

**UNIVERSIDADE DO ESTADO DE MATO GROSSO
FACULDADE DE CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

WILLIAN COSME DA SILVEIRA DE PAULA

**ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS NO BAIXO CURSO DO RIO
CABAÇAL, MT NO PERÍODO ENTRE 1990 A 2018**

CÁCERES, MT

2019

Willian Cosme da Silveira de Paula

**ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS NO BAIXO CURSO DO RIO CABAÇAL, MT NO
PERÍODO ENTRE 1990 A 2018**

Dissertação apresentada como requisito para a obtenção do grau de Mestre em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais da Universidade Estadual do Mato Grosso – UNEMAT.

Orientadora: Prof^a Dr^a Sandra Baptista da Cunha

Coorientadora: Prof^a Dr^a Célia Alves de Souza

CÁCERES, MT

2019

Ficha catalográfica

CIP – CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO

P324a PAULA, Willian Cosme da Silveira de.

Alterações morfológicas no Baixo Curso do Rio Cabaçal-MT no período entre 1990 à 2018 / Willian Cosme da Silveira de Paula. – Cáceres, 2019.

121 f. ; 30 cm. (ilustrações) Il. color. (sim).

Trabalho de Conclusão de Curso (Dissertação/Mestrado) – Curso de Pós-graduação Stricto Sensu (Mestrado Acadêmico) Geografia, Faculdade de Ciências Humanas, Câmpus de Cáceres, Universidade do Estado de Mato Grosso, 2019.

Orientadora: Dra. Sandra Baptista da Cunha.

Coorientadora: Dra. Célia Alves de Souza.

1. Dinâmica Fluvial. 2. Migração Lateral. 3. Sedimentação. I. Cunha, S. B. da Dra. II. Souza, C. A. de, Dra.

CDU 556.02"1990/2018"817.2)

**ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS NO BAIXO CURSO DO RIO CABAÇAL, MT NO
PERÍODO ENTRE 1990 A 2018**

Essa Dissertação foi julgada e aprovada como partes dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Cáceres, 13 de dezembro de 2019.

Banca Examinadora

Sandra Baptista da Cunha

Prof.^a Dr.^a Sandra Baptista da Cunha (Orientadora)
Universidade Federal Fluminense (UFF)

Souza

Prof.^a Dr.^a Célia Alves de Souza (Avaliadora)
Universidade Estadual do Mato Grosso (UNEMAT)

João Cabral
Prof. Dr. João Baptista Cabral (Avaliador)
Universidade Federal de Goiás (UFG)

Cáceres
Mato Grosso, Brasil
2017

Agradecimentos

Agradeço a Universidade do Estado de Mato Grosso e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia por me oportunizar a qualificação a nível de graduação e mestrado. Aos professores do programa que contribuíram imensamente na minha qualificação, em especial ao professor João Cabral pelas valorosas contribuições na qualificação.

A todos os amigos e colegas do Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial (LAPEGEOF) pelas conversas, discussões e apoio. Agradeço em especial os aqueles que auxiliaram nas coletas de campo como Evanil Rocha, Luana Rodrigues de Carvalho, José Lourenço, Vinicius Neves, Maxsuel Santana, Vanilda Soares. Ao Josiel Dorriguette pelo apoio na obtenção das fotografias aéreas. Aos bolsistas de Iniciação Científica que auxiliaram nas análises laboratoriais como a Grazieli e o Rafael.

Agradeço imensamente a professora Célia pelas valorosas contribuições durante todo o processo de graduação e mestrado, além de professora e orientadora exemplar é um exemplo a ser seguido como pessoa.

Agradeço a professora Sandra Cunha pelas contribuições e orientação nas arguições. Foi uma excelente experiência conviver uma pesquisadora que tanto admiro e sou um incontestável fã de seu trabalho.

A todos meu muito obrigado.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Variáveis hidrodinâmicas no baixo curso do rio Cabaçal.....	52
Tabela 2: Aspectos sedimentares no baixo curso da bacia do rio Cabaçal.....	53
Tabela 3: Pluviometria registrada dos 21 dias anteriores as atividades as atividades de campo.....	55
Tabela 4: Canais Secundários no baixo curso do rio Cabaçal.....	62
Tabela 5: coordenadas geográficas dos pontos de inflexão.....	65
Tabela 6: Feições morfológicas no baixo curso do rio Cabaçal.....	71
Tabela 7: Granulometria do transecto 01.....	89
Tabela 8: Granulometria do transecto 02.....	93
Tabela 09: Granulometria do transecto 03.....	97
Tabela 10: Granulometria do transecto 04.....	102

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização do baixo curso do rio Cabaçal – Mato Grosso.....	14
Figura 2: Localização das seções transversais no baixo curso do rio Cabaçal.....	46
Figura 3: Seção transversal 01 no rio Cabaçal: A e B Destacam para a seção transversal e barra a lateral na margem esquerda; C e D evidencia, o ponto de estrangulamento do canal fluvial a montante da seção 01.	50
Figura 4: A e B seção transversal 02 no canal secundário do rio Cabaçal.....	54
Figura 5: A e B seção transversal 03 e barra em pontal no canal principal do rio Cabaçal; a figura C e D vista do terraço na margem esquerda do rio Cabaçal.....	57
Figura 6: A e C seção transversal 04 no canal principal do rio Cabaçal; a figura B e D evidenciam a confluência com o rio Paraguai.....	58
Figura 7: Migração no canal principal e secundário no baixo curso do rio Cabaçal – compartimento I e II, em 1995 e 2018.....	63
Figura 8: Migração lateral no canal principal e secundário no baixo curso do rio.....	67
Figura 9: Feições morfológicas no compartimento 1 no ano de 1995.....	72
Figura 10: Feições morfológicas no compartimento 1 no ano de 2018.....	73
Figura 11: Feições morfológicas no compartimento 2 no ano de 1995.....	77
Figura 12: Feições morfológicas no compartimento 2 no ano de 2018.....	78
Figura 15: Feições morfológicas no compartimento 3 no ano de 1995.....	82
Figura 16: Feições morfológicas no compartimento 3 no ano de 2018.....	83
Figura 17: Vista aérea da geoformas deposicional no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.....	87
Figura 18: Vista aérea da Barra Lateral no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.....	91
Figura 19: Vista aérea da Barra Lateral no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.....	95
Figura 20: Vista aérea da Barra Lateral no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.....	100

RESUMO

A presente pesquisa foi realizada no baixo curso do rio Cabaçal, afluente da margem direita do rio Paraguai, com o objetivo de avaliar as mudanças nas feições morfológicas entre os anos de 1990 a 2018, o comportamento hidrodinâmico, sedimentológico e caracterizar as feições deposicionais. Para tanto, a pesquisa foi dividida em três fases: gabinete, campo e laboratório. O trabalho de gabinete foi construído anterior e posterior às expedições de campo; na etapa precedente à saída de campo, pesquisou-se a bibliografia acerca do tema, definidas as seções de coleta no canal, e as feições para caracterização por intermédio de transecto. De posse dos dados coletados em campo, foram realizados os cálculos de área da seção, vazão e descarga sólida suspensa. Ainda nessa etapa, mapearam-se as feições morfológicas com imagens da série Landsat 5 e 8, utilizando o ArcMap 10.3.1. O trabalho de campo consolidou-se em três momentos: no período de estiagem, cheia e estiagem, sendo o último para obtenção de imagens aéreas. A profundidade foi medida com auxílio de um sonar Garmin; a largura do canal foi dimensionada com fita métrica; a velocidade foi verificada com molinete fluviométrico; os sedimentos de fundo foram coletados com uma draga do tipo amostrador de mandíbulas; os sedimentos suspensos foram recolhidos com uma garrafa de Van Dorn. A caracterização das feições foi realizada por meio de transecto no qual foram analisados três pontos em cada feição (barra, dique e mata ciliar) de montante a jusante, sendo coletado material na superfície e a cada 25 cm até 125 cm quando possível. As fotografias aéreas foram obtidas por intermédio de um drone *Dji Mavic Air Fly More* com sensor acoplado de vídeo 4K – 30fps e de fotografia 12 megapixels com HDR. Na etapa de gabinete ulterior ao trabalho de campo, calculou-se a área da seção, vazão e descarga sólida. Em laboratório, foi realizada a análise granulométrica dispersão total e o método de peneiramento, o índice de matéria orgânica foi obtido pelo meio de calcinação e a quantidade de sedimentos suspensos foi computada pelo método de evaporação. Na área de estudo, a velocidade variou entre 0,5 a 1,56 m/s⁻¹ no período de estiagem e 2,01 a 2,51 m/s⁻¹ no período de cheia; a vazão na área da seção variou entre 39.65 a 223,84 no período de estiagem e 206.21 a 501.70 m³/s⁻¹ no período de cheia; a descarga sólida suspensa variou de 253,50 a 1.585,86 ton/dia na estiagem e 1.787,84 a 5.947,34 ton/dia na cheia. A área de estudo transporta sedimentos essencialmente grossos com predominância de areia fina, a qual variou entre 52.5% a 88.85% no período de cheia e 46.25% a 64.15% no período de estiagem; a areia média oscilou de 7.75% a 26.25% no período de estiagem e 4.20% a 45.45% no período de cheia. Na área da seção, os canais secundários são as feições mais dinâmicas da paisagem e, quando abandonados, deixam na paisagem uma sucessão de baías, meandros abandonados e lagoas. A análise dos transecto apresentou predominância de areia, com as maiores percentagens de silte e argila na superfície dos diques e matas ciliares. Os teores de matéria orgânica foram superiores nos diques e nas matas ciliares, sobretudo próximo da superfície, alcançando valores de até 1.228 mg e 1.221 mg.

