hidroweb – ANA, na extensão “.mdb” e o *software* SisCAH 1.0 (SOUSA; BOF; PRUSKI, 2009). Foram realizadas análises estatísticas para determinação das vazões máximas ($Q_{m\acute{a}x}$) com tempo de retorno de 10 anos, das vazões mínimas com 7 dias de duração e tempo de retorno de 10 anos ($Q_{7,10}$) e das vazões mínimas de referência (Q_{95}), conforme resolução número 25 do Conselho Estadual de Recursos Hídricos (CERH/MS, 2015).

O conjunto de dados de cada estação foi testado a partir de seis modelos de distribuição de probabilidade, sendo estes: Gumbel, Pearson 3, *Logpearson* 3, *Lognormal* 2, *Lognormal* 3 e Weibull (NAGHETTINI; PINTO, 2007). Foi estabelecido um nível de probabilidade de 95% para estimativa dos intervalos de confiança

(superior e inferior) de cada distribuição, e a escolha da distribuição mais adequada a cada série histórica se deu em função da menor variação entre esses intervalos (KITE, 1988).

Dados de vazão diária foram plotados em função do tempo para gerar hidrogramas que demonstraram a variação do fluxo nas estações fluviométricas de Bonito e Miranda, bem como possíveis anomalias. Dados de vazão média mensal também foram analisados visando a identificação de períodos sazonais.

Posteriormente, para discussão do transporte de sedimentos em suspensão e da conectividade no sistema canal-planície foi necessário estimar os valores de vazão de margens plenas (Q_b), de vazão efetiva (Q_{ef}) e também, de vazão dominante (Q_{dom}). Estes valores compreendem o rol de vazões que podem responder em maior medida, pela morfologia do canal e da planície de inundação (MACEDO, 2017; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). Para isso, utilizou-se o arquivo denominado “resumo de descargas” para estabelecer uma relação cota-vazão e o arquivo titulado “sedimentos” para constituir uma relação vazão-carga de sedimentos em suspensão. Ambos arquivos foram obtidos no portal Hidroweb – ANA.

Para estimar a vazão de margens plenas (Q_b) é preciso antes definir o nível de margens plenas, isto é, a partir de qual cota ocorre o transbordamento do canal em cada estação (MACEDO, 2017). Para isto, foi feita aquisição do arquivo denominado “Perfil Transversal”, no sistema Hidroweb, e a partir deste, calculou-se a média histórica das cotas nas duas margens (direita e esquerda). O menor valor corresponde à cota de margens plenas. Em seguida, considerando a relação cota – vazão, estima-se a vazão de margens plenas (Q_b).

Para determinar a vazão efetiva (Q_{ef}) e vazão dominante (Q_{dom}), seguindo os procedimentos indicados por Macedo (2017), foi preciso inicialmente determinar as frequências das vazões diárias de cada estação, agrupadas em intervalos de classes, bem como, gerar a curva de permanência destas vazões. A classe de vazão que transporta a maior quantidade de sedimento é considerada a vazão efetiva enquanto que a vazão dominante será representada pela classe de vazão que transporta o maior volume de água.

Esses procedimentos permitiram o cálculo da descarga sólida suspensa nas duas estações fluviométricas, a estimativa da quantidade de sedimento que é transferido para a planície de inundação do rio Miranda, bem como, a definição da

vazão formativa do rio Miranda nas duas estações fluviométricas. Informações estas que são fundamentais para avaliar o comportamento hidrossedimentológico do sistema canal-planície.

Por fim, foi abordada a geometria hidráulica das estações fluviométricas presentes na área estudada, o que representa uma análise quantitativa das relações entre vazão (variável independente), forma do canal, carga sedimentar e declividade (MACEDO, 2017; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). As relações de geometria hidráulica descrevem o comportamento da velocidade de fluxo, da largura e da profundidade do canal de um rio aluvial em função da variação das vazões, sendo que os ajustes podem ocorrer na própria seção transversal (*at station*) ou ao longo do canal (*downstream*). Para essa análise, considerou-se as relações entre as variáveis com base nas funções potenciais propostas por Leopold e Maddock (1953), conforme apresentado nas equações 1, 2 e 3.

$$L = aQ^b \quad (1)$$

$$P = cQ^f \quad (2)$$

$$V = kQ^m \quad (3)$$

Nas funções apresentadas, Q é a vazão (m^3/s), L é a largura (metros), P é a profundidade (metros) e V é a velocidade média em m/s . Todas essas informações podem ser adquiridas no arquivo denominado “Resumo das Descargas”. As constantes numéricas a , c , k , b , f e m foram encontradas plotando-se os valores das variáveis L , P e V contra a vazão em escala logarítmica. Como a vazão é produto destas três variáveis ($Q = L \cdot P \cdot V$), pode-se encontrar uma relação bem definida entre expoentes ($b + f + m = 1$) e coeficientes ($a \cdot c \cdot k = 1$).

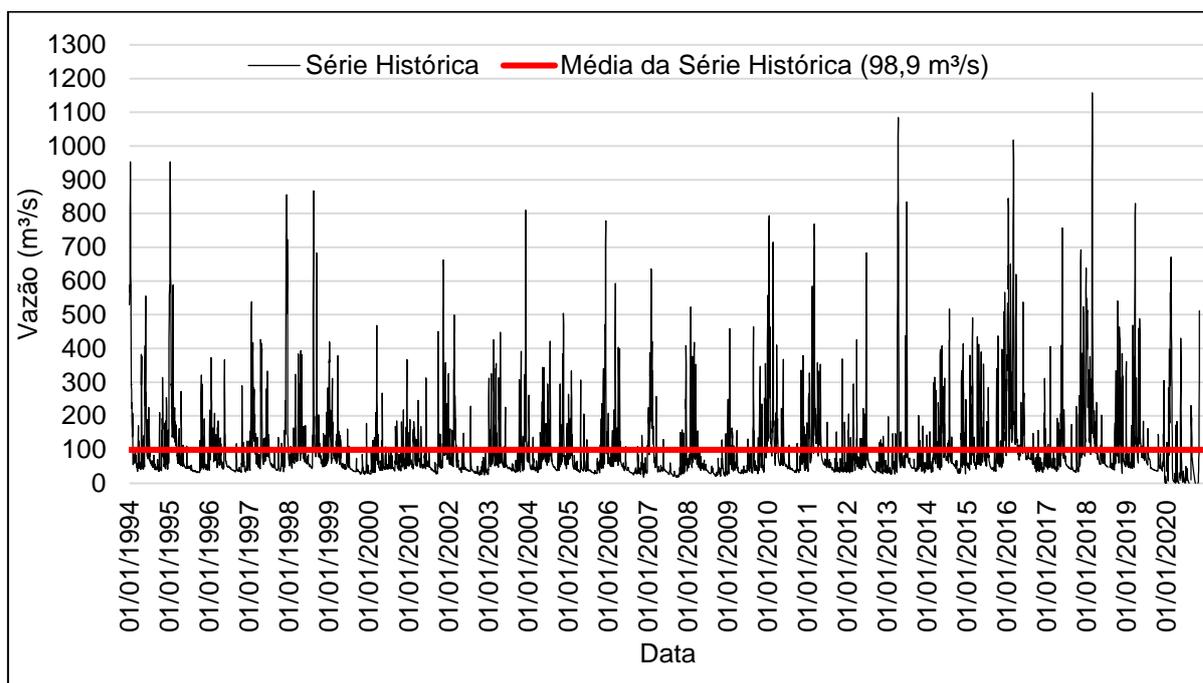
Conforme descrevem Stevaux e Latrubesse (2017), as relações entre os coeficientes não são muito pertinentes para a geometria hidráulica dos rios, contudo, os expoentes podem expressar o ritmo das mudanças que ocorrem na largura e/ou na profundidade do canal, bem como na velocidade do fluxo em função da variação das vazões.

4.3 O regime hidrológico do rio Miranda

A vazão é uma variável utilizada para comparar o regime hidrológico entre os trechos de um rio, bem como para estimar a disponibilidade hídrica e até mesmo para diagnosticar impactos ambientais. As flutuações que ocorrem em uma determinada série histórica de vazões podem ser representadas por meio de hidrogramas, fornecendo noções de variação temporal e periodicidade de estações secas e úmidas.

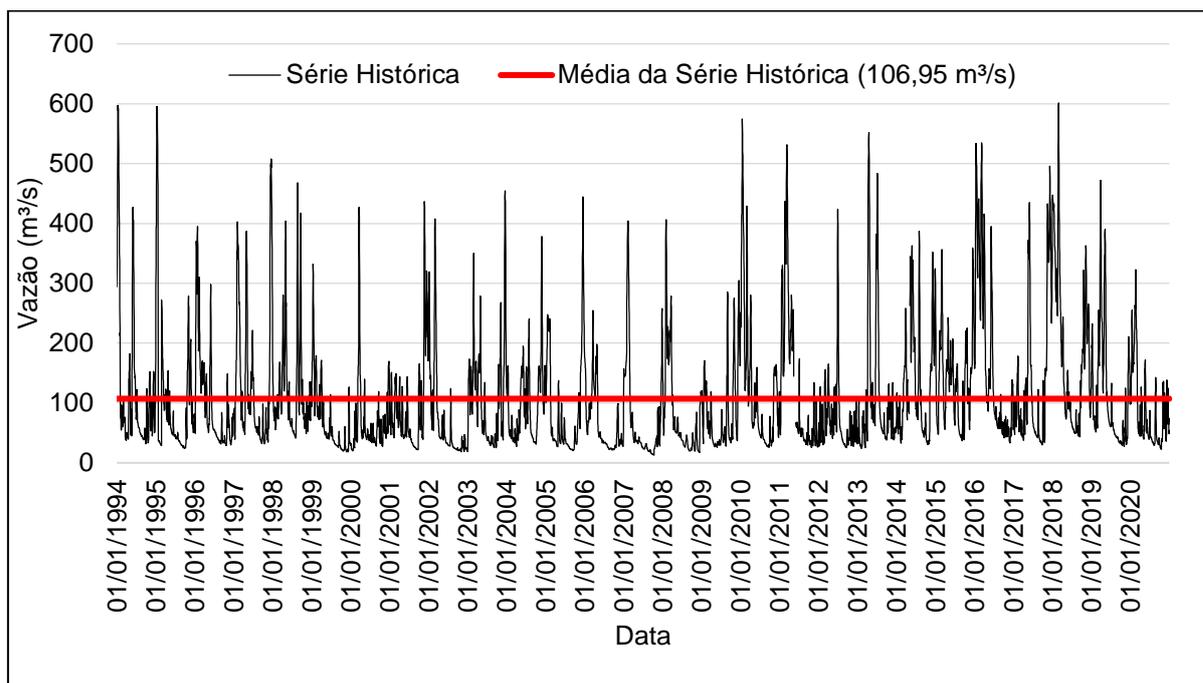
Para que não exista encobrimento dos resultados e para que os picos de vazões máximas e mínimas fossem apresentados de forma clara, os hidrogramas do rio Miranda foram elaborados a partir de vazões diárias (AQUINO; STEVAUX; LATRUBESSE, 2005). Deste modo, fica nítida a oscilação do regime hidrológico do sistema, tanto na estação de Bonito (Figura 33), quanto na estação de Miranda (Figura 34).

Figura 33: Hidrograma de vazões diárias (estação Bonito, 1994-2020).



Elaborado pelo autor.

Figura 34: Hidrograma de vazões diárias (estação Miranda, 1994-2020).



Elaborado pelo autor.

Especialmente, não existe uma relação linear entre as vazões diárias registradas nas estações de Bonito e Miranda, isto é, o aumento da vazão na estação montante (Bonito) não é refletido de forma proporcional na estação jusante (Miranda). Essa discrepância é ainda mais evidente em eventos de elevada magnitude. Entretanto, ao considerar as médias mensais e as médias anuais, essa relação aparece bastante forte, com coeficientes de determinação de 0,8455 e 0,9148, respectivamente.

Os hidrogramas das estações de Bonito e Miranda apresentam picos bastante pontiagudos e subidas rápidas das águas, refletindo períodos de cheia de curta duração, sendo que essa variação é maior na estação de Bonito. Ainda com base nos hidrogramas, pode-se inferir que o regime hidrológico do rio Miranda é caracterizado por uma significativa variação das vazões, sendo marcado principalmente por mudanças rápidas em sua magnitude.