Palavras-chave: Dinâmica Fluvial. Migração Lateral. Sedimentação.

ABSTRACT

This research was carried out in the lower course of the Cabaçal River, a tributary of the right bank of the Paraguay River, in order to evaluate the changes in morphological features between 1990 and 2018, the hydrodynamic and sedimentological behavior and to characterize the depositional features. To this end, the research was divided into three phases: cabinet, field and laboratory. Cabinet work was built before and after field expeditions; In the step preceding the field trip, we searched the literature on the theme, defined the collection sections in the channel, and the features for characterization through transect. In possession of the data collected in the field, calculations of section area, flow and suspended solid discharge were performed. Also at this stage, the morphological features were mapped with images from the Landsat 5 and 8 series using ArcMap 10.3.1. The fieldwork was consolidated in three moments: during the dry season, flood and dry season, being the last one to obtain aerial images. Depth was measured with the aid of a Garmin sonar; channel width was sized with tape measure; the speed was verified with fluviometric reel; the bottom sediments were collected with a mandible sampler dredger; The suspended sediments were collected with a bottle of Van Dorn. The characterization of the features was performed by transect in which three points were analyzed in each feature (bar, dike and riparian forest) upstream downstream, and material was collected on the surface and every 25 cm to 125 cm when possible. Aerial photography was obtained using a Dji Mavic Air Fly More drone with 4K - 30fps video coupled sensor and 12 megapixel HDR photography. In the cabinet stage after fieldwork, the section area, flow rate and solid discharge were calculated. In the laboratory, the total dispersion particle size analysis and the screening method were performed, the organic matter index was obtained by the calcination medium and the amount of suspended sediment was computed by the evaporation method. In the study area, the speed ranged from 0.5 to 1.56 m / s-1 during the drought period and 2.01 to 2.51 m / s-1 during the flood period; the flow in the section area ranged from 39.65 to 223.84 during the drought period and 206.21 to 501.70 m³ / s-1 during the flood period; suspended solid discharge ranged from 253.50 to 1,585.86 ton / day at drought and 1,787.84 to 5,947.34 ton / day at flood. The study area carries mainly coarse sediments with a predominance of fine sand, which ranged from 52.5% to 88.85% in the flood period and from 46.25% to 64.15% in the dry season; average sand fluctuated from 7.75% to 26.25% in the dry season and 4.20% to 45.45% in the flood period. In the section area, the secondary channels are the most dynamic features of the landscape and, when abandoned, leave in the landscape a succession of bays, abandoned meanders and lagoons. The transect analysis showed a predominance of sand, with the highest percentages of silt and clay on the surface of the dykes and riparian forests. Organic matter contents were higher in the dykes and riparian forests, especially near the surface, reaching values of up to 1,228 mg and 1,221 mg.

Keywords: River Dynamics. Lateral migration. Sedimentation.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	07
LISTA DE FIGURAS	08
RESUMO.....	09
ABSTRCT.....	10
1. Introdução.....	13
2. Fundamentação teórica.....	18
2.1 Análise integrada da paisagem.....	18
2.2 Definição atual da paisagem.....	24
2.2.1 A análise da paisagem em sistemas fluviais.....	26
2.3 Fatores condicionantes.....	28
2.3.1 Dinâmica fluvial dos canais meandranes.....	30
2.3.2 Morfologia da calha e planície de inundação (feições fluviais).....	36
2.4 Mapeamento de feições morfológicas: conceitos de mapeamento e instrumentos de análise.....	40
3. Procedimentos metodológicos	43
3.1 Trabalho de gabinete.....	43
3.2 Mapeamento das feições morfológicas.....	44
3.3 Trabalho a campo.....	45
3.3.1 Levantamento das variáveis hidrodinâmica e sedimentológicas.....	48
3.3.2 Caracterização das feições através de transecto.....	48
3.3.3 Aquisição de fotografias aéreas.....	48
3.4 Trabalho de Laboratório.....	49
3.4.1 Análise granulométrica (dispersão total), Embrapa (1997).....	49
3.4.2 Método de peneiramento, Suguio (1973).....	50
3.4.3 Análise de Matéria Orgânica por Calcinação (Nelson e Sommers, 1996).....	50
3.4.4 Método de evaporação (CARVALHO, 2000).....	50
4. Resultados e Discussões.....	51
4.1 Hidrodinâmica e sedimentação.....	51
4.1.1 Seção 01.....	51
4.1.2 Seção 02.....	54
4.1.3 Seção 03.....	57
4.1.4 Seção 04.....	59
4.2 Dinâmica dos canais secundários do rio Cabaçal.....	62
4.2.1 Compartimento 1.....	62
4.2.2 Compartimento 2.....	65
4.2.3 Compartimento 3.....	66
4.3 Mudanças morfológicas no baixo curso do rio Cabaçal.....	68
4.3.1 Compartimento 1.....	68
4.3.2 compartimento 2.....	76
4.3.3 compartimento 3.....	81
4.4 Caracterização das geoformas deposicionais.....	86
4.4.1 Transecto 01.....	86
4.4.2 Transecto 02.....	92
4.4.3 Transecto 03.....	91
4.4.4 Transecto 04.....	100

Considerações finais.....	104
Referências Bibliográficas.....	102

1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica é uma unidade natural, ou seja, uma área da superfície terrestre cujos limites são criados pelo próprio escoamento superficial ao longo do tempo (LEOPOLD; EMMETT; MYRICK, 1971). Brigante e Espíndola (2003) complementam essa definição, afirmando que a bacia é uma área da superfície terrestre, com os limites criados pelo escoamento das águas, no decorrer do tempo, sendo resultado da interação da água com outros elementos.

Schumm (1977) e Bayer (2002) salientam que a bacia pode ser dividida em três zonas: alto curso, que inclui cabeceiras, sendo considerado setor de erosão; médio curso, que corresponde ao setor de transporte; e o baixo curso ou setor de deposição, que é associado ao desenvolvimento da planície de inundação.

Uma planície de inundação é a faixa que bordeja os canais aluviais, cuja geometria é construída para proporcionar uma condução estável da água e dos sedimentos. O limite ativo do canal demarca a construção ou a destruição da planície, entretanto, no período de cheias, o limite pode-se estender (NANSON; CLOCK, 1992).

A dinâmica das paisagens dos rios meandantes refletem a interação dos processos físicos, biológicos e culturais que, em conjunto, originam uma variedade de estruturas florísticas e antrópicas (GRECO; PLANT, 2003).

Inseridos na paisagem da planície de inundação, o rio constrói feições fluviais que podem ser definidas como formas construídas pela dinâmica fluvial erosão, transporte e deposição. As feições oscilam no decorrer do corredor fluvial, ou seja, no espaço, bem como, ao longo do tempo, podem variar conforme o período do rio cheia e estiagem. Dentre as principais feições, destacam-se ilhas, barras de pontal, barras centrais, diques marginais, diques de rompimento, meandro abandonado, lagos em ferradura entre outras.

Conforme Cunha (2008), as feições podem ser construídas pela erosão nas margens côncavas, originando os meandros abandonados, os quais podem formar lagos ou pântanos e as barras de sedimentos são formadas a partir dos sedimentos dos bancos de solapamento a montante.

Para Kellerhald et al. (1976) e Dietrich (1985), as características da calha estão, em sua maioria, associadas aos processos de erosão e deposição. Os depósitos de sedimentos pertencem a diferentes categorias, como os que se

desenvolvem no eixo central, ou seja, os bancos ou barras centrais (*mid channel bar*), as barras laterais (*channel side bar* e *point bars*), barras submersas e ilhas fluviais.

No cenário internacional, as pesquisas quanto aos rios meândricos e à migração lateral de canal são as de Hooke (1984; 2007; 2008), Bridge et al. (1986), Harvey (1989), Gurnell e Downward (1994), Gilvear, Witerbottom e Sichingabula (2000), Brooks, (2003), Constantine, McLean e Dunne (2010), Greco e Plant (2003) e Wheaton et al. (2015).

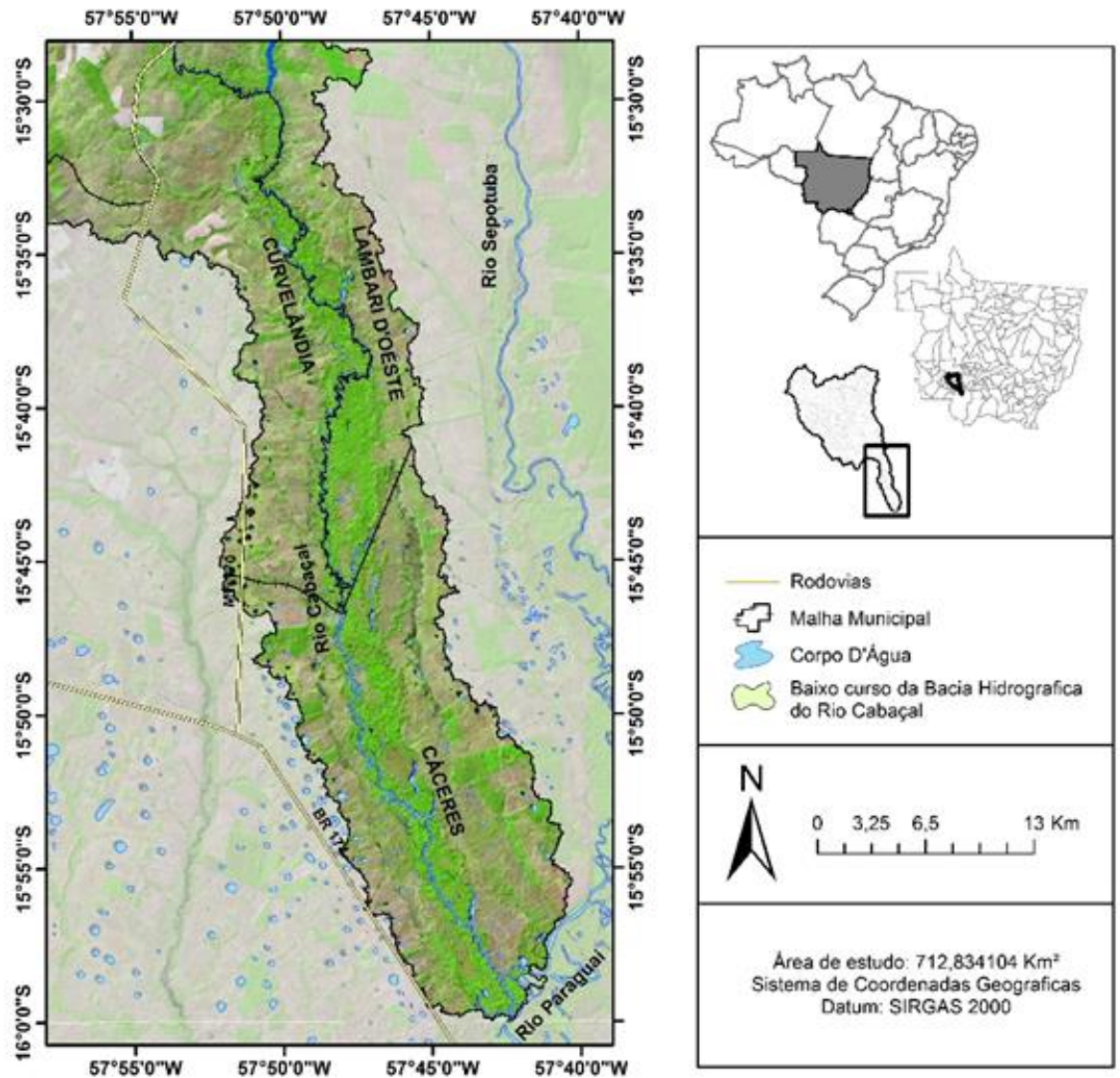
Dentre as pesquisas realizadas no Brasil a respeito da migração lateral de canais e mudanças nas feições morfológicas, destacam-se os estudos de Stevaux (1993), Fernandez (1995), Morais (2002; 2006), Assine (2003), Souza (2004), Silva (2006), Bayer e Carvalho (2008), Zancopé, Perez Filho e Carpi Júnior (2009), Silva (2010), Morais (2015), Leandro (2015) e Leli (2015).

Na Bacia do Alto Paraguai (BAP), as pesquisas mais significativas foram realizadas por Souza (1998; 2004), Silva (2006; 2010), Souza et al. (2017), Silva et al. (2012). Na bacia hidrográfica do rio Cabaçal, destacam-se Avelino (2006), Leandro, Souza e Chaves (2012), Leandro e Souza (2012), Souza Filho (2013), Carvalho (2015), Lorenzon (2016), Souza et al. (2017), Lima et al. (2017) e Félix (2018).

O rio Cabaçal nasce na Chapada dos Parecis, município de Reserva do Cabaçal, constituindo-se em um dos principais afluentes do rio Paraguai, no Pantanal mato-grossense, possui 6.040 km² de área e seu principal afluente é o rio Branco (SOUZA et al., 2013). De acordo com Souza et al. (2017), nas últimas décadas, a bacia do Cabaçal vem passando por alterações em seu meio físico, decorrentes do processo de ocupação e do conseqüente uso da terra; logo, as paisagens até então preservadas sofrem com a degradação ambiental.

A área deste estudo corresponde à planície fluvial do baixo curso do rio Cabaçal, situada entre as coordenadas geográficas 15° 30' 00" a 16° 00' 00" S. 57° 55' 00" a 57° 40' 00" W. O rio Cabaçal encontra-se no Alto Paraguai, constitui um dos principais fornecedores de água e sedimentos para o Pantanal mato-grossense. A área insere-se em três municípios do Mato Grosso: Lambari do Oeste, Curvelândia e Cáceres (Figura 1). Nessa conjuntura, o rio Cabaçal é um dos principais afluentes da margem direita do rio Paraguai e um dos principais fornecedores de águas e sedimentos das cabeceiras do Pantanal mato-grossense.

Figura 1: Localização do baixo curso do rio Cabaçal – Mato Grosso



Fonte: Lima et al (2017).

O baixo curso da bacia do rio Cabaçal pode ser dividido em duas unidades: a primeira refere-se a unidades da depressão do rio Paraguai e a segunda às planícies e pantanais mato-grossenses. É importante salientar que o baixo curso apresenta relevo suave ondulado com 53,69%, plano com 26,41% e 19,12% de ondulado (LIMA,2018).

A geomorfologia da segunda unidade é constituída pela depressão do rio Paraguai que corresponde a extensas áreas rebaixadas e drenadas pelos tributários do rio Paraguai. Ela é constituída por uma superfície pouca dissecada com pequeno declínio topográfico de norte-sul, a altimetria varia de 120 a 300 m (RADAMBRASIL, 1982).

Sob a depressão do rio Paraguai ocorrem os depósitos da Formação Pantanal e os Aluviões Atuais que são pouco espessos, com cascalhos, arenosos, síltico-argilosos friáveis e parcialmente laterizados (ALMEIDA, 1964; RADAMBRASIL, 1982).