O coeficiente de variação calculado com base nos valores de vazão média mensal é um pouco maior na estação de Miranda (0,40) em relação a estação de Bonito (0,37). Logo, os coeficientes apresentam valores mais elevados a jusante e tende a ser gradualmente menor em direção a montante. Contudo, considerando os dados de vazões diárias das séries analisadas, a variação é maior na estação

montante, apresentando valor do coeficiente de variação de 1,18. Na estação de Miranda este valor é de 0,93.

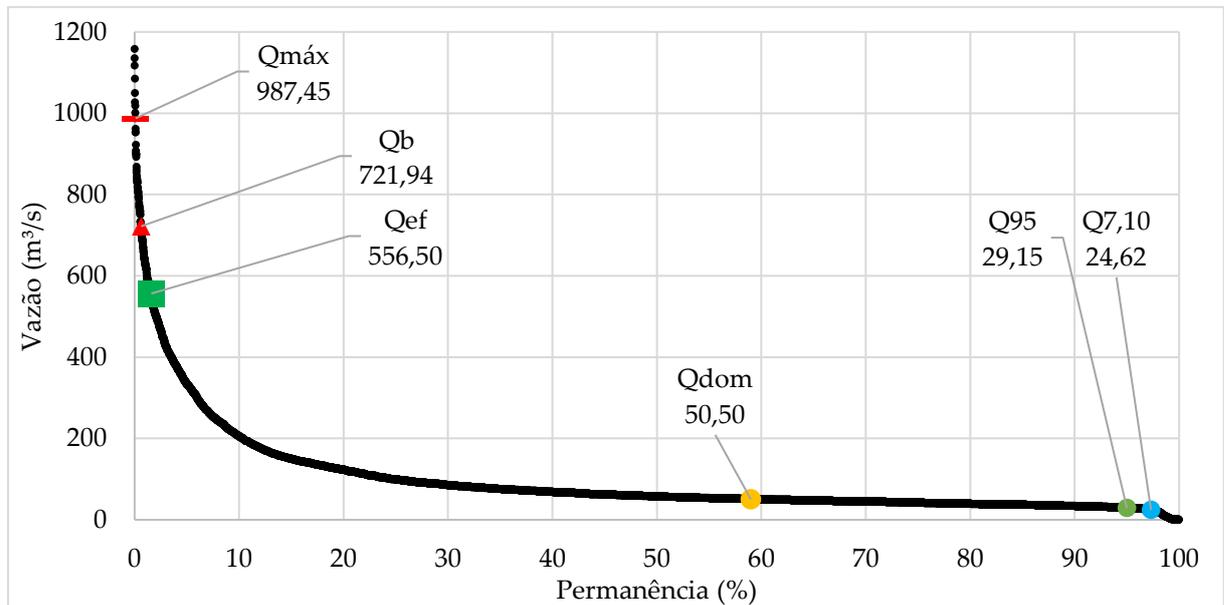
Conforme indicado no quadro 5, a oscilação entre máximos e mínimos se mantém ao longo das séries históricas, contudo, possuem um período de ocorrência relativamente bem definido. Períodos de estiagem ocorrem nos meses de setembro e outubro, enquanto que ondas de cheias ocorrem majoritariamente entre os meses de dezembro e março. A partir desta característica pode-se inferir que o regime de vazões do rio Miranda é caracterizado pela alta periodicidade. O reconhecimento dos períodos sazonais é relevante e possibilita o desenvolvimento de projetos em função das diferenças hidrodinâmicas que se estabelecem nos períodos de cheia - vazante - estiagem.

Quadro 5: Período de máximas e mínimas anuais nas estações analisadas.

Mês	Máximas		Mínimas	
	Bonito	Miranda	Bonito	Miranda
	Nº de eventos	Nº de eventos	Nº de eventos	Nº de eventos
Janeiro	6	5	2	1
Fevereiro	4	4	0	1
Março	5	6	1	1
Abril	1	1	1	1
Maio	1	0	0	0
Junho	1	1	0	0
Julho	1	0	1	1
Agosto	2	2	1	0
Setembro	0	0	11	11
Outubro	0	0	6	8
Novembro	2	2	3	2
Dezembro	4	6	1	1

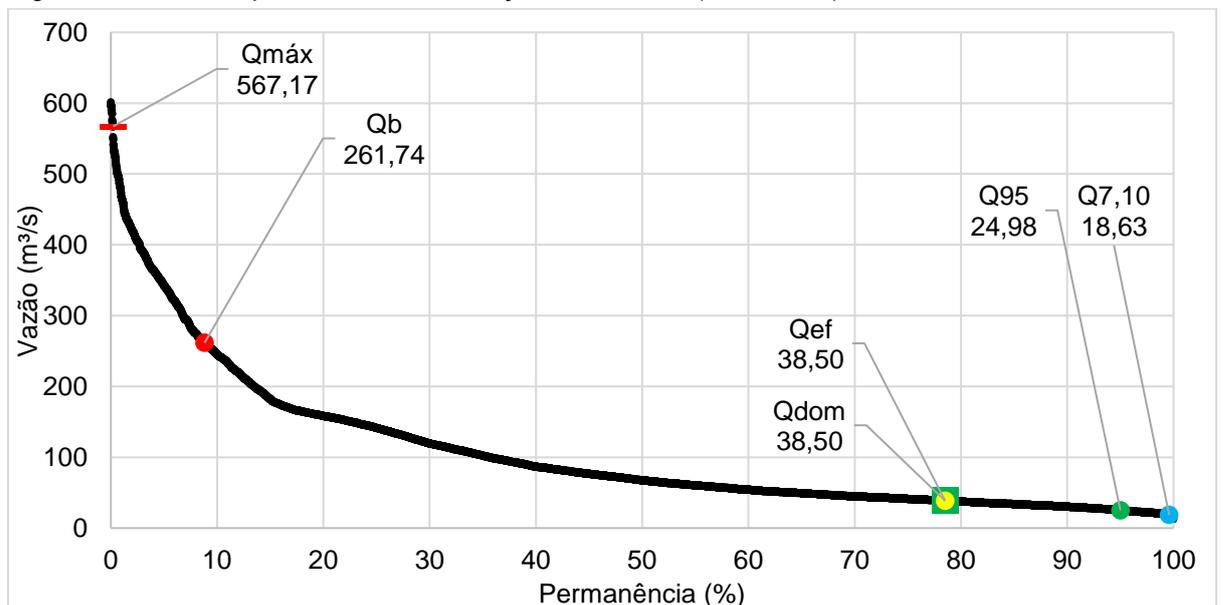
O registro de eventos de vazões com diferentes magnitudes é comum em qualquer sistema fluvial, e o tempo em que determinada vazão permanece no canal varia no tempo e no espaço. Logo, conhecer esses valores de referência permite que projetos de obras, usos e/ou conservação sejam aplicados com maior eficiência. Nas figuras 35 e 36 são apresentadas as curvas de permanência para as estações de Bonito e Miranda, bem como os valores de vazões máxima ($Q_{m\acute{a}x}$), mínimas (Q_{95} e $Q_{7,10}$), dominante (Q_{dom}), efetiva (Q_{ef}) e margens plenas (Q_b) para cada estação.

Figura 35: Curva de permanência na estação de Bonito (1994-2020).



Elaborado pelo autor.

Figura 36: Curva de permanência na estação de Miranda (1994-2020).



Elaborado pelo autor.

A curvatura da curva de permanência reflete as condições de escoamento na bacia. Nota-se que na estação de Bonito, essa curva é mais arqueada do que na estação de Miranda, o que indica maior variação do fluxo na primeira estação, que tem interferência direta de altas declividade e encostas mais íngremes associadas à Serra da Bodoquena e à Serra de Maracajú. Na estação de Miranda, o relevo é mais plano e tende a influenciar uma redução nas velocidades de escoamento do fluxo hipodérmico, bem como do fluxo acanalado. Essa situação é condizente com o comportamento oscilatório e pode refletir inclusive, níveis distintos de contribuição do lençol freático em períodos de estiagem.

A vazão máxima ($Q_{m\acute{a}x}$) na estação de Bonito é de 987,45 m³/s, estimando um tempo de retorno de 10 anos. Este valor foi ajustado a partir da distribuição do tipo *Lognormal 3*, que entre as distribuições testadas para a referida estação, foi aquela que apresentou menor amplitude entre os intervalos de confiança. Já a estação de Miranda, também com tempo de retorno de 10 anos, apresenta vazão máxima ($Q_{m\acute{a}x}$) de 567,17 m³/s, tendo este valor ajustado a partir da distribuição *Pearson 3*. Considerando que os valores de vazão máxima ($Q_{m\acute{a}x}$) encontrados nas distribuições *Lognormal 3* e *Pearson 3* são muito semelhantes (diferença < 0,25%), em ambas as estações, julga-se que as duas distribuições são adequadas para este fim (Tabela 1).

Tabela 1: Distribuições estatísticas usadas no cálculo de vazão máxima.

Distribuição	BONITO				MIRANDA			
	Interv. conf. sup. (95%)	$Q_{m\acute{a}x}$ (m ³ /s)	Interv. conf. inf. (95%)	Amplitude do Intervalo	Interv. conf. sup. (95%)	$Q_{m\acute{a}x}$ (m ³ /s)	Interv. conf. inf. (95%)	Amplitude do Intervalo
Gumbel	1227,18	1040,86	854,55	372,62	675,72	593,14	510,56	165,16
Pearson 3	1121,74	989,88	858,02	263,71	616,07	567,17	518,27	97,80
Logpearson 3	1223,31	1023,51	823,70	399,61	665,02	582,90	500,79	164,23
Lognormal 2	1144,07	989,67	835,26	308,82	632,20	570,63	509,05	123,15
Lognormal 3	1111,91	987,45	862,99	248,91	616,53	567,12	517,71	98,82

Na estação de Bonito, a vazão máxima ($Q_{m\acute{a}x}$) tem permanência de apenas 0,09% e valores iguais ou superiores ocorreram apenas oito vezes ao longo da série histórica estudada. Estas ocorrências datam de três períodos específicos. Entre 11 e 13 de abril de 2013, a $Q_{m\acute{a}x}$ variou entre 1.026,53 e 1.084,48 m³/s. Em 04 de março de 2016 foi registrada uma vazão de 1.017,50 m³/s e mais recentemente, entre os dias 22 e 25 de fevereiro de 2018, a $Q_{m\acute{a}x}$ na estação de Bonito variou entre 1.000,73 e

1157,29 m³/s, sendo esta última, a vazão máxima absoluta, isto é, o maior valor já registrado na série histórica.

Na estação de Miranda, a permanência da vazão máxima ($Q_{m\acute{a}x}$) é de 0,21% e os valores que a igualam ou a superam foram registrados em vinte eventos na série histórica. Estas ocorrências podem ser descritas a partir de quatro períodos específicos. Em 1994, entre os dias 09 e 15 de janeiro, a $Q_{m\acute{a}x}$ variou entre 584,77 e 597,19 m³/s. Já no ano seguinte, outro evento de cheia foi registrado. E no mesmo período mensal. Entre os dias 09 e 15 de janeiro, a $Q_{m\acute{a}x}$ variou entre 570,35 e 595,12 m³/s. Nos dias 16 e 17 de janeiro de 2010, foram registrados respectivamente, 574,46 e 572,40 m³/s para $Q_{m\acute{a}x}$. Por fim, no ano de 2018, entre os dias 27 de fevereiro e 02 de março, foram registradas vazões máximas que variaram entre 569,32 e 601,35 m³/s, sendo este, o valor que corresponde à vazão máxima absoluta.

Considerando um período de sete dias consecutivos com tempo de retorno de 10 anos, a estação de Bonito apresenta vazão mínima ($Q_{7,10}$) é de 24,62 m³/s, enquanto que na estação de Miranda, esse valor é de 18,63 m³/s. Em ambas as estações, os valores se ajustaram com mais precisão à distribuição *Logpearson 3* (Tabela 2).

Tabela 2: Distribuições estatísticas dos cálculos de vazão mínima ($Q_{7,10}$).

Distribuição	BONITO				MIRANDA			
	Interv. conf. sup. (95%)	$Q_{7,10}$ (m ³ /s)	Interv. conf. inf. (95%)	Amplitude do Intervalo	Interv. conf. sup. (95%)	$Q_{7,10}$ (m ³ /s)	Interv. conf. inf. (95%)	Amplitude do Intervalo
Weibull	26,87	23,98	21,08	5,80	20,88	18,25	15,61	5,27
Pearson 3	27,14	24,03	20,92	6,22	21,22	18,55	15,88	5,34
Logpearson 3	26,66	24,62	22,58	4,08	21,04	18,63	16,21	4,83
Lognormal 2	27,03	24,47	21,90	5,13	21,60	18,57	15,53	6,07

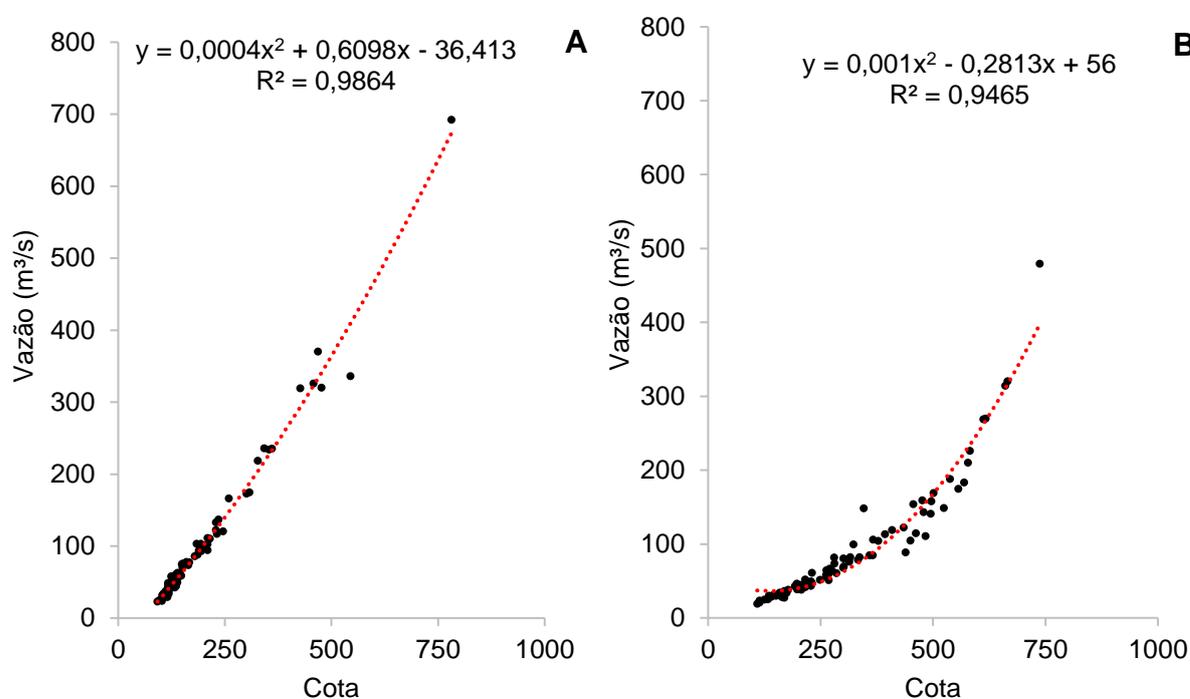
Outra possibilidade de abordagem dos fluxos mínimos é através da vazão denominada Q_{95} , definida por [Souza et al., \(2012\)](#) como a vazão que tem 95% de probabilidade de permanecer no canal. Na estação de Bonito, a Q_{95} é de 29,15 m³/s e na estação de Miranda, este valor é de 24,98 m³/s. O conhecimento destes valores é suma importância para a gestão dos recursos hídricos no estado de Mato Grosso do Sul, pois nos termos da resolução CERH/MS n° 025, estes seriam os valores base para processos de outorga em águas superficiais.

4.4 Características hidrossedimentológicas e vazão formativa do rio Miranda

Para examinar as características hidrossedimentológicas de um sistema fluvial, é fundamental estabelecer a relação cota-vazão do rio estudado (MACEDO, 2017).

Conforme mostra a Figura 37, as curvas das duas estações fluviométricas, Bonito e Miranda, se ajustam bem a uma equação polinomial de grau 2, apresentando elevados valores nos coeficientes de determinação, sendo 0,9864 e 0,9465, respectivamente. Neste caso, pode-se inferir que a vazão aumenta em função da cota, sendo que na estação de Bonito, essa relação é mais intensa.

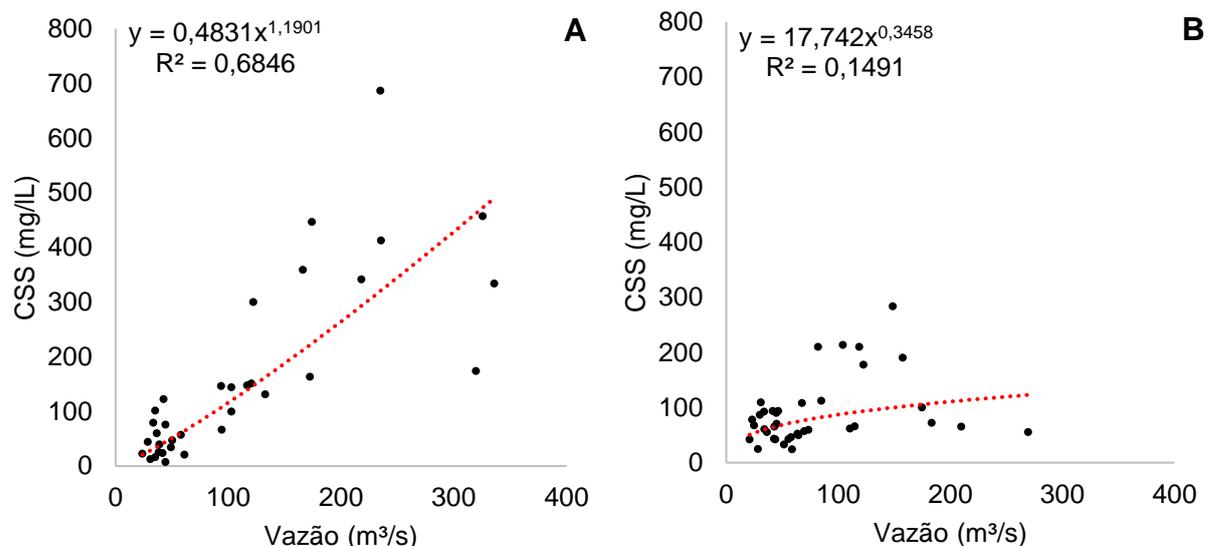
Figura 37: Relação cota-vazão nas estações analisadas, 1994 - 2020.



A) Bonito. B) Miranda. Elaborado pelo autor.

O entendimento da dinâmica hidrossedimentológica do rio Miranda depende também do estabelecimento da relação entre a vazão e a carga de sedimentos transportada em suspensão (CSS), conforme evidenciado na Figura 38.

Figura 38: Relação entre CSS e vazão.



A) Bonito. B) Miranda. Elaborado pelo autor.

Com base nos gráficos, percebe-se que na estação de Bonito, essa relação é moderadamente aceitável e isso pode ser evidenciado pelo valor do coeficiente de determinação de 0,6846 e pela dispersão dos dados no gráfico. Para a estação de Miranda, a relação entre a vazão e a carga suspensa apresenta alta variabilidade, o que pode ser notado no baixo valor do coeficiente de determinação definido em 0,1491.

Contudo, dados os valores positivos nos expoentes das duas equações, pode-se inferir que se existe aumento na vazão, existe também, aumento da carga de sedimentos em suspensão transportadas, sendo que essa relação é mais evidente nos trechos de montante (estação de Bonito), onde o canal parece mais encaixado em relação à jusante (estação de Miranda), onde pode ser notado uma extensa planície de inundação.

Outro fator essencial que ajuda a explicar essa relação é a heterogeneidade geológica da área estudada. Pois a carga de sedimentos transportada e o volume de água depende do ponto onde se concentraram as chuvas. Quando o maior volume de chuvas se concentra nas áreas de cabeceira, nas porções sul-sudeste, mais sedimento chega até a estação de Bonito, visto que esse volume de águas percorrerá áreas de arenitos (Aquidauana e Botucatu). Caso não ocorra transbordamento, parte deste sedimento irá alcançar a estação Miranda, acarretando valores mais elevados de CSS na estação a jusante. Por outro lado, se as chuvas se concentram nas adjacências da Serra da Bodoquena, menos sedimento será registrado na estação de Miranda, pois esta unidade de relevo não produz muito sedimento suspenso pois é constituída por

rochas calcárias. Isso explica a alta variabilidade na relação vazão-sedimento em Miranda ($R^2=0,1491$). Na estação de Bonito, essa relação é menos evidenciada porque sofre menos influência da Serra da Bodoquena, uma vez que possui menos tributários que drenam essa porção da bacia. Isso se reflete numa menor variação da relação vazão-sedimento ($R^2=0,6846$).

A geomorfologia fluvial é condicionada pela variação das vazões. Hipoteticamente, os processos que constroem o canal e alteram as unidades geomórficas presentes no canal e na planície de inundação podem ser associados às vazões máximas, partindo da premissa de que esta é caracterizada pelo maior volume de água e sedimentos. Contudo, essa relação não é tão simples, pois as variáveis que atuam na construção, tanto do canal quanto da planície de inundação estão diretamente relacionadas à frequência, à permanência e à magnitude dos eventos enchente/inundação (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Diante do exposto, diversos pesquisadores identificam a chamada vazão formativa (ou morfológica), ou seja, a descarga fluvial que seria, em maior medida, responsável pela construção do canal e alteração das unidades geomórficas (WOLMAN; MILLER, 1960; CROWDER; KNAPP, 2005; LENZI *et al*, 2006; MACEDO, 2017). Porém, este assunto é bastante complexo e não existe consenso na literatura que defina qual tipo de vazão seria esta. Conforme indicam Stevaux e Latrubesse (2017), a vazão formativa pode ser constituída por um rol de vazões que inclui: vazão dominante (Q_{dom}), vazão efetiva (Q_{ef}) e vazão de margens plenas (Q_b).

Na estação de Bonito, a cota que define os níveis de margens plenas é de 820,87 cm. Logo, conclui-se a partir da curva de relação cota-vazão (Figura 26-A), que a Q_b nesta estação é de 721,94 m³/s, tendo permanência de 0,63% e tempo de retorno de ~2,1 anos. A vazão efetiva (Q_{ef}) é de 556,50 m³/s com permanência de 1,60%. A vazão dominante (Q_{dom}) é de 50,50 m³/s e representa a descarga que permanece por mais tempo no canal (em relação as outras vazões), ocorrendo em 59% dos eventos registrados.

Na estação de Miranda, o nível de margens plenas é definido pela cota 611,71 cm. Com base na relação cota-vazão (Figura 26-B), a Q_b é de 261,74 m³/s com permanência de 8,82% e tempo de retorno de ~1,2 ano. A vazão efetiva (Q_{ef}) e a vazão dominante (Q_{dom}) na estação de Miranda apresentaram o mesmo valor, isto é, 38,50

m³/s. Esse valor permanece no canal em 78,51% dos eventos analisados. O tempo de retorno obtido para as vazões de margens plenas nas estações de Bonito e Miranda corroboram com [Stevaux e Latrubesse \(2017\)](#), que indicaram que Q_b ocorre estatisticamente entre 1,2 e 3,3 anos.

Considerando a carga de sedimentos em suspensão transportada, percebe-se que na estação de Bonito, a vazão de margens plenas (Q_b) transporta 75.913,05 toneladas por dia, a vazão efetiva (Q_{ef}) transporta 13.281,06 ton/dia e por fim, a vazão dominante (Q_{dom}) transporta 224,32 ton/dia. Nota-se, portanto, um valor bastante elevado de sedimentos em suspensão para eventos de alta magnitude, conforme evidenciado nas vazões de margens plenas.

Apesar da Q_b apresentar um alto valor de carga transportada, o tempo de permanência desta vazão é bastante curto (0,63%). Logo, como estes eventos são pouco frequentes, a carga total transportada será relativamente menor do que aquela transportada pela Q_{dom} , até mesmo porque esta última apresente permanência elevada (59%). Por sua vez, a Q_{ef} vai ser responsável por transportar uma carga total muito mais elevada de sedimentos mesmo com tempo de permanência relativamente baixo (1,60%), visto que a concentração de sedimentos em suspensão transportada nesta vazão é relativamente alta.