Conforme o RadamBrasil (1982) os solos na presente área são: o latossolo e o neossolo. Os latossolos possuem horizonte B latossólico e são solos muito alterados, profundos e pobres em nutrientes e ocupam superfície mais velhas e estáveis das paisagens (BATISTA; PAIVA; MARCOLINO, 2014). Os neossolos são pouco desenvolvidos e não possuem o horizonte diagnóstico; nessa área, sob os neossolos a vegetação é constituída pela floresta estacional (RADAMBRASIL, 1982).

Na segunda unidade, a geomorfologia é constituída pelas planícies e pantanais mato-grossenses, as altimetrias variaram entre 80 a 150 com declividade regional inexpressiva, o que provoca o barramento das águas no Pantanal que propicia o constante barramento das águas (RADAMBRASIL, 1982).

De acordo com RadamBrasil (1982) e Camargo (2011), os aluviões atuais pertencem ao holoceno e são caracterizados como depósitos de planície de inundação constituídos de areias, siltes, argilas e cascalhos. Nessa unidade, o solo registrado é o Gleissolo Háptico TB eutrófico típico que são solos pertencentes a áreas úmidas arenosas localizadas em relevos planos.

O objetivo geral da presente pesquisa foi *avaliar as mudanças espaço-temporal das feições morfológicas do baixo curso do rio Cabaçal entre os anos de 1990 a 2018*, que se desmembra nos seguintes objetivos específicos:

- (a) Analisar evolução morfológica da planície fluvial de inundação no baixo curso do rio Cabaçal entre os anos de 1990 e 2018;
- (b) Avaliar as variáveis hidrodinâmicas e sedimentológicas.
- (c) Verificar o processo de sedimentação na planície de inundação.

O baixo curso do rio Cabaçal passa por um intenso processo de assoreamento no canal e na planície de inundação como consequência das mudanças no uso e cobertura da bacia a partir da década 1970 o que acarretou em danos ambientais, sociais e econômicos.

Diante desse contexto, a caracterização espaço temporal das feições morfológicas a partir do sensoriamento remoto, bem como a caracterização das feições em campo por meio de transecto consistem em ferramentas importantes

para a obtenção de informações relevantes que possam ser utilizadas como base para projetos futuros e políticas públicas.

De acordo com normas do Programa de Pós-Graduação da Universidade do Estado de Mato Grosso, esta dissertação foi estruturada em quatro capítulos. O primeiro contempla a introdução com estado da arte, justificativa e objetivos. A segunda seção aborda a fundamentação teórica sobre a temática; o terceiro segmento trata dos procedimentos metodológicos usados na pesquisa e no quarto capítulo são apresentados os resultados e as discussões decorrentes desta pesquisa.

2. Fundamentação teórica

2.1 Análise integrada da paisagem

Conforme Suertegaray (2001), a atuação da ciência geográfica é balizada pelo conceito de espaço, sendo este a ideia mais abrangente e abstrata. O estudo do espaço geográfico é realizado por duas concepções: tempo e espaço. O tempo é concebido como espiral dado por setas (avanços) e retornos (ciclos); o espaço, de formação e funcionalidade. Em relação ao conceito de *tempo*, Santos (2006) esclarece que o espaço é formado por objetos do passado cristalizados como objetos atuais, contudo esses objetos estão inclusos na lógica do tempo atual.

Ainda no que se refere às concepções de espaço, Suertegaray (2001) afirma que inicialmente eram ligados com o espaço absoluto de Kant; porém, após as contribuições de Einstein referentes ao espaço relativo, o espaço é definido *a priori* por variáveis pré-estabelecidas.

O espaço geográfico é formado por “um conjunto indissociável, solidário e também contraditório, de sistemas de objetos e sistemas de ações não considerados isoladamente, mas como quadro único no qual a história se dá”. Essa realização é mediada a partir das técnicas, os objetos condicionam as ações, e as ações criam novos objetos e se realizam sobre objetos preexistentes (SANTOS, 2006).

No entendimento de Christofolletti (1999), a Geografia estuda as organizações espaciais, sendo que o termo *organização* se refere a uma ordem de entrosamento entre partes e elementos de um conjunto. O espaço implica a existência de uma área e, por sua vez, a Geografia Física encarrega-se do estudo da organização dos sistemas ambientais físicos e a Geografia Humana preocupa-se com os sistemas socioeconômicos que abrangem cidades, uso do solo rural, indústria, redes de circulação dentre outros.

No começo da história dos homens, as paisagens eram simplesmente constituídas por objetos naturais e, com o decorrer dos anos, foram adicionados objetos técnicos como estradas, plantações, casas, depósitos, portos e fábricas. Nos últimos trinta anos (final do século XX e início do XXI) as transformações se deram com base na tecnologia e na ciência, transformando os objetos, tornando-os cada vez mais artificiais (SANTOS, 2006).

Nesse sentido, Ross (2009) relaciona a intensificação da exploração dos recursos naturais com o desenvolvimento tecnológico, científico e econômico das sociedades, transformando as paisagens no que Santos (2006) afirma como meio técnico-científico informacional.

Esse meio é marcado pelo seu conteúdo de ciência e tecnologia, bem como pela intensa exploração dos recursos naturais e sua consequente degradação dentre as principais atividades que provocam a deterioração das paisagens. Como exemplo, destaca-se a industrialização, mecanização da agricultura, implementação de paisagens artificiais e exploração de combustíveis fósseis. As paisagens naturais transmutaram-se em novas paisagens em consequência das atividades econômicas, cujos componentes socioeconômicos adquirem maior relevância (ROSS, 2009).

Nesse contexto, com o objetivo de compreender sua categoria central, a Geografia desenvolveu conceitos-chave para embasar seu entendimento. Toma-se como exemplo o que afirma Suertegaray (2001), destacando a paisagem como um conceito operacional, que tem como objetivo a investigação do espaço geográfico a partir de uma ótica específica. Podendo ser composta de uma forma e de uma funcionalidade, a paisagem pode ser entendida como a materialização das condições socioambientais existentes.

Na perspectiva de Santos (2006), a paisagem é o conjunto de feições e, em um dado momento, nela são incorporadas as sucessivas relações entre homem e natureza; é constituída de objetos concretos que agregam diferentes períodos temporais. A paisagem, portanto, refere-se à distribuição das formas e dos objetos, cada qual com seu conteúdo técnico. Diferenciando-se do espaço que agrega a fisionomia e a vida que anima, o espaço é sempre presente, uma vez que os objetos no espaço são ressignificados para as ações atuais.

O termo *paisagem* é relacionado com a palavra italiana *paessagio*, utilizada quando referida em relação a pinturas sobre a natureza, durante o período renascentista, designando “o que se vê no espaço”, ou seja, o que a visão abarca (CHRISTOFOLETTI, 1999). Mendonça (1996) evidencia que na definição geral da língua portuguesa à paisagem é a totalidade que a visão abarca, ou seja, os objetos de uma porção da terra. A partir de uma visão científica, a paisagem transforma-se em um método, constituindo um antigo método de pesquisa da Geografia.

Como consequência da sua história ligada à estética e ao paisagismo, a paisagem adquiriu conotação científica a partir do século XIX (CHRISTOFOLETTI, 1999). O conceito científico de paisagem foi originado com os geógrafos da Alemanha no século XIX, unido à observação e às explorações científicas daquele século (MENDONÇA, 1996).

Salgueiro (2001) complementa, afirmando que o surgimento da paisagem como conceito ocorreu concomitantemente a uma revolução científica que emancipou a natureza do divino, tornando-a como um objeto passível de ser compreendido e manipulado para fins diversos. No entendimento de Schier (2003), a paisagem é discutida com o objetivo de entender a relação entre os aspectos naturais e sociais no interior do espaço. Maciel e Lima (2011) destacam que no século XIX o estudo da paisagem era marcado pela abordagem da fisionomia e funcionalidade.

No século XX a preocupação dos geógrafos voltou-se para a consolidação da disciplina como ciência. Assim com a ruptura da Geografia Física e Humana, o conceito de paisagem era considerado como integrador, pois congregava os elementos físicos com os humanos (SALGUEIRO, 2001). Após a Segunda Guerra Mundial, surgiram novas tecnologias culminando com o desenvolvimento do sensoriamento remoto em 1970 e, a partir dessas novas ferramentas, o estudo da paisagem ganhou uma nova roupagem (ANTROP, 2000).