Na estação de Miranda, a vazão de margens plenas (Q_b) transporta 2.705,57 ton/dia de sedimentos em suspensão. A vazão efetiva (Q_{ef}) e a vazão dominante (Q_{dom}) apresentam o mesmo valor, logo, respondem de forma análoga ao transporte de sedimentos em suspensão. Essas vazões vão transportar uma carga de 208,58 toneladas por dia. Em síntese, na estação de Miranda, como a concentração de sedimento suspenso é menor e se altera pouco em função da vazão, um maior transporte de sedimento suspenso estaria associado a maiores volumes de água (Q_{dom}). O mesmo não acontece na estação Bonito porque mesmo que haja muito mais água perpassando o canal (Q_{dom}), a concentração de sedimentos em suspensão é baixa, o que resulta em transportes de sedimento menores.

Embora apresente um valor de carga suspensa maior, o tempo de permanência da Q_b na estação de Miranda é relativamente curto. Com isso, a carga total transportada pela Q_b é bem inferior. Cabe, portanto, inferir que as vazões efetiva e dominante vão responder em maior medida pelo transporte da carga de sedimentos em suspensão.

A partir da análise da vazão de margens plenas foi possível estimar a quantidade água e de sedimento que é transferido para a planície de inundação em episódios de vazão de alta magnitude (Tabela 3).

Tabela 3: Quantidade de água e sedimento transferida para a planície de inundação.

Ano	BONITO			MIRANDA		
	Quantidade de água (L)	Concentração média (mg/L)	Sedimento transferido (Ton)	Quantidade de água (L)	Concentração média (mg/L)	Sedimento transferido (Ton)
1994	6,24x10 ¹⁰	1524,94	95.134,97	6,20x10 ¹¹	143,02	88.624,54
1995	6,24x10 ¹⁰	1524,94	95.134,97	4,26x10 ¹¹	145,17	61.904,18
1996	---	---	---	1,60x10 ¹¹	130,46	20.901,09
1997	4,52x10 ¹⁰	1343,63	60.775,52	6,17x10 ¹¹	137,09	84.650,52
1998	2,65x10 ¹⁰	1385,56	36.703,60	2,76x10 ¹¹	135,15	37.318,85
1999	---	---	---	2,40x10 ¹⁰	128,69	3.085,22
2000	---	---	---	8,96x10 ¹⁰	139,68	12.509,36
2001	---	---	---	1,25x10 ¹¹	132,15	16.462,50
2002	---	---	---	1,34x10 ¹¹	132,47	17.706,07
2003	7,98x10 ⁹	1345,06	10.734,92	1,97x10 ¹¹	135,61	26.722,70
2004	---	---	---	5,84x10 ¹⁰	132,61	7.740,21
2005	6,19x10 ⁹	1314,19	8.138,17	1,39x10 ¹¹	135,73	18.812,51
2006	---	---	---	---	---	---
2007	---	---	---	1,59x10 ¹¹	133,66	21.317,46
2008	---	---	---	9,77x10 ¹⁰	132,19	12.917,76
2009	---	---	---	2,43x10 ¹⁰	124,74	3.027,12
2010	1,33x10 ¹⁰	1307,60	17.430,86	4,91x10 ¹¹	140,21	68.791,35
2011	5,53x10 ⁹	1294,97	7.165,51	5,11x10 ¹¹	136,64	69.797,18
2012	---	---	---	7,85x10 ¹⁰	135,99	10.675,87
2013	1,91x10 ¹⁰	1553,68	29.688,03	5,55x10 ¹¹	141,62	78.570,20
2014	---	---	---	2,30x10 ¹¹	130,13	29.955,24
2015	---	---	---	1,21x10 ¹¹	130,51	15.836,41
2016	1,91x10 ¹⁰	1528,39	29.204,75	1,01 x10 ¹²	139,30	140.944,63
2017	1,06x10 ⁹	1287,90	1.362,30	6,29x10 ¹¹	137,15	86.292,22
2018	1,50x10 ¹¹	1846,78	277.188,41	8,17x10 ¹¹	135,65	110.800,17
2019	1,32x10 ¹⁰	1398,99	18.497,93	2,59x10 ¹¹	135,74	35.174,41
2020	---	---	---	1,90x10 ¹⁰	126,55	2.408,12
Média	3,32x10 ¹⁰	1.435,13	52.858,46	3,03x10 ¹¹	134,92	41.651,76

Os valores apresentados foram calculados com base na metodologia de Macedo, (2017).

Considerando uma concentração média de 1.846,78 mg/l de sedimento, estima-se que em 2018, mais de 277 mil toneladas de sedimento foram transferidas para a planície de inundação na estação de Bonito. Na estação de Miranda, o ano de 2016 representa aquele cujo a maior quantidade de água foi transferida para a planície. Nesse ano, cerca de 1 trilhão de litros de água extravasaram os limites do canal. Em função da concentração média de 139,30 mg/l de sedimentos, estima-se que aproximadamente 141 mil toneladas de sedimentos em suspensão foram transferidas para a planície na estação de Miranda no ano de 2016.

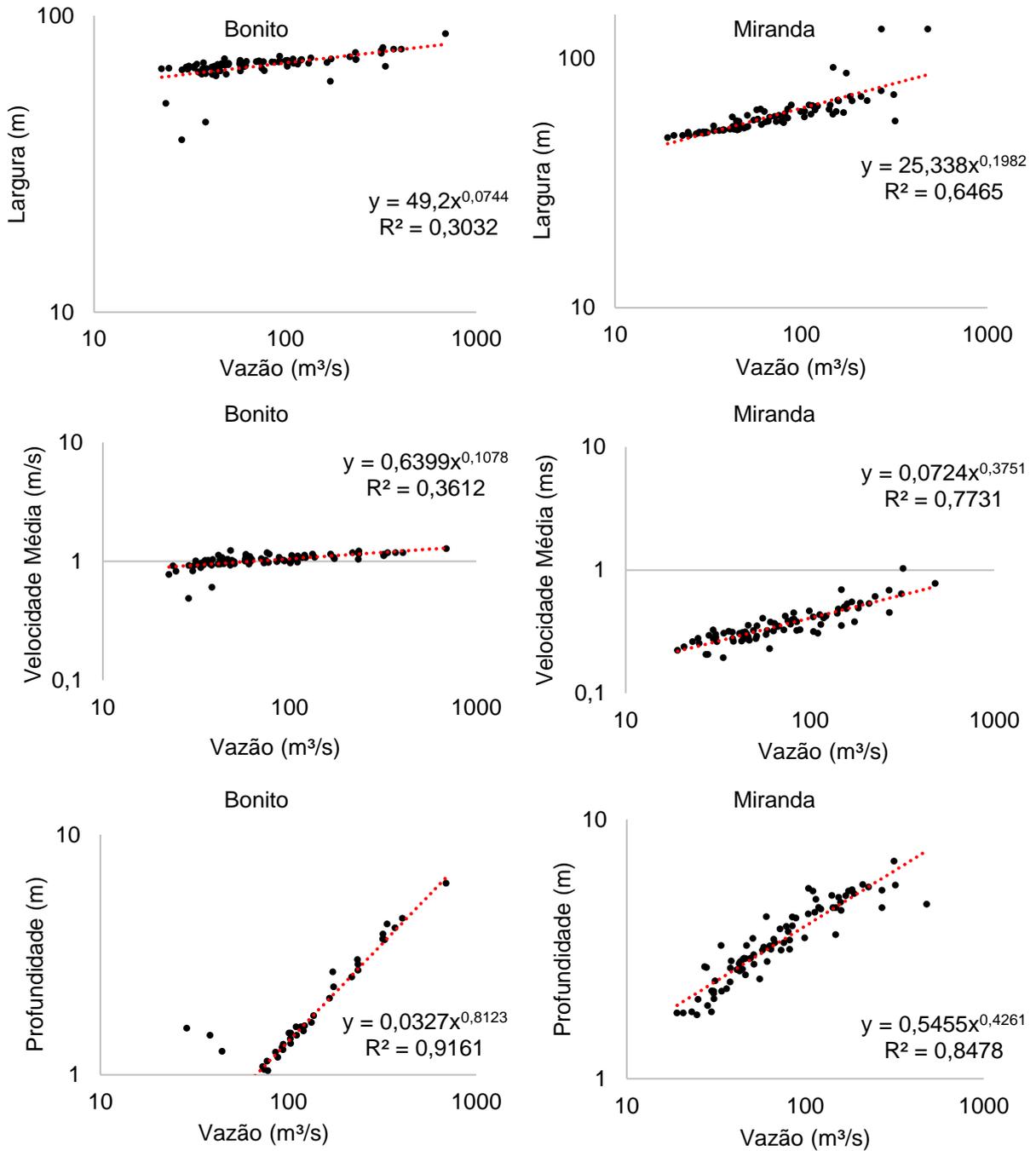
Em média, a quantidade de água, a concentração de sedimentos e a quantidade de sedimentos transferidos para a planície de inundação são maiores na estação de Bonito, mesmo com menos eventos de extravasamento registrados nesta estação. Logo, cabe inferir que a variável magnitude é que melhor descreve os processos de conectividade neste trecho. Em Miranda, a elevada quantidade de eventos registrados permite inferir que a variável frequência descreve com mais eficiência estes processos. Contudo, em ambas as estações, o relevo adjacente e as relações de geometria do canal são os fatores que explicam a quantidade de eventos ocorridos.

4.5 Relações de geometria hidráulica

Através da geometria hidráulica, o comportamento morfohidráulico do rio Miranda pode ser descrito e analisado por uma perspectiva quantitativa, apresentando resultados satisfatórios. Em geometria hidráulica, modelo empírico desenvolvido por [Leopold e Maddock \(1953\)](#), assume-se a vazão como variável independente e dominante, e suas equações constituem ferramentas importantes para distinguir variações da morfologia do canal. Portanto, são de grande valia para estudos aplicados ao planejamento ambiental, à engenharia fluvial, ao entendimento de ecossistemas aquáticos, entre outros ([AQUINO; STEVAUX; LATRUBESSE, 2005](#)).

As variáveis dependentes (largura, profundidade e velocidade do fluxo) se alteram em função da vazão e essas modificações são visíveis quando plotadas em escala logarítmica (Figura 39) e uma análise pontual pode ser feita a partir dos valores dos expoentes obtidos.

Figura 39: Relações de geometria hidráulica no rio Miranda.



Elaborado pelo autor.

Ao observar a relação vazão-largura, o valor do expoente b na estação de Bonito é muito baixo, enquanto que na estação de Miranda, este valor foi ligeiramente maior. Para a relação vazão-profundidade, o expoente f na estação de Bonito é bastante significativo, e em Miranda, aparece moderadamente acentuado. Por fim, a relação vazão-velocidade média também apresenta modificações evidentes. Para a estação de Bonito, o expoente m é pouco elevado, o que demonstra suaves

modificações na velocidade média na medida em que ocorrem variações na vazão. Na estação de Miranda, o expoente m apresenta valor intermediário, o que indica alterações relativamente significativas na variável velocidade média quando os valores de vazão são modificados.

As relações de geometria hidráulica associadas aos valores de vazão de margens plenas permitem inferir que na estação de Bonito, a área molhada é maior do que na estação de Miranda, pois neste trecho, a largura e a profundidade são maiores. Por isso, no trecho da estação de Bonito, o rio tem maior área úmida. Essa característica ajuda a explicar a menor frequência dos eventos de transbordamento na estação de Bonito, tendo ocorrido em 13 dos 27 anos analisados. Na estação de Miranda, houve transbordamentos em praticamente todos os anos da série histórica (apenas em 2006 não houve transbordamento nesta estação). Na estação de Bonito, a maior quantidade de água transferida para a planície de inundação foi registrada no ano de 2018, quando mais de 150 bilhões de litros de água extravasaram os limites do canal.

4.6 Dinâmica hidrossedimentológica e as relações de geometria hidráulica

Os hidrogramas mostram picos próximos e pontiagudos. Segundo [Villela e Mattos \(1975\)](#), essa característica indica que o escoamento fluvial responde rapidamente à eventos de precipitação, formando picos de vazões de subida rápida. Pode-se dizer que este comportamento é reflexo das características geológicas e geomorfológicas da área estudada, que é formada por vertentes constituídas de rochas e solos impermeáveis, fazendo com que as chuvas precipitadas na bacia escoam rapidamente até o canal do rio Miranda. O aspecto morfométrico também influencia essa dinâmica, visto que a área estudada apresenta formato alongado e, por isso, o escoamento superficial tende a atingir o canal com maior velocidade após um evento de precipitação.

A variação das médias diárias na estação de Bonito apresenta-se mais elevada. [Destefani \(2005\)](#) indicou que essa característica é considerada normal, visto que o aumento da área de drenagem e da contribuição das vazões provenientes de canais tributários influencia um leve amortecimento na oscilação entre os picos de máxima e mínima. Além disso, neste trecho, o canal aparece encaixado em um vale rochoso, marcado pela presença de rochas do Grupo Cuiabá, enquanto no trecho da estação

de Miranda o rio percorre uma extensa planície aluvial denominada Pantanal do Miranda-Aquidauana.

Essa característica implica também no comportamento espacial das vazões, deste modo, quando os valores de vazão estão acima da média nas duas estações, o fluxo parece ser mais alto na estação montante (Bonito). Isso é um comportamento atípico do ponto de vista hidrológico, visto que há tendência para que os valores de vazão sejam maiores à jusante, considerando a maior contribuição dos canais tributários.

As oscilações das vazões ao longo das séries históricas apresentaram alta periodicidade. Isto indica que períodos de estiagem e cheia são relativamente bem definidos. As cheias ocorrem de dezembro a março, enquanto que as secas predominam entre setembro e outubro. Considerando a precipitação como a variável mais importante na definição deste padrão sazonal das vazões, visto que é a principal entrada de água no sistema, pode-se dizer que o regime pluviométrico da bacia também não apresenta distribuição temporal e espacial homogênea durante o ano, o que explica essa sazonalidade relativamente bem definida no regime de vazões, bem como os eventos com distintas magnitudes e frequências.

Os coeficientes de variação das vazões médias mensais indicam valores mais elevados para a estação de Miranda. No entanto, ao considerar a série histórica completa (1994-2020), essa situação se inverte.

As distribuições estatísticas apontaram um ajuste mais preciso à distribuição Logpearson 3 para mínimas, e bons resultados desta distribuição para máximas. Essa distribuição é bastante utilizada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS, contudo, não existe consenso entre pesquisadores sobre qual distribuição de probabilidade é a mais adequada para realizar análises de $Q_{7,10}$ (REILLY; KROLL, 2003; KROLL *et al.*, 2004). No caso das vazões máximas, as probabilidades se ajustam melhor à distribuição Lognormal 3, corroborando com os resultados de Haktanir (1992), no entanto, a distribuição Pearson 3 também se apresentou bastante adequada.

As vazões máximas na estação de Bonito são pouco frequentes, assim como a vazão de margens plenas. Essas duas descargas são capazes de transportar uma grande quantidade de sedimentos, num dado instante, contudo, dada sua baixa frequência, acabam transportando menos sedimentos total do que a vazão efetiva. Já

a vazão dominante, aquela que transporta o maior volume de água, transporta uma carga de sedimentos muito pequena. Logo, em função da carga sedimentar transportada e pela frequência, pressupõe-se que a vazão que mais altera o canal seja a vazão efetiva.

Na estação de Miranda, as vazões máximas também são pouco frequentes, contudo, a vazão de margens plenas é superada com mais constância na série histórica, isto porque os valores que correspondem à vazão de margens plenas também são bem inferiores em relação à estação de Bonito. Além disso, na estação de Miranda, a área do canal é menor, e por isso, o rio suporta menos água, pois sua Q_b (262 m³/s) é bem menor do que na estação de Bonito (722m³/s). A geometria hidráulica mostra que o canal em Bonito é mais profundo (6,86 m) e largo (80,28 m) que em Miranda (Profundidade = 5,85 m; Largura = 76,38 m), considerando a vazão de margens plenas.

Essa vazão, na estação de Miranda, responde pela conectividade canal-planície e pela manutenção de ecossistemas lacustres presentes na planície de inundação, e isso depende fundamentalmente de características hidrológicas como pulso de cheia, magnitude, frequência, duração e permanência destes eventos (CORRADINI; STEVAUX; FACHINI, 2008). Entretanto, a vazão que mais transporta sedimentos (efetiva) e a vazão que mais transporta água (dominante) são análogas e possuem alta permanência, logo, parecem ser as vazões que em maior medida, explicam os processos morfológicos do canal.

As características geológicas da área estudada, entre outros aspectos como a variação altimétrica e a declividade, influenciam a paisagem fluvial e evidenciam elementos importantes, como a presença/ausência de planície de inundação e/ou de determinadas unidades geomórficas, como barras centrais, ilhas, meandros abandonados entre outras. A variação do fluxo indicada nos hidrogramas das duas estações analisadas (Bonito e Miranda) influenciam o comportamento do canal, como pode ser evidenciado nas equações de geometria hidráulica. No trecho da estação de Bonito, a largura e a velocidade média praticamente não são influenciadas pelo aumento da vazão. Por outro lado, em eventos de elevada magnitude, a profundidade aumenta consideravelmente, refletindo também, a maior declividade do trecho e o confinamento do vale.

A geometria hidráulica das duas estações analisadas indica que existe um ajuste do rio Miranda a jusante, isto porque na estação Bonito, a modificação da profundidade do canal em função da vazão ocorre com maior intensidade; enquanto que a largura e a velocidade do fluxo pouco se alteram com as mudanças de fluxo. Este cenário é um indicativo de que nesta estação, o rio Miranda apresenta-se como um canal simétrico e retangular.

Por sua vez, na estação Miranda, o canal procura ajustar praticamente todas as variáveis hidráulicas (profundidade, largura e velocidade) de forma mais uniforme. A profundidade se altera menos em relação à estação de Bonito, contudo, este aspecto é compensado por um moderado ajuste na velocidade do fluxo e na largura do canal. Logo, as alterações nos aspectos morfohidráulicos são relativamente mais suaves. A velocidade média e a profundidade, por exemplo, parecem se ajustar analogamente em função do aumento da vazão, enquanto que a largura vai ajustar-se de forma mais moderada. Estas condições são explicadas em grande medida, pela presença da extensa planície aluvial do Pantanal Miranda-Aquidauana e também pela planície do rio Salobra. Estas áreas de relevo mais plano atuam como zonas de amortecimento do fluxo, principalmente em eventos de alta magnitude, quando ocorrem transbordamento do canal e maior conectividade do sistema canal-planície.

Além disso, o rio Miranda não apresenta uma distribuição típica de vazões, visto que para grande parte dos eventos registrados, a vazão na estação montante (Bonito) é superior aos valores anotados na estação à jusante (Miranda). Isso reflete a perda de águas para a planície de inundação na estação de Miranda, visto que neste trecho, o canal flui por um complexo sistema caracterizado por lagos e meandros abandonados.

Essa tendência se mantém mesmo em períodos de estiagem e só apresenta comportamento diferente em períodos marcadamente secos, quando o canal apresenta baixos volumes de água.

O comportamento das vazões evidenciado nos hidrogramas pode ser também reflexo das características morfométricas da bacia, que possui formato alongado e por isto, em eventos de alta precipitação, o escoamento responde de forma mais rápida. Como o canal é mais encaixado na estação de Bonito, nestas circunstâncias, ocorre o aumento da velocidade do fluxo e o extrapolamento das águas para as áreas adjacentes é menos comum. Já nas áreas da estação de Miranda, o transbordamento

do canal é relativamente frequente e, por isso, a planície de inundação é abastecida praticamente em todos os anos.

4.7 Síntese e apontamentos finais

As características geoambientais da área estudada implicam processos distintos que atuam na formação do canal e da planície de inundação, implicando a presença/ausência de unidades geomórficas. Esses processos são relacionados à ampla gama de configurações moldadas por fatores geológicos, topográficos, climáticos, biogeográficos e antropogênicos, entre muitas considerações. Portanto, o entendimento destas características do rio torna-se um pré-requisito fundamental nos esforços para explicar de maneira significativa porque um rio se parece e se comporta dessa maneira.

No caso do rio Miranda, percebe-se que as duas estações fluviométricas analisadas estão em trechos com características distintas, sendo a geologia, geomorfologia e o regime de chuvas, os principais fatores que determinam o comportamento morfohidráulicos do canal. Na estação montante (Bonito), o canal aparece em um vale encaixado em rochas do Grupo Cuiabá e o extravasamento das águas para a planície de inundação é pouco frequente. O nível de margens plenas é relativamente alto e isso implica alterações na profundidade em situações de cheia, considerando que as variáveis largura e velocidade média, se alteram pouco em condições de alto fluxo.

Na estação de Miranda, por sua vez, as condições de cheia são bem mais frequentes e o nível de margens plenas é superado com certa constância, principalmente porque a cota de margens plenas é mais baixa, condição imposta pelas características do relevo adjacente, que é marcado pela presença do Pantanal de Miranda-Aquidauana. Além disso, a produção de sedimentos parece não responder de forma equivalente ao aumento da vazão. Embora exista aumento da carga em suspensão quando o fluxo se eleva, este aumento não é linear e essas condições podem ser explicadas pelas variáveis de geometria hidráulica, visto que com a alteração da vazão, alteram-se também a largura, a profundidade e a velocidade das águas. A heterogeneidade geológica da bacia parece ser um fator que embaraça essa relação. Isto porque em função do ponto onde se concentram as chuvas, a carga de água ou sedimentos tende a ser diferente. Por exemplo, quando as chuvas se

concentram nas proximidades da Serra da Bodoquena, onde predominam rochas calcárias, o volume de águas na estação de Miranda será elevado, mas a carga de sedimentos em suspensão será baixa. Contudo, se as chuvas se concentrarem na porção sul-sudeste, onde predominam rochas areníticas, e se não houver transbordamento das águas na estação de Bonito, tanto o volume de águas quanto de sedimentos tende a aumentar na estação de Miranda.

Dadas as condições geomorfológicas (relevo mais plano), os processos de conectividade do sistema canal-planície são bem mais frequentes na estação de Miranda. As unidades geomórficas da planície de inundação (meandros abandonados e cortes de meandros) são evidências destes processos. Por outro lado, na estação de Bonito, que se encontra em um vale encaixado, estes processos só ocorrem em vazões máximas e são pouco frequentes. Por este motivo, as unidades geomórficas típicas de planície de inundação são pouco presentes neste trecho ou à montante dele, prevalecendo feições de meio de canal, como ilhas e barras centrais e também, feições anexadas às margens, como barras laterais.

Na estação de Bonito, a formação do canal parece bastante associada ao nível de margens plenas e às vazões máximas. Enquanto que na estação de Miranda, os processos que moldam o canal estão majoritariamente relacionados à vazão efetiva e/ou dominante, que apresentam os mesmos valores. Contudo, a carga de sedimentos em suspensão não é o atributo mais indicado para analisar as características morfológicas do canal. Deste modo, são necessários mais estudos que envolvam o monitoramento da carga de fundo nas duas estações e se possível, em pontos estratégicos nas áreas de confluência.

Com base nestes dados, pode ser possível entender com mais precisão, qual tipo de vazão interfere na formação/alteração do canal e da planície e quais tributários contribuem neste processo. De modo geral, a quantidade de dados disponível ainda é pequena e demanda mais investimentos no desenvolvimento de pesquisas científicas que futuramente, vão contribuir para a gestão eficiente do rio e dos recursos hídricos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados mostrados nesta tese demonstram a importância da avaliação do regime comportamental de um determinado tipo de rio e da análise dos processos geomórficos que criam e/ou retrabalham os canais de drenagem em função das relações de fluxo (volume de água e sedimentos transportados), que são reflexos das interações entre os diversos elementos da paisagem na escala da bacia hidrográfica. Por isso, registra-se a recomendação de que as formas e processos observados em cada trecho do rio Miranda sejam sempre correlacionados ao contexto da escala de captação. E que isso faça parte dos planos de manejo.

Recomenda-se que a dedicação seja voltada, em primeiro lugar, a um conjunto de ações de preservação, pois isso significa consolidar uma série de práticas sociais que vão privilegiar a dinâmica natural da paisagem. Logo, as ações serão intensificadas em locais onde as atividades antrópicas ainda não interferiram (de forma drástica) no equilíbrio dinâmico do rio. Os projetos de recuperação presentes nos planos de manejo devem apresentar metas possíveis de serem atingidas e devem apresentar uma base de evidências clara para priorização de determinadas ações.

Estas análises específicas da bacia hidrográfica que ocorrem em diferentes escalas ajudam a entender como e porque o rio Miranda opera de forma distinta em determinados trechos, e como isso influencia as magnitudes e as frequências dos fluxos que são geomorfologicamente capazes de moldar a geometria do canal e alterar as interações no sistema canal-planície de inundação, e por consequência, a distribuição dos habitats associados ao longo dos cursos do rio e que são influenciados pela dinâmica hidrossedimentológica e pelo transporte de sedimentos no canal.