A paisagem possui múltiplas abordagens, que podem ser divididas em escolas nacionais, representadas por Schier (2003) e Maciel e Lima (2011) e em internacionais, diferenciadas em quatro escolas: a germânica, francesa, a da União Soviética e a anglo-americana. Para a melhor compreensão desse conceito, procurou-se realizar uma revisão das abordagens de paisagem nas diferentes escolas nacionais, considerando a evolução da categoria.

A definição de paisagem, de acordo com as ideias da geografia alemã, surgiu ligada ao positivismo, como uma forma estética com o objetivo de compreender os fatores geográficos a partir da definição de unidades espaciais (SCHIER, 2003).

Nessa fase, a paisagem era considerada a expressão da materialidade das relações homens meio, sendo a visão do homem seu limite. De acordo com esse pensamento, a paisagem é transtemporal, abrangendo objetos do passado e do

presente em uma construção transversal, diferenciando-se do espaço é sempre presente (SUERTEGARAY, 2001).

Na obra de Alexander Von Humboldt, a paisagem é considerada como um fenômeno global perceptível pelos homens, enfatizava os aspectos humanos e culturais em seus manuscritos (ANTROP, 2000). Carl Ritter não almejava a compreensão da paisagem, entretanto suas pesquisas complementaram as obras de Humboldt, acrescentando às descrições a análise regional. Ainda na fase clássica da geografia, Friedrich Ratzel analisava a paisagem de uma forma antropogênica, considerando-a como resultado do distanciamento do espírito humano da natureza (SCHIER, 2003).

Como categoria científica, a paisagem era considerada até 1940 como um conjunto de fatores naturais e antrópicos por diferentes autores, dentre eles Otto Schlüter, Siegfried Passarge e Karl Hettner. Posteriormente surgiu o *Landschaft* com ideias mais holísticas, já Carl Troll definia a paisagem a partir dos processos ecológicos na ecologia da paisagem (SCHIER, 2003). A ecologia da paisagem de Carl Troll forneceu uma base metodológica sólida na análise da paisagem a partir do uso de fotografias aéreas (ANTROP, 2000).

A ecologia da paisagem reflete a combinação da Geografia com seu conceito de paisagem com a ecologia da Biologia, essa perspectiva de análise que abarca as paisagens naturais e o homem; assim, por esse novo paradigma, paisagens culturais e os aspectos socioeconômicos são considerados (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Outro conceito advindo da geografia alemã é o diagnóstico da paisagem, surgindo a partir de uma referência da medicina, enfocando os limites naturais de exploração da paisagem. Já o termo *função da paisagem* era utilizado para designar os fluxos de energia e nutrientes e/ou a movimentação de espécies entre elementos da paisagem, visando à capacidade de carga da paisagem ou o gerenciamento de seus problemas ambientais (PORTSCHIN; BASTIAN, 2004).

Na escola francesa, os estudos acerca da paisagem foram fortemente influenciados por Paul Vidal de La Blache e Jean Rochefort. Os franceses caracterizavam a paisagem como a relação homem x meio; essa geografia considerava os processos da paisagem como o fator mais importante, contrariando a

geografia alemã (SCHIER, 2003). Antrop (2000) considera que a abordagem de La Blache (1922) utilizava técnicas semelhantes às de Humboldt; contudo, os autores divergem quando o francês considera a importância das modificações na paisagem efetuadas pelas sociedades locais.

Pela ótica dos franceses, o homem possui mais importância que a natureza; os franceses foram os que mais influenciaram no estudo da paisagem na Geografia brasileira (CONTI, 2014).

Em relação a escola do pensamento anglo-americana dedicou-se ao estudo da paisagem doravante a revolução quantitativa a partir dos anos 1940 nos Estados Unidos. Como consequência, o termo *landscape* (Paisagem) foi substituído pela ideia de região sob influência de Richard Hartshorne, sendo definida com variáveis abstratas da realidade da paisagem e da ação humana, o enfoque da abordagem neopositivista era a abstração da realidade a partir dos métodos quantitativos (SCHIER, 2003).

Na ótica desta escola Salgueiro (2001) destaca que a paisagem até os anos 1960 como uma oposição entre comportamento e ambiente. A partir dos anos 1970, Sonnenfeld propôs uma hierarquia entre ambientes perceptíveis geográfico ao comportamental.

Na Rússia, a definição de *paisagem* surgiu atrelada as necessidades de exploração de extensões pouco habitadas, sendo que os russos desenvolveram as ideias de Humboldt e desenvolveram a ciência da paisagem (*Landschaftovedenie*). A paisagem era considerada como um grupo de objetos e fenômenos que se repetem na superfície da terra, ou seja, os fatores visíveis da experiência. Paulatinamente, a essência da paisagem colocou-se no centro da discussão (FROVOLA, 2007).

No século XX, a paisagem constituiu-se uma categoria da Geografia, sendo seu estudo influenciado por Anoutchine e Dokoutchava, entre 1890 até 1920. Novos autores, como Krasov, Vyssotki, Borzov e Berg 1930 e 1940 a paisagem firma-se como ramo da geografia, mas consistindo em descrições exaustivas fato ligado as políticas stalinistas. Um novo enfoque na paisagem é ligado aos modelos qualitativos e quantitativos, com o objetivo de controlar o substrato geográfico (FROVOLA, 2007).

Uma importante contribuição aos estudos da paisagem foi a noção de Geossistema de Sotchava, formulada a partir das ideias da Teoria Geral dos Sistemas, de Bertalanffy. Sotchava (2015) define geossistema como uma porção da Terra no qual os componentes naturais interagem de forma sistêmica uns com os outros, e com as esferas cósmicas e antrópica. O autor ainda salienta que esse é um fenômeno natural, mas, apesar disso, sua descrição deve levar em conta os fatores que influenciam na sua estrutura e suas peculiaridades como fatores econômicos e sociais.

O geossistema é composto por elementos e processos relacionados com clima, solo, relevo, águas e os seres vivos tendo seu funcionamento vinculado ao fluxo de matéria e energia (AMORIM, 2012; 2017; CHRISTOFOLETTI, 1999). Entretanto podem-se construir os parâmetros dele como sistema territorial, a produção e a população (SOTCHAVA, 2015).

A concepção de geossistema foi influenciada pela geografia francesa. Bertrand (2004) afirma que o geossistema envolve o potencial ecológico (clima, hidrologia e geomorfologia), a exploração biológica (vegetação, solo e fauna) e a ação antrópica.

Em relação à escala, Bertrand (2004) pensa que o geossistema situa-se na escala de Cailex e Tricart, com dimensões de alguns quilômetros a algumas centenas de quilômetros quadrados. O autor esclarece que, no interior de um geossistema, situa-se o geofáceis e o geotopo, sendo o primeiro uma superfície fisionomicamente homogênea dentro da mesma evolução do geossistema, tendo uma extensão na escala entre algumas centenas de metros; o segundo é abordado em análises de microformas, em uma escala de alguns metros quadrado.

Entretanto Troppmair (2006) alerta que, ao criar o geossistema, Sotchava imaginou-o com base nos seus conhecimentos e nas dimensões de seu país, ou seja, União Soviética. Dessa forma, abrange áreas com centenas ou mesmo milhares de quilômetros quadrados. Para o autor, o geossistema e a paisagem não são termos que devam ser empregados, quando se trata de alguns hectares.

Os modelos de geossistemas refletem as alterações econômicas e sociais porque o homem altera os componentes do geossistemas, como umidade, sais no solo, vegetação etc. As paisagens antropogênicas constituem uma variação do

geossistema (SOTCHAVA, 2015). Os sistemas antrópicos são definidos por Amorim (2012) como integrantes das variáveis econômica, social e política e determinam a valorização dos diferentes sistemas ambientais (organização espacial).

Troppmair (2006) salienta que os geossistemas ocupados na sua totalidade, como a bacia de São Paulo, compõem exceções, portanto as modificações humanas no interior do geossistema são irrelevantes no contexto do todo e, dessa forma, o geossistema não é descaracterizado pela ação antrópica. O autor explica que, por mais que modificações sejam efetuadas no geossistema, ainda guarda suas características naturais.

Nessa perspectiva, Christofletti (1999) salienta que a atividade humana é um fato de interferência nas características e nos fluxos de matéria e energia, o que modifica o equilíbrio natural dos geossistemas. Logo, as análises dos sistemas ambientais (geossistemas) não podem excluir o conhecimento dos sistemas socioeconômicos.

Devido às ações antrópicas, os geossistemas se reestruturam segundo uma velocidade mais intensa. A reorganização é influenciada devido a mudanças externas nos fluxos de energia, cujo resultando são mudanças endógenas em diferentes níveis (AMORIM, 2012).

2.2 Definição atual de *paisagem*

A paisagem é um objeto perceptível por um observador que enxerga sua morfologia, e suas formas; contudo, devem-se explicar as relações dos elementos da morfologia, ou seja, sua estrutura e seu funcionamento (BOLOS; CAPDEVILA, 1981).

Conforme Conti (2014), paisagem não representa somente o que é visível, sendo essenciais os fenômenos e os processos invisíveis considerados fundamentais à compreensão da paisagem. No entendimento de Troppmair (2006), a paisagem é a fisionomia de um geossistema, e conforme Bertrand:

A paisagem não é a simples adição de elementos geográficos disparatados. É em uma determinada porção do espaço, o resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos

que reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução (BERTRAND, 2004).

Bolos e Capdevila (1981) afirmam que a paisagem não é concebida com única categoria da ciência geográfica, ela é apenas uma das múltiplas linhas dentro da Geografia. Analisar a paisagem de forma integrada, portanto, é avaliar um objeto que por si só já é integrado.

Ab'saber (2003, p. 28) alerta que “a paisagem é uma herança, na verdade ela é uma herança de processos fisiográficos e biológicos, e patrimônio coletivo dos povos que historicamente as herdaram como território de atuação de suas comunidades”. A paisagem é um importante patrimônio natural e cultural e colabora com a formação das culturas locais, sendo que ainda pode ser considerada um elemento da qualidade da vida das populações, nos meios urbanos ou rurais, degradados ou de grande qualidade (CONSELHO EUROPEU DA PAISAGEM, 2000).

Antrop (2000) pondera que a paisagem não é somente um complexo passível de análise por métodos científicos, é igualmente fruto da experiência subjetiva do sujeito, ou seja, o observador compara-a e avalia-a a partir de suas experiências anteriores. A partir da perspectiva holística, a paisagem é definida como complexa, ou seja, a estrutura da paisagem é formada a partir da relação de seus elementos. A estrutura da paisagem pode ser definida como as relações descritas pelos elementos da paisagem.

Na concepção de Ross (2009), as sociedades são antes de tudo um componente da natureza, portanto não devem ser consideradas um elemento estranho ao ambiente e, dessa forma, o homem participa dos fluxos de energia e do funcionamento do sistema. Conforme Vicens (2012) a paisagem é caracterizada a partir da homogeneidade das suas variáveis, assim como, à similaridade de sua gênese e sua evolução, essa homogeneidade é relativa conforme o nível hierárquico da classificação.

Nesse sentido, a homogeneidade da paisagem é o que determina as unidades de paisagem, cada unidade portará um grau de semelhança fisionômica, que é consequência dos fluxos, da interação dos componentes e da ação antrópica (ROSS, 2009). Nessa perspectiva, Antunes (2017) complementa que a fisionomia da

paisagem é a forma como se faz perceptível. Exemplificando, na área geomórfica, a fisionomia é atrelada às formas de relevo, colinas morros, à configuração de estruturas do relevo dentre outros. Assim, a investigação dos elementos da paisagem auxilia a interpretação da superfície terrestre.

O Conselho Europeu da Paisagem (2000) considera que a paisagem pode ser considerada um recurso favorável às atividades econômicas, pois ela desempenha importantes papéis nos campos culturais, ecológicos, econômicos e sociais. Nesse contexto, as noções de ordenamento da paisagem e qualidade da paisagem ganham importância.

Bolos e Capdevila (1981) identificam cinco tipos de paisagens: a natural, que pode ser definida quando não possui um subsistema socioeconômico sobreposto; as balanceadas, as quais são encontradas quando os subsistemas geoma, bioma e socioeconômico possuem importância equivalente, ou seja, o homem não controla a paisagem totalmente; as paisagens abióticas possuem os três subsistemas com domínio do geoma; paisagens bióticas são as dominadas pelo ecossistema e, por fim, a paisagem antrópica, que é encontrada quando o subsistema socioeconômico é o dominante.

A conservação da diversidade e da qualidade, bem como o planejamento e a recuperação das paisagens constituem um dos maiores desafios para as ciências atualmente. Cabe, portanto, o ajuste teórico metodológico, objetivando elucidar essas problemáticas (GUERRA; MARÇAL, 2006).

2.2.1 Análise da paisagem em sistemas fluviais

Silva e Rodriguez (2014) afirmam que, como ciência síntese, a Geografia procura direcionar seus esforços na perspectiva de analisar de forma integrada as realidades socioambientais e suas inter-relações, levando em consideração as dinâmicas da realidade analisada. Dessa forma, a paisagem pode contribuir com a análise dos sistemas fluviais. Carvalho (2014) afirma que os componentes ambientais de uma bacia não podem ser compreendidos separados e que, para entender a dinâmica ambiental, deve-se levar em conta as interfaces e suas relações com o objetivo de subsidiar mecanismos de planejamento.

A bacia hidrográfica é uma referência territorial para a gestão dos recursos hídricos, amparada na Lei nº 9.433, que institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, por isso, os estudos de sistemas fluviais utilizando a bacia como unidade são cada vez mais objetos de múltiplas pesquisas. A gestão da paisagem, portanto, tem sido analisada a partir da bacia hidrográfica como unidade de gestão, assim essa perspectiva abrange as variáveis ambientais da paisagem e os aspectos relacionados aos diversos usos, cujo objetivo é a solução de conflitos (PIRES; SANTOS; DEL PRETTE, 2002).

Antunes (2017) entende que diversos autores concordam que o estudo da paisagem permite compreendê-la no presente por meio de sua evolução no decorrer do tempo; logo, a paisagem deve ser entendida de forma integrada para compreender a totalidade. Ainda conforme Antunes (2017), as preocupações relacionadas ao planejamento da paisagem devem ser centradas no estrato geográfico que, por sua vez, é o palco das ações humanas.

As paisagens possuem um nível de resiliência, ou seja, uma determinada capacidade de tolerar os impactos internos e externos; assim, mesmo agredida, a paisagem consegue conservar suas estruturas (VICENS, 2012).

As transformações no meio físico dos primeiros agrupamentos humanos geravam impactos pequenos e localizados, entretanto com o desenvolver da sociedade nos âmbitos intelectual, científico e tecnológico modificaram o ambiente transformando-o em um meio artificial, exemplo o urbano (ROCHA, 2007). No entanto as modificações humanas, no entanto, não alteram as leis da natureza, tampouco criam natureza. As sociedades modificam os fluxos de energia e matéria, transformando sua intensidade e forçando a natureza a buscar um novo equilíbrio (ROSS, 2009).

Nos sistemas hidrográficos, os principais impactos são associados à erosão dos solos, assoreamento de canais navegáveis, enchentes, degradação da qualidade de água (PIRES, SANTOS, DEL PRETTE, 2002). A análise integrada da paisagem nos sistemas fluviais é realizada a partir de diferentes estudos.

Martins e Freitas (2014) identificaram as unidades de paisagem na bacia do Arroio dos Pereiras em Irati, PR, através de mapeamento do uso do solo. Freitas e Santos (2014) realizaram o zoneamento hierárquico dos domínios da bacia do

Uruguai, utilizando os sistemas de informações geográficas e baseando-se em mapas de geomorfologia, solos e geologia. Posteriormente, relacionaram-nos com mapas de uso e cobertura da terra.

Antunes (2017) analisou a paisagem da bacia do rio Botucaraí, no Rio Grande do Sul, através da análise de componentes principais; Watanabe (2011) avaliou a paisagem da bacia do rio Mutum no Paraná a partir do método de geossistema território e paisagem de Bertrand. Ferreira e Piroli (2016) realizaram o zoneamento ambiental das paisagens no alto curso da bacia do rio Sucuriú, classificando a paisagem através da sobreposição dos aspectos fisiográficos e antrópicos. Santana (2017) verificou a degradação nos canais urbanos da bacia do córrego Sangradouro. Dentre outros trabalhos, destacam-se, igualmente, Dalmaso et al. (2017), Azevedo, Gomes e Morais (2016).