A análise dos parâmetros morfométricos indicaram o caráter alongado da bacia estudada, evidenciando a menor concentração do deflúvio. A rede de drenagem tem padrão dendrítico e estruturação de canais de 8º ordem, com muita semelhança entre os tributários das margens direita e esquerda, o que caracteriza uma bacia bem ramificada. Pode-se inferir ainda que, em condições normais de precipitação, o tempo de concentração das águas tende a ser menor, o que reduz a probabilidade de enchentes na área (dadas as condições pluviométricas habituais).

A configuração do vale indica que em áreas de alta amplitude altimétrica (acima de 450 metros) e com declividade fortemente ondulada ou mais acentuada, predominam canais confinados. Estas áreas estão associadas à Serra da Bodoquena na porção oeste, com forte influência de rochas calcárias, e à Serra de Maracajú na porção sul, com forte presença de rochas da formação Serra Geral.

A transição para uma configuração de vale parcialmente confinado ocorre também em áreas de mudança do embasamento geológico. Os rios deixam de correr sobre Basaltos e Calcários e passam a percorrer Arenitos das formações Aquidauana e Botucatu, e também, rochas do Grupo Cuiabá. Nestas áreas, o relevo é relativamente plano e as altitudes variam entre 200 e 450 metros.

Os rios passam a percorrer um vale lateralmente não confinado quando atingem a porção mais baixa da bacia. Esta configuração está restrita às adjacências do rio Salobra e também, às áreas de confluência de outros rios com o rio Miranda, por exemplo, com o rio Nioaque. Nesta configuração de vale lateralmente não confinado, os processos de deposição são mais evidentes e a conectividade do canal com a planície de inundação é mais perceptível e prontamente identificada pela presença das unidades geomórficas características da planície.

A análise das características morfológicas realizadas por meio das imagens de satélite e nos modelos digitais de elevação da área estudada permitiu a identificação de três compartimentos distintos para o rio principal. Nos compartimentos 1 e 2, várias unidades geomórficas de canal, como barras laterais alternadas, barras centrais e ilhas puderam ser identificadas, indicando predominância dos processos de erosão e transporte de sedimentos em estágios de alto fluxo. Quando o rio retorna ao seu nível médio, a capacidade de transporte diminui e as unidades geomórficas emergem, podendo ser estabilizadas por vegetação.

No compartimento 3 predominam unidades geomórficas de planície de inundação (meandros abandonados e cicatrizes de meandros), evidenciando processos deposicionais e maior interação do canal com as áreas adjacentes. A diminuição na declividade em relação aos compartimentos iniciais (1 e 2) é outro aspecto comprovador de que os processos fluviais foram alterados no *continuum* e com isso, o compartimento final se consolida como uma zona de acumulação. Nestas áreas, também ocorrem complexos sistemas lacustres associados à planície pantaneira e à planície do rio Salobra. Essa característica geomorfológica mantém relação intrínseca com a variação do fluxo e pode interferir na dinâmica fluvial e/ou ser alterada em função dela.

Os hidrogramas das estações fluviométricas de Bonito e Miranda mostram isso ao apresentar picos pontiagudos, retratando subidas rápidas das águas e períodos de cheia de curta duração. Essa variação é maior na estação de Bonito, por causa da interferência direta de altas declividade e encostas mais íngremes associadas à Serra da Bodoquena e à Serra de Maracajú. Mas no geral, entende-se que o regime hidrológico do rio Miranda é caracterizado por uma significativa variação das vazões, marcado principalmente por

mudanças rápidas em sua magnitude, isto é, o escoamento fluvial responde rapidamente à eventos de precipitação, formando picos de vazões de subida rápida. Além disso, o regime de vazões do rio Miranda é caracterizado pela alta periodicidade, onde os períodos de estiagem ocorrem nos meses de setembro e outubro, enquanto que as ondas de cheias serão verificadas, majoritariamente, entre os meses de dezembro e março.

Essa variação do fluxo apresenta implicações distintas na carga de sedimentos transportada em suspensão. Contudo, os valores positivos nos expoentes das equações da relação entre a vazão e a carga de sedimentos transportada em suspensão (CSS) permitem inferir que se existe aumento na vazão, ocorrerá também, aumento da carga de sedimentos. Essa relação é mais evidente nos trechos de montante (estação de Bonito), onde o canal é mais encaixado. Na estação de Miranda essa relação é mais perturbada em função de uma extensa planície de inundação. Outros fatores como a distribuição irregular das chuvas na bacia e sua heterogeneidade litológica também influenciam nesta dinâmica.

A quantidade de água e de sedimentos transferidos para a planície de inundação são maiores na estação de Bonito, mesmo com menos eventos de extravasamento registrados. Por isso, conclui-se que a variável magnitude é aquela que melhor descreve os processos de conectividade neste trecho. Já em Miranda, a elevada quantidade de eventos registrados mostra que a variável frequência descreve com mais eficiência estes processos.

Na estação de Bonito, em função da carga sedimentar transportada e pela magnitude, pressupõe-se que a vazão que mais altera o canal seja a vazão efetiva (uma vazão intermediária entre a vazão dominante e a vazão de margens plenas). Já na estação de Miranda, a vazão efetiva e a vazão dominante são análogas e possuem alta frequência e permanência. Logo, parecem ser as vazões que em maior medida, explicam os processos morfológicos do canal. Porém, como a carga de sedimentos em suspensão não é o atributo mais indicado para analisar as características morfológicas do canal, sugere-se que novos estudos sejam aplicados utilizando amostras de carga de leito (sedimento de fundo).

Em ambas as estações, o relevo adjacente e as relações de geometria do canal são fatores que ajudam a explicar a quantidade de eventos ocorridos. Na estação de Miranda, a variação do fluxo também é uma característica comum, mas as alterações nos aspectos morfohidráulicos são menos acentuados. Por exemplo, a velocidade média e a profundidade parecem se ajustar analogamente em função do aumento da vazão, e a largura ajusta-se de forma mais moderada. Estas condições são explicadas pela presença da extensa planície aluvial do Pantanal Miranda-Aquidauana e também, pela planície do rio Salobra, pois essas áreas de relevo mais plano atuam como zonas de amortecimento do

fluxo, principalmente em eventos de alta magnitude, quando ocorre transbordamento do canal e maior conectividade do sistema canal-planície.

Esses eventos de transbordamento têm apresentado uma série de implicações na vida da população ribeirinha e também, daquelas pessoas que passaram a ocupar as áreas urbanas consolidadas na planície de inundação (caso da cidade de Miranda). Esse fato é decorrente da ausência de planejamento eficiente entre décadas de 1990 e 2000, quando a população passou a crescer consideravelmente.

A bacia hidrográfica do rio Miranda foi submetida à processos de colonização que se reproduziram de forma distinta no tempo e no espaço. Por exemplo, até o início do século XXI, a ocupação era voltada à exploração pecuária e as porções de terra que antes eram representadas por formações florestais e savânicas foram convertidas em pastagem para atender essa demanda econômica. Mais recentemente, existe uma tendência para aumento da exploração de monoculturas (cana-de-açúcar, soja, milho) e para florestas plantadas. Tendência essa que já é notada inclusive nas áreas de cabeceira, marcando contato abrupto com as áreas de preservação permanente. Isto é, em grande medida, não existem zonas de amortecimento.

Obviamente, estas questões envolvem aspectos de gerenciamento do território e medidas com distintos níveis de imposição (coercitivo, incitativo e persuasivo) e de formalidade dos instrumentos (institucionais, de gestão, de operacionalização). Contudo, ao observar os processos que ocorrem nos canais de drenagem, a probabilidade de atingir resultados mais eficientes será ampliada. Por isso, recomenda-se uma mudança na abordagem da gestão da terra e da água. É necessário entender que o rio é muito mais do que um mero condutor de águas. É um sistema aberto com relações intrínsecas com outros componentes do ambiente físico, biótico e antrópico.

Como as mudanças na paisagem, evidenciadas pelas alterações nos tipos de uso das terras, tendem a interferir na dinâmica geomorfológica de maneira distinta, cada atividade humana deve ser ponderada em função dos atributos do sistema ambiental, de modo que as atividades socioeconômicas e de exploração não provoquem a desestabilização/degradação ou provoquem uma alteração irreversível do sistema.

Por fim, indica-se que as abordagens de engenharia que desprezam as características inerentes do sistema fluvial já não resolvem as questões da bacia como um todo, e os projetos empregados em um determinado trecho tendem a ser impactados por forças montantes e/ou desestabilizar processos e formas a jusante.

REFERÊNCIAS

- AGOSTINHO, A. A.; GOMEZ, L. C. The upper Paraná River and its floodplain: basin characteristics and perspectives for management and conservation. In: THOMAZ, S. M.; AGOSTINHO, A. A.; HAHN, N. S. **The upper Paraná River and its floodplain: physical aspects, Ecology and Conservation**. Leiden, Netherlands: Blackhuys Publishers, 2004. cap. 18, p.381-393. Disponível em: <http://repositorio.uem.br:8080/jspui/handle/1/5328>. Acesso em: 28 dez. 2020.
- ALCARAZ, S. A. SANNIER, C. VITORINO, A. C. T. DANIEL, O. Comparison of methodologies for automatic generation of limits and drainage networks for hidrographic basins. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 13, n. 4, p. 369-375, 2009.
- ALHO, C.; LACHER, T.; GONÇALVES, H. C. Environmental Degradation in the Pantanal Ecosystem. **Bioscience**, v. 38, n. 3, p. 164-171, 1988.
- ALMEIDA, F. F. Geochronological division of the precambrian of South America. **Revista Brasileira de Geociências**, v.1, n.1, p.13-21, 1971.
- ALMEIDA, F. F. **Geologia do centro-leste mato-grossense**. Rio de Janeiro: MME, DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1964.
- ALMEIDA, I. K. SOBRINHO, T. A. SANTOS, B. B. STEFFEN, J. L. Métodos estatísticos na determinação de vazão de referência. **Comunicata Scientiae**, v. 5, n. 1, p. 11-17, 2014.
- ALMEIDA, W. S. SOUZA, N. M. de. REIS-JUNIOR, D. S. CARVALHO, J. C. de. Análise morfométrica em bacias hidrográficas fluviais como indicadores de processos erosivos e aporte de sedimentos no entorno do reservatório da usina hidrelétrica (UHE) Corumbá IV. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, 2013.
- ALVARENGA, S. M. BRASIL, A. E. PINHEIRO, R. KUX, H. J. H. **Estudo geomorfológico aplicado à Bacia do Alto Paraguai e Pantanaís mato-grossenses**. Salvador: Projeto RADAMBRASIL, Boletim técnico da série geomorfológica, 1984.
- ALVES, J. M. de P. CASTRO, P. de T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 117-127, 2003.
- ANDRADE, N. L. R. de. XAVIER, F. V. ALVES, E. C. R. de F. SILVEIRA, A. OLIVEIRA, C. U. R. de. Caracterização morfométrica e pluviométrica da bacia do rio Manso – MT. **Revista de Geociências (UNESP)**, v. 27, n. 2, p. 237-248, 2008.
- ANDREWS, E. D. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming. **Journal of Hydrology**, v. 46, n. 3-4, p. 311–330, 1980.

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, H. J. T. de. NETO, A. S. TRINDADE, C. A. H. PINTO, J. C. A. MONTALVÃO, R. M. G. de. DOURADO, T. D. C. PALMEIRA, R. C. B. TASSINARI, C. C. G. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. **Projeto RADAMBRASIL**, Folha SF 21. Campo Grande. Levantamento dos Recursos Naturais, 28, 1982. 23-124 p.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 357-371, 2005.

ASSINE, M. L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2003. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, São Paulo, 2003.

BARBIERO, L. REZENDE-FILHO, A. T. FURQUIM, S. A. C. FURIAN, S. SAKAMOTO, A. Y. Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. **Geoderma**, v. 148, n. 1, p. 91-106, 2008.

BARTIMANN, R. **Variabilidade físico-química das águas da sub-bacia hidrográfica do rio Miranda**. 2015. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de pós-graduação em Geografia/PPGGEO, Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS, câmpus de Três Lagoas/CPTL, 2015.

BAYER, M. **Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia**. 2010. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais). Universidade Federal de Goiás – UFG. Goiânia: UFG, 2010.

BRASIL, MINISTÉRIO DO INTERIOR. **Estudo de desenvolvimento integrado da bacia do Alto Paraguai**: relatório da 1ª fase - descrição física e recursos naturais. Brasília: SUDECO/EDIBAP, 1979. 235 p.

BRASIL. **Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997**. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Brasília: Casa Civil, [1999]. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/l9433.htm. Acesso em: 20 jan. 2022.