Entretanto, as análises da paisagem podem não somente ser realizadas sob a ótica das bacias, por isso diversos estudos são realizados tendo como recorte trechos em bacias hidrográficas. Assim, na bacia do Alto Paraguai, destaca-se Souza (2004), que estudou a dinâmica do corredor fluvial do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da Ilha Taiamã, MT; Leandro (2015), que analisou a dinâmica hidrossedimentológica do rio Paraguai entre a Volta do Angical e a Cidade de Cáceres, MT.

2.3 Fatores condicionantes

Christofoletti (1968) definiu os fatores condicionantes dos processos morfogenéticos. Na concepção do autor, os condicionantes são climáticos, litológicos, morfológicos, o revestimento vegetal e a ação antrópica. Por fim, enfatiza que o clima é o fator principal, pois a esculturação do relevo não se processa sem a água.

Stevaux (1993) demonstra que os processos tectônicos influenciam na história geológica e geomorfológica dos cursos fluviais uma vez que a tectônica pode determinar a posição de blocos, terraços e pode explicar até mesmo a posição da planície. O clima, por sua vez, afeta a disponibilidade hídrica dos cursos de água, o tipo e a quantidade de carga detrítica. Influencia também a posição da planície e, dessa forma, climas pretéritos podem ter determinado a forma dos rios no contexto atual.

A classe e a morfologia das rochas são agentes definidores das bacias e responsáveis pela forma e distribuição dos canais, que naturalmente evoluem pelos agentes modeladores do relevo (CAVALCANTE; MAIA; MORAIS, 2006).

Christofolletti (1977; 1980) salienta que a carga detrítica dos rios é controlada pela morfogênese das vertentes e pelas condições climáticas, a cobertura vegetal e a litologia que, por sua vez, controlam a carga detrítica nos rios. A carga detrítica dos rios ainda é controlada pelos fatores hidrológicos, sendo os mais importantes as condições topográficas e a cobertura vegetal, uma vez que esses fatores influenciam a formação do material intemperizado na bacia. O fluxo e o transporte de sedimentos constituem uma resposta aos processos erosivos e ao estado equilíbrio do sistema fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1977).

A quantidade de água que chega ao canal, expressa no escoamento fluvial, é alimentada pelas águas superficiais e subterrâneas. A proporção entre essas fontes é definida por vários fatores como clima, solo, rocha, declividade e cobertura vegetal (CUNHA, 2008).

No escoamento fluvial, ocorre a ação de duas forças: a gravidade e a fricção; a gravidade age em direção a jusante, movendo a água a uma aceleração proporcional a pendente. A fricção é uma força que proporciona resistência entre as moléculas da água e a parede do canal (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Em relação à velocidade das águas, Cunha (2008) e Stevaux e Latrubesse (2017) afirmam que ela é controlada pela declividade, volume das águas, seção transversal, rugosidade do leito, viscosidade da água e área de atrito entre a água e o canal. Esses fatores fazem a velocidade das águas possuírem um caráter dinâmico, e a alteração em algum fator provoca mudanças na velocidade da água no curso fluvial. Na concepção de Stevaux e Latrubesse (2017), a variação da velocidade pode ocorrer na coluna de água, na seção transversal, no perfil longitudinal e ainda no tempo. Conforme Cunha (2008), a velocidade da água e a turbulência do fluxo modificam a dinâmica fluvial, ou seja, a erosão, transporte e a deposição.

Esse conjunto de fatores vão determinar a morfologia dos canais fluviais. Riccomini et al. (2009) definem esses fatores como autocíclicos e alocíclicos, sendo que os primeiros não afetam apenas a bacia, mas a região que ela está inserida

como, por exemplo, clima, litologia e geomorfologia. Os fatores alocíclicos consistem no volume, velocidade, carga sedimentar, largura e profundidade do canal, rugosidade do leito e cobertura vegetal. Com a intensificação das mudanças antrópicas, tornaram-se um fator condicionante da dinâmica. Cunha (2010) afirma que o homem pode interferir nos rios de forma indireta a partir de desmatamentos, o crescimento da área urbana ou podem interferir diretamente por meio de mineração, canalizações, barramentos, construção de pontes e diques.

Souza (2004) exemplifica a influência das atividades humanas nos cursos de água com desmatamento junto às nascentes que deixam o solo suscetível à erosão e ao sedimento transportado, que podem chegar aos cursos de água.

2.3.1 Dinâmica fluvial dos canais meandantes

Geológica e geomorfologicamente, o conceito de *rio* refere-se a qualquer fluxo canalizado, possuem significativa importância nos processos morfogenéticos. São os agentes mais importantes no transporte de detritos, são canais de escoamento fluvial. Em regiões úmidas, os rios fornecem águas para o subsolo, sendo chamados de efluentes; nas regiões secas, perdem água para o subsolo, são chamados de influentes (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os rios são agentes modeladores da superfície terrestre e constituem os elementos mais dinâmicos da Terra, sendo controlados sobretudo pelo clima, evoluindo continuamente ao longo do tempo (CAVALCANTE; MAIA; MORAIS, 2006). Podem ser classificados como consequentes, subsequentes, obsequentes e insequentes. Os consequentes fluem conforme a declividade do terreno, concordando com a inclinação das camadas; os rios subsequentes são controlados por discontinuidades geológicas; os rios obsequentes possuem fluxo oposto à inclinação das camadas e, por último, os rios insequentes não apresentam controle aparente (RICCOMINI, et al. 2009).

O regime fluvial refere-se ao volume de água que alcança o canal, sendo este controlado por fatores como precipitação, infiltração, drenagem subterrânea entre outros. O fluxo de água pode ser laminar, quando o escoamento se dá por lâminas delgadas, em camadas paralelas sobrepostas; esse fluxo não transporta sedimentos suspensos (CHRISTOFOLETTI, 1980). Stevaux e Latrubesse (2017) complementam que, ao escoarem, as lâminas provocam uma tensão cisalhante proporcional a

resistências das camadas de água; o atrito entre a água e o material do fundo é maior que entre as lâminas d'água.

A partir de uma velocidade crítica, as lâminas são rompidas e o fluxo torna-se turbulento, caracterizado por movimentos caóticos com muitas correntes secundárias, com formação de redemoinhos e movimentos irregulares (CHRISTOFOLETTI, 1980; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A dinâmica fluvial corresponde ao trabalho dos rios: erosão, transporte e sedimentação. Stevaux e Latrubesse (2017) salientam que os processos relacionados com a erosão possuem correlação com o transporte e a sedimentação. Conforme Cunha (2008), os processos erosivos dependem da velocidade, da turbulência do fluxo, do volume e das partículas transportadas. Os mesmos autores afirmam que a erosão fluvial, o transporte de água e sedimentos, a construção e a modificação da planície aluvial são realizadas por meio da energia total que é resultado da soma da energia potencial e cinética.

Conforme salienta Hooke (1979), a erosão é um dos processos mais dinâmicos da natureza, e sua compreensão é fundamental para o entendimento das características dos rios porque o desgaste da margem e a erosão no canal influenciam o desenvolvimento da planície.

Segundo Christofolletti (1980) e Stevaux e Latrubesse (2017), a erosão é processada pela corrosão, corrasão e cavitação. A corrosão refere-se aos processos químicos realizados através do contato da água com a rocha, a água pode agir como solvente sem reação direta com o íon H^+ . O desgaste mecânico ou a remoção física é denominado corrasão e é controlada pela erodibilidade do material e pela erosividade do fluxo, as propriedades do material influenciam em sua remoção, e o desgaste é gerado pelo atrito entre as partículas carregadas na água; nesse contexto, a eversão é um tipo especial de corrosão (CHRISTOFOLETTI, 1980; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Conforme salienta Hooke (1979) a eficácia de redemoinhos e vórtices (eversão) dependem da natureza e das condições do material, embora possa ser considerado um processo importante da corrasão. Por último, a cavitação ocorre em condições de fluxo rápido quando a variação de pressão sobre as paredes do canal

facilita a fragmentação das rochas. A erosão pode dar-se sobre material coeso ou friável sendo diferente o processo e sua intensidade (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Hooke (1979) afirma que a composição dos sedimentos é um fator importante na distribuição da erosão e bancos compostos de argila são mais resistentes. Thorne e Tovey (1981) concordam, afirmando que rios compostos de materiais não coesivos – como depósitos de areia e cascalhos – são erodidos mais facilmente, sendo estes materiais bem drenados. Os autores ainda enfatizam que os rios constituídos de materiais coesivos são associados a sedimentos finos, argila e silte.

Outros fatores elencados por Thorne e Tovey (1981) são a geometria do canal, estrutura do barranco, as características hidrodinâmicas do fluxo e as condições climáticas. Constantine, McLean e Dunne (2010) afirmam que a capacidade erosiva do fluxo é determinada pela tensão cisalhante sobre a planície de inundação, que é uma função do sistema hidráulico e da rugosidade, da forma da vegetação e variabilidade topográfica.

Drago e Amsler (1998) afirmam que o material da calha reflete a dinâmica global do rio, bem como, suas características podem ser usadas para compreender eventos geológicos, geomorfológicos e ambientais. Nesse sentido, os sedimentos dos rios são transportados de três maneiras diferentes: solução, suspensão, saltação e arrasto, de acordo com a granulação dos sedimentos, as características da corrente e o regime dos rios (CHRISTOFOLETTI, 1980; CUNHA, 2008; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Os materiais intemperizados das rochas são transportados em solução e compõem a carga dissolvida dos cursos de água, a composição química da água depende de vários fatores como clima, geologia, topografia, vegetação entre outros (CHRISTOFOLETTI, 1968; 1980; CUNHA, 2008).

A carga dissolvida depende da contribuição da água subterrânea e do escoamento superficial, a quantidade desses sedimentos varia ao longo do tempo e do espaço. O silte e a argila são frações pequenas e são transportadas em suspensão pelo fluxo turbulento. Esses sedimentos são carregados na mesma velocidade da água e, quando a água atinge um limite mínimo, ocorre a precipitação (CHRISTOFOLETTI, 1968; 1980).

As partículas maiores, como areias e cascalhos, são roladas, deslizam ou saltam ao longo do leito do rio formando a carga de fundo (CHRISTOFOLETTI, 1968; 1980; CUNHA, 2008). Stevaux e Latrubesse (2017) salientam que a carga de fundo é superior a 0,62 mm e, por ser mais pesada, é carregada em velocidade inferior à do fluxo. A deposição da carga transportada pelos rios ocorre quando diminui a competência fluvial. Esse decréscimo pode ser decorrente da redução da declividade, volume ou pelo aumento do calibre dos sedimentos (CHRISTOFOLETTI, 1980). A competência e a capacidade de transporte do rio são definidas a partir da vazão (CUNHA, 2008).

Posteriormente à sedimentação, o material pode ser erodido e colocado em transporte novamente. A deposição é relacionada com o tamanho da partícula, a deposição ocorre de forma gradativa e seletiva, sendo incluídas pelas partículas mais grossas. Conforme a velocidade vai sendo reduzida, a partícula pode ser depositada no canal ou na planície (STEVAUX; LATRUBESSE 2017).

Existem diferentes padrões de canais, cada um possui uma dinâmica própria e cria feições morfológicas específicas. No contexto da presente pesquisa, destaca-se o padrão meandrante.

Pode-se definir *meandro* como uma curva sinuosa larga, harmônica e semelhantes e são formas pelos processos de erosão na margem côncava e deposição na margem convexa. O esporão ou pedúnculo que separa dois meandros é denominado colo do meandro (CÂNDIDO, 1971). O termo *meândrico* tem suas origens ligada ao rio Meandro, localizado no sudoeste da Turquia, que também é chamado de Menderes atualmente. Esses canais possuem curvas devido ao processo de erosão e sedimentação.

Inicialmente, os canais meândricos eram relacionados com a maturidade do ciclo de Davis; porém, essa definição não é correta, uma vez que rios de todos os tamanhos e altitudes podem formar meandros, desde que tenham as condições básicas como camadas de granulação móvel que estejam coerentes e não soltas (CÂNDIDO, 1971).

Christofoletti (1980), define os canais meândricos como aqueles em que os rios descrevem cursos sinuosas, harmônicas e semelhantes entre si através do contínuo processo de erosão na margem côncava e deposição na margem convexa.

Conforme Cunha (2008), os canais meandantes são encontrados em áreas úmidas cobertas por vegetação ciliar. As condições necessárias para a formação de um canal meandrante são: camadas sedimentares de granulação móvel, coerentes e firmes, gradiente moderadamente baixo, fluxo contínuo e regular, cargas suspensa e de fundo equivalente.

Stevaux e Latrubesse (2017) salientam que os rios de padrão meandrante são caracterizados por sua migração lateral. A erosão ocorre na margem côncava, provocam a migração do canal e a erosão é compensada na margem convexa por ativa sedimentação, que progride em direção ao canal; nessa margem, surge a barra de pontal.

De acordo com Hooke (1995), o corte de meandro e lagos de meandro abandonado são características dos rios sinuosos e reconhecidos como componentes fundamentais das planícies de inundação. Constantine, McLean e Dunne (2010) diferenciam cortes de rampas, cortes de calhas e destacam os mecanismos de corte como as inundações, a formação de uma barragem natural e a incisão em grandes rios sinuosos de topografia uniforme devido à erosão de um banco externo localizado a montante do meandro. Pode-se adicionar o corte parcial (que modifica parte da dobra) e a migração progressiva (MICHELI; LARSEN, 2011).

Conforme destaca Hooke (1995), o mecanismo de corte foi considerado como o estágio final do desenvolvimento do meandro e migração. Mesmo em condições de equilíbrio, o corte do meandro produz o encurtamento do canal. Constantine, McLean e Dunne (2010) afirmam que, no rio Sacramento (Califórnia), a ocorrência de cortes de meandro é associada com o aumento dos sedimentos suspensos entregues à planície.

A forma meandrante de um canal representa uma estabilidade relativa entre as variáveis hidrológicas declividade, largura, profundidade, velocidade, rugosidade do leito, carga sólida e vazão; entretanto, esse equilíbrio pode ser alterado por distúrbios (CUNHA, 2008).

A classificação de um canal meandrante é dada a partir do índice de sinuosidade maior que 1,5 e esses canais podem ser classificados em regulares, irregulares, tortuosos. Os canais meandantes são regulares quando apresentam certa homogeneidade na morfometria dos meandros, irregulares se alteram

meandros de diferentes tamanhos e formas e tortuosos quando mostram alterações morfológicas (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A seção transversal de um canal meandrante são desiguais, decorrente das curvas. Esses canais transportam principalmente cargas finas e selecionadas, em comparação com canais anastomosados, que possuem menor capacidade de transporte (CUNHA, 2008).

Os canais meandrantés de alta sinuosidade são situados em áreas de baixo declive e possuem uma descarga alta, associada a uma quantidade expressiva de lama. Já os canais meandrantés de sinuosidade menor correm em regiões de maior declividade, e a carga de fundo predominante é de areia (RICCOMINI et al. 2009).

A dinâmica fluvial, atuante nos canais meandrantés, produz feições deposicionais típicas, denominadas por Stevaux e Latrubesse (2017), de ambientes fluviais e, dentre os principais ambientes, destacam-se barras arenosas, barra de pontal, ilhas e dique marginal.

Cunha (2008) explica que parte da planície ocupada por meandros e paleoformas constitui a faixa de meandros, colo do meandro e o pendúculo que separa dois meandros. Quando a margem côncava adjacente sofre intensa erosão, essa zona pode ser estrangulada pela formação e desenvolvimento de bancos sedimentares diques e meandros, desligando assim parte do curso que dará origem a um meandro abandonado, o qual pode formar lagos ou pântanos. Os bancos de sedimentos são originados pela atuação da erosão ou por solapamento basal. A remoção e o transporte de material desses bancos de solapamento causam a formação de bancos ou barras de sedimentos.

A dinâmica fluvial dos rios é influenciada pela vegetação. Constantine, McLean e Dunne (2010) apontam que nos pontos de incisão, onde a planície de inundação é nua ou levemente vegetada, a remoção natural ou artificial da vegetação da várzea aumenta a suscetibilidade da planície a incisão. Os autores salientam que o espaçamento entre as árvores influencia a tensão cisalhante e na erosão consequente. Hooke (2008) afirma que a vegetação influencia na erodibilidade e sedimentação dos bancos. Micheli e Lanser