BRASIL. **Lei nº 9.984, de 17 de julho de 2000**. Dispõe sobre a criação da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), entidade federal de implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos, integrante do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos (Singreh) e responsável pela instituição de normas de referência para a regulação dos serviços públicos de saneamento básico. Brasília: Casa Civil, [2000]. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/Leis/L9984.htm. Acesso em: 20 jan. 2022.

BRASIL. **Lei nº 12.334 de 20 de setembro de 2010**. Estabelece a Política Nacional de Segurança de Barragens destinadas à acumulação de água para quaisquer usos,

à disposição final ou temporária de rejeitos e à acumulação de resíduos industriais, cria o Sistema Nacional de Informações sobre Segurança de Barragens e altera a redação do art. 35 da Lei no 9.433, de 8 de janeiro de 1997, e do art. 4o da Lei no 9.984, de 17 de julho de 2000. Brasília: Casa Civil, [2010]. Disponível em: https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2007-2010/2010/lei/l12334.htm. Acesso em: 20 jan. 2022.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Folha SF.21 – Campo Grande; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: **Projeto RADAMBRASIL**, 1982. 552 pp. il. 5 mapas (Levantamento de Recursos Naturais, 27).

BRIDGE, J.; DEMICCO, R. **Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits**. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 835 p.

BRIERLEY, G. FRYIRS, K. A. COOK, N. OUTHET, D. RAINE, A. PARSONS, L. HEALEY, M. Geomorphology in action: Linking policy with on-the-ground actions through applications of the River Styles framework. **Applied Geography**, v. 31, n. 3, p. 1132-1143, 2011.

BRIERLEY, G. FRYIRS, K. MARÇAL, M. LIMA. R. The use of the river styles framework as a tool to 'work With nature' in managing rivers in Brazil: examples from The Macaé catchment. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, p. 751-771, 2019.

BRIERLEY, G. J. River Styles, a Geomorphic Approach to Catchment Characterization: Implications for River Rehabilitation in Bega Catchment, New South Wales, Australia. **Environmental Management**, v. 25, n. 6, p. 661–679, 2000.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Oxford, UK: Blackwell Publications, 2005. 398 p.

CARDOSO, C. A. DIAS, H. C. T. SOARES, C. P. B. MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista Árvore**, v. 30, n. 2, p. 241-248, 2006.

CASSETI, Valter. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991.

CELARINO, A. L. de S. LADEIRA, F. S. B. Análise morfométrica da bacia do rio Pardo (MG e SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, p. 471-491, 2014.

CERH/MS. **Resolução 25, de 03 de março de 2015**. Estabelece critérios de outorga de direito de uso de recursos hídricos. Campo Grande - MS: SEMADE [2015]. Acesso em 15 jan. 2022.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. London: Routledge, Taylor & Francis Group, 2008.

CHEREM, L. F. S. MAGALHÃES-JÚNIOR, A. P. FARIA, S. D. Análise e compartimentação morfométrica da bacia hidrográfica do alto rio das Velhas – região central de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 11-21, 2011.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícias Geomorfológicas**, v. 18, n. 9, p. 35-64, 1969.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

COCHEV, J. S. NEVES, S. M. A. da S. SILVA, E. P. SILVA, A. NEVES, R. J. Análise fisiográfica e do uso da terra em microbacias com produção olerícola no município de Alta Floresta/MT. **Revista Acta Geográfica**, v. 9, n. 20, p. 55-71, 2015.

CORDEIRO, B. M. FACINCANI, E. M. PARANHOS-FILHOS, A. C. BACANI, V. M. Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 2, p. 175-183, 2010.

CORRADINI, F. A. ASSINE, M. L. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do rio São Lourenço, Pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 1, p. 20-33, 2012.

CORRADINI, F. A.; STEVAUX, J. C.; FACHINI, M. P. Geomorfologia e distribuição da vegetação ripária na ilha mutum, rio Paraná – PR/MS. **Geociências**, v. 27, n. 3, p. 345-354, 2008.

CORREA, J. A., NETO, C., CORREIA FILHO, F. D., SCISLEWSKI, G., CAVALLON, L. A. CERQUEIRA, N. L. **Projeto Bodoquena**. Goiânia-GO: CPRM, 1976.

CPRM. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Sistemas de Informações Geográficas – SIG. **Serviço Geológico do Brasil**: CPRM, 2004.

CREMON, É. H. **Evolução quaternária do rio Branco - norte da Amazônia - com base em dados orbitais e geológicos**. 2016. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). Programa de pós-graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/INPE. São José dos Campos, São Paulo, 2016.

CROWDER, D. W.; KNAPP, H. V. Effective discharge recurrence intervals of Illinois streams. **Geomorphology**, v. 64, n. 3-4, p. 167-184, 2005.

CUNHA, E.R., SANTOS, C.A.G., SILVA, R.M. Mapping LULC types in the Cerrado-Atlantic Forest ecotone region using a Landsat time series and object-based image approach: A case study of the Prata River Basin, Mato Grosso do Sul, Brazil. **Environ Monit Assess**, v. 192, n. 1, p.136-192, 2020.

CUNHA, E.R; SANTOS C. A. G; SILVA, R. M. da; BACANI, V. M; POTT, A. Future scenarios based on a CA-Markov land use and land cover simulation model for a

tropical humid basin in the Cerrado/Atlantic forest ecotone of Brazil. **Land Use Policy**, v. 101, n. 105141, p. 1-17, 2021.

DESTEFANI, E. V. **Regime hidrológico do rio Ivaí – PR**. 2005. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá/UEM. Maringá, Paraná, 2005.

DIAS, C. A.; ARNDT, E. Estudos de disponibilidade hídrica nas sub-bacias do rio Miranda e Ivinhema para fins de outorga no MS. In: XVIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. 2009. **Anais** [...]. Centro de Convenções Rubens Gil de Camilo, Campo Grande/MS, 2009.

DORES, E. F. G. C.; CALHEIROS, D. F. Contaminação por agrotóxicos na bacia do rio Miranda, Pantanal (MS). **Revista Brasileira de Agroecologia**, v. 3, n. 2, p. 202-205, 2008.

DORNELLAS, P. C. XAVIER, R. A. SEABRA, V. S. SILVA, R. M. Análise morfométrica da bacia do alto rio Paraíba, região semiárida do estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geomorfologia (Online)**, v. 21, n. 3, p. 601-614, 2020.

DRAGO, E. C. Origen y clasificación de ambientes lentícos en llanuras aluviales. **Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral**, v. 7, p. 123-137, 1976.

ESTEVAM, L. D. S. **Mudanças nos padrões espaciais dos remanescentes de vegetação nativa na bacia hidrográfica do rio Miranda, MS**. 2015. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais). Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Universidade de Cuiabá. Cuiabá, Mato Grosso, 2015.

FERRAZ, R. G. B. **Antropização da bacia hidrográfica do rio Miranda: alterações climáticas, recursos naturais e desenvolvimento**. 2006. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento local). Programa de pós-graduação em desenvolvimento local, Universidade Católica Dom Bosco/UCDB. Campo Grande, Mato Grosso do Sul, 2006.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FONSECA, B. M. AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise morfométrica de bacias de drenagem e sua relação com a estrutura geológica, Serra do Espinhaço Meridional-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 2, p. 153-172, 2014.

FRANÇA, A. M. **Ordenamento geomorfológicos dos sistemas lacustres da planície aluvial do rio Araguaia**. 2002. Monografia (Graduação em Geografia). Instituto de Estudos Socioambientais, Universidade Estadual de Goiás/UEG. Goiânia, Goiás, 2002.

FRYIRS, K. A. BRIERLEY, G. J. Don't fight the site: Three geomorphic considerations in catchment-scale river rehabilitation planning. **Environmental Management**, v. 43, n. 6, p. 1201-1218, 2009.

FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. **Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape**. Chichester: John Wiley and Sons, 2013. 345 p.

FUJITA, R. H. **Geomorfologia e evolução quaternária da calha do alto rio Paraná, no compartimento livre de barramentos, entre os reservatórios de Porto Primavera e Itaipu**. 2014. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2014.

FURRIER, M. SILVA, I. C. da. Análise morfológica e morfométrica das sub-bacias dos rios Cascata e Tinto, litoral norte do estado da Paraíba – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 2, p. 239-254, 2019.

GUIMARÃES, F. S., CORDEIRO, C. M., BUENO, G. T., CARVALHO, V. L. M., NERO, M. A. Uma proposta para automatização do índice de dissecação do relevo. **Revista Brasileira De Geomorfologia**, v. 18, n. 1, p.155-167, 2017.

GODOI, H. D. MARTINS, E. G. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Campo Grande - Folha SF21**. Brasília-DF: CPRM, 1999.

GODOI, H. D. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Aquadauana - Folha SF.21-X-A**. Brasília-DF: CPRM, 2001.

Google LLC. *Google Earth Software*. versão 7.3.6. Google, 2022.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, n. 1, p. 807-813, 1945.

HUANG, H. Q.; NANSON, G. C. Hydraulic geometry and maximum flow efficiency as products of the principle of least action. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 25, n. 1, p. 1-16, 2000.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 3^o ed. New York: Routledge, 2011. 533 p.

HUGHES, R. KAUFMANN, P. WEBER, M. National and Regional Comparisons Between Strahler Order and Stream Size. **Journal of the North American Benthological Society**, v. 30. n. 1, p. 103-121, 2010.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapeamento de recurso Naturais do Brasil: escala 1:250.000**. Documentação técnica geral e arquivos vetoriais. Rio de Janeiro: IBGE, 2018.

IMASUL. Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul. **Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Miranda**. Versão final. Campo Grande: IMASUL, 2014.

JABUR, I. C. SANTOS, M. L. Revisão estratigráfica da formação Caiuá. **Boletim de Geografia**, v. 2, n. 2, p. 91-106, 2011.

JUNK, W. J. CUNHA, C. N. WANTZEN, K. M. PETERMANN, P. STRÜSSMANN, C. MARQUES, M. I. M. ADIS, J. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Aquatic Sciences, Dübendorf**, v. 68, n. 1, p. 278-309, 2006.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. (Eds.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p. 207-240.

KHANDAY, M. Y. JAVED, A. Hydrological investigations in the semi-arid Makhawan watershed, using morphometry. **Applied Water Science**, v. 7, n. 1, p. 3919-3936, 2017.

KITE, G. W. **Frequency and risk analyses in hydrology**. 5^o ed. Highlands Ranch, Colorado: Water Resource Publications, LLC, 1988.

KROLL, C. LUZ, J. ALLEN, B. VOGEL, R. M. Developing a Watershed Characteristics Database to Improve Low Streamflow Prediction. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 9, n. 2, p. 116-125, 2004.

KUERTEN, S. **Evolução geomorfológica e mudanças ambientais no Megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. 2010. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2010.

KUERTEN, S. TEIXEIRA, E. V. ABRÃO, C. M. R. SOUZA, J. O. de. Análise geomorfológica de meandros abandonados e paleocanais no alto curso do rio Miranda (MS). In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. 2017. **Anais [...]**. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas/UNICAMP, Campinas, São Paulo, 2017. DOI - 10.20396/sbgfa.v1i2017.2492.

KUERTEN; S. ASSINE, M. L. O rio Paraguai no megaleque do Nabileque, sudoeste do Pantanal Mato-Grossense, MS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41 , n. 4, p. 642-653, 2011.

LACERDA-FILHO, J. V. **Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso do Sul**. Goiânia: CPRM, 2006.

LANA, C. E. ALVES, J. M. de P. CASTRO, P. de T. A. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG - Brasil. **Revista Escola de Minas online**, v. 54, n. 2, p.121-126, 2001.

LASTORIA, G. SINELLI, O. KIANG, C. H. HUTCHEON, I. PARANHOS FILHO, A. C. GASTMANS, D. Hidrogeologia da Formação Serra Geral no estado de Mato Grosso do Sul. **Revista Águas Subterrâneas**, v. 20, n. 1, p. 139-150, 2006

LEAL, M. S. TONELLO, K. C. Análise da morfometria e do uso e cobertura da terra da microbacia do córrego Ipaneminha de baixo, Sorocaba, SP. **Revista Floresta**, v. 46, n. 4, p. 439-446, 2016.

LELI, I. T. **Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do alto Rio Paraná, Brasil**. 2015. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2015.

LENZI, M. A.; MAO, L.; COMITI, F. Effective discharge for sediment transport in a mountain river: Computational approaches and geomorphic effectiveness. **Journal of Hydrology**, v. 326, n. 1-4, p. 257–276, jul. 2006.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **Geological Survey Professional Paper**, v. 252, n. 1, p. 1-64, 1953.

LIEBAULT, F.; PIÉGAY, H.; FREY, P.; LANDON, N. Tributaries and the management of main-stem geomorphology. In: Stephen P. Rice, André G. Roy and Bruce L. Rhoads. **River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network**. John Wiley & Sons, 2008.

LIMA, K. C.; CUNHA, C. M. L. da. PEREZ-FILHO, A. Relações entre rede de drenagem e superfícies de aplainamento semiáridas. **Mercator**, v. 15, n. 2, p. 91-104, 2016.

MACEDO, H. D. A. **Evolução Geomorfológica e dinâmica hidrossedimentar da Planície Fluvial Paraguai-Corumbá, Quaternário do Pantanal**. 2017. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2017.

MACEDO, H. de A., STEVAUX, J. C., ASSINE, M. L., SILVA, A., Pupim, F. do N., MERINO, E. R., LO, E. Calculating bedload transport in rivers: concepts, calculus routines and application. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 813-824, 2017

MACIEL, P. Tilito cambriano no estado de Mato Grosso. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 8, n. 1, p. 31-40, 1959.

MARCHETTI, D. A. B. Características da rede de drenagem e formas de relevo em três unidades de solo de Piracicaba - SP. **Pesquisa Agropecuária Brasileira/PAB**. Brasília, v. 15, n. 3, p. 349-358, 1980.

MARCONI, M. A. LAKATOS, E. M. **Fundamentos de Metodologia Científica**. São Paulo: Atlas, 2021. 368 p.

MARTINS, M. M. C. **O risco de cheias na cidade de Amarante: cartografia de áreas inundáveis recorrendo à modelação hidráulica**. Dissertação (Mestrado em Sistemas de Informação). Faculdade de Letras, Universidade do Porto/Portugal, 2017.

MATO GROSSO DO SUL. Secretaria de Estado de Meio Ambiente, do Planejamento, da Ciência e Tecnologia e Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul. **Plano estadual de recursos hídricos de Mato Grosso do Sul**. Campo Grande, MS: Editora UEMS, 2010.

MAZZER, A. M. GONÇALVES, M. L. Aspectos Geomorfológicos da Baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil: Caracterização Morfométrica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 115-120, 2011.

MENDES, D. **Geocronologia de formas deposicionais e evolução da planície interleques do Rio Negro, Quaternário da Bacia do Pantanal**. 2014. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2014.

MENDES, J. C. PETRI, S. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro-RJ: Instituto Nacional do Livro, 1971.

MERINO, E. R. **Caracterização geomorfológica do sistema deposicional do rio Miranda (borda sul do Pantanal mato-grossense, MS) com base em dados orbitais**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2011.

MERINO, E. R. **Evolução geomorfológica e mudanças paleohidrológicas na porção sul do Pantanal: a planície interleques do Rio Negro e leques fluviais coalescentes**. 2016. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2016.

MERINO, E. R.; ASSINE, M. L.; PUPIM, F. D. N. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 127-134, 2013.

MORAIS, E. S. D. **Formas, processos e evolução no padrão de canal meandrante em diferentes escalas geomorfológicas: o Rio do Peixe, SP**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Presidente Prudente, São Paulo, 2015.

MORAIS, R. P. OLIVEIRA, L. G. LATRUBESSE, E. M. PINHEIRO, R. C. D. Morfometria de sistemas lacustres da planície aluvial do médio rio Araguaia. **Acta Scientiarum. Biological Sciences**, v. 2, n. 27, p. 203-213, 2008.

MORESCHI, I. C.; DE PAES, R. P.; CALHEIROS, D. F. Diffuse Pollution in the Watershed of Miranda River, Mato Grosso Do Sul. **Engineering and Science**, v. 2, n. 4, p. 87-101, 2015.

MORTATTI, Jefferson. PROBST, Jean-Luc. **Hidrogeoquímica de bacias de drenagem**. Serie didática, vol. 1. Piracicaba - SP: Cena, 1998.

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. DE A. **Hidrologia Estatística**. Belo Horizonte: CPRM, 2007.

NOGUEIRA, V. L., OLIVEIRA, C. C., CERQUEIRA, N. L., VANDERLEI, A. A., TAKAHASHI, A. T. ABREU-FILHO, W. **Projeto Bonito-Aquidauana: relatório final.** Goiânia-GO: CPRM, 1978.

NOVO, E. M. L. M. Ambientes Fluviais. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

NOVO, E. M. L. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações.** 3ª Edição. São Paulo: Blucher, 2008.

OLIVEIRA, M. D. **Estudos limnológicos para monitoramento da bacia hidrográfica do rio Miranda, Pantanal Sul.** Corumbá/MS: Embrapa Pantanal, 2003. 61 p.

OLIVEIRA, P. T. S. de. SOBRINHO, T. A. STEFFEN, J. L. RODRIGUES, D. B. B. Caracterização morfométrica de bacias hidrográficas através de dados SRTM. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 8, p. 819-825, 2010.

PADILHA, R. M. SOUZA, C. A. de. Características morfométricas do relevo e drenagem da bacia hidrográfica do rio Carapá nos municípios de Colíder e Nova Canaã do Norte – MT. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. 2017. **Anais** [...]. Instituto de Geociências, Universidade de Campinas/UNICAMP, Campinas, São Paulo, 2017.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; SILVEIRA, A. L. L. Improvements in large-scale drainage networks derived from digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 42, n. 8, p. 221-241, 2006.

PEREIRA, M. A. F.; KOBIYAMA, M.; CASTRO, N. M. D. R. Relação entre a geometria hidráulica e a curva de permanência em estações fluviométricas da bacia hidrográfica do rio Ijuí – RS. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, p. 443-454, 2014.

POR, F. D. **The Pantanal of Mato Grosso (Brazil): world's largest wetlands.** Londres: Monographiae Biologicae, 1995.

POTT, A.; DAMASCENO-JUNIOR, G. A. Características da Bacia Hidrográfica do Rio Miranda. **Revista GeoPantanal**. v. 9 n. 16, 2014.

PUPIM, F. N. **Geomorfologia e paleo-hidrologia dos megaleques dos rios Cuiabá e São Lourenço, Quaternário da Bacia do Pantanal.** 2014. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2014.

REILLY, C. F. KROLL, C. N. Estimation of 7-day, 10-year low-streamflow statistics using baseflow correlation. **Water Resources Research**, vol. 39, n. 9, p. 1-10, 2003.

REZENDE-FILHO, A. T. **Variabilidade química das águas na Bacia do Alto Paraguai: uma compartimentação do Pantanal Mato-grossense.** 2011. Tese

(Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo/USP, São Paulo, 2011.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 8, n. 1, p. 63-74, 1994.

ROSS, J. L. S. FIERZ, M. de S. M. Algumas técnicas de pesquisa em geomorfologia. In: **Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de Textos. 2005.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 9º ed. São Paulo: Contexto, 2012.

SABINO, H. VASQUES, G. M. HERNANI, L. C. DART, R. O. Morfometria de bacias hidrográficas de primeira ordem em áreas agrícolas sob sistema plantio direto: delimitação e propensão à erosão e inundação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 3, p. 479-492, 2020.

SALVI-SAKAMOTO, L. L. **A chuva na Bacia do Alto Paraguai: contribuição ao estudo de aspectos das flutuações interanuais durante o século XX**. 2001. Tese (Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo/USP, São Paulo, 2001.

SANTOS, D. A. R. dos. MORAIS, F. de. Análise morfométrica da bacia hidrográfica do rio Lago Verde como subsídio à compartimentação do relevo da região de lagoa da Confusão – TO. **Revista Geonorte**, v. 3, n. 4, p. 617-629, 2012.

SANTOS, H. G. dos. JACOMINE, P. K. T. ANJOS, L. H. C. dos. OLIVEIRA, V. A. de LUMBREAS, J. F. COELHO, M. R. ALMEIDA, J. A. de. ARAUJO FILHO, J. C. de. OLIVEIRA, J. B. de CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

SANTOS, G. B. **Origem do sistema lacustre da região do médio São Francisco: bacia do Rio Grande, Bahia**. 2016. Tese (Doutorado em Ciências Naturais). Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, Minas Gerais, 2016.

SANTOS, J. D.; FACINCANI, E. M. O médio vale do rio Miranda sob a óptica da Geomorfologia Fluvial. **Revista Pantaneira**, v. 8, n. 1, p. 28-36, 2006.

SANTOS, M. L. FERNANDEZ, O. V. Q. STEVAUX, J. C. Aspectos morfogenéticos das barras de canal do rio Paraná, trecho de Porto Rico – PR. **Boletim de Geografia**, v. 10, n. 1, p. 11-24, 1992.

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society of America Bulletin**, v. 67, n. 5. p. 597-646, 1956.

SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. Grã-Bretanha: Cambridge, 2005. 234 p.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. New York: John Wiley and Sons, 1977.

SHREVE, R. L. Infinite topologically random channel networks. **Journal of Geology**, v. 75, n. 2, p. 179-186, 1967.

SILVA, A. **Padrões de Canal do Rio Paraguai na Região de Cáceres-MT**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá/UEM. Maringá, Paraná, 2006.

SILVA, A. **Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2010. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/UNESP. Rio Claro, São Paulo, 2010. 112 p.

SMITH, L. M. Fluvial geomorphic features of the Lower Mississippi alluvial valley. **Engineering Geology**, v.45, n. 1-4, p.139-165, 1996.

SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do mesozoico no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 229-251, 1975.

SOUSA, H. T.; BOF, L. H. N.; PRUSKI, F. F. **Siscah 1.0 - Sistema computacional para análises hidrológicas**. Viçosa - MG: UFV, 2009.

SOUSA, A. S. de. OLIVEIRA, G. S. de. ALVES, L. H. A pesquisa bibliográfica: princípios e fundamentos. **Cadernos da Fucamp**, v. 20, n. 43, p. 64-83, 2021.

SOUZA, C. F. de. PERTILLE, C. T. CORRÊA, B. J. S. VIEIRA, F. S. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Ivaí - Paraná. **Geoambiente**, v. 29, n. 1, p. 93-110, 2017.

SOUZA, F. A. O. de. SILVA, C. L. da. MAGGIOTO, S. R. OLIVEIRA-JÚNIOR, M. P. Caracterização das vazões em uma pequena bacia hidrográfica do Distrito Federal, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 1, p. 10-17, 2012.

SOUZA, J. O. P. **Modelos de evolução da dinâmica fluvial em ambiente semiárido – bacia do Riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco**. 2014. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco/UFPE. Recife, Pernambuco, 2014.

SREEDEVI, P. D. SREEKANTH, P. D. KHAN, H. H. AHMED, S. Drainage morphometry and its influence on hydrology in a semi-arid region: Using SRTM data and GIS. **Environmental Earth Science**, v. 70, n. 2, p. 839–848, 2013.

STEVAUX, J. C. LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Oficina de textos, 2017.

STEVAUX, J. C. The Upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, n. 1, p. 143-161, 1994.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 1, p. 923-938, 1952.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transaction of American Geophysical Union**. v. 38, n. 1, p. 913-920, 1957.

TONELLO, K. C. DIAS, H. C. T. SOUZA, A. L. de. ALVARES, C. A. RIBEIRO, S. LEITE, F. P. Morfometria da Bacia Hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães – MG. **Revista Árvore**, v. 30, n. 5, p. 849-857, 2006.

VESTENA, L. R.; CHECCHIA, T. KOBAYAMA, M. **Análise morfométrica da bacia hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner/SC**. Anais do VI Simpósio Nacional de Geomorfologia. Goiânia-GO, 6 a 10 de setembro, 2006.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 1975.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. **The Journal of Geology**, v. 68, n. 1, p. 54-74, jan. 1960.

ZANI, H. ASSINE, M. L. SILVA, A. CORRADINI, F. A. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no Megaleque do Taquari, Pantanal Matogrossense: uma análise baseada no processamento de Dados SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 23-28, 2009.

ZAVATINI, J. A. **Dinâmica atmosférica e a distribuição das chuvas no Mato Grosso do Sul**. 1990. Tese (Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo/USP, São Paulo, 1990.

ZAVATTINI, J. A. **As chuvas e as massas de ar no estado de Mato Grosso do Sul: estudo geográfico com vista à regionalização climática** [online]. São Paulo: Editora UNESP; São Paulo: Cultura Acadêmica, 2009. 212 p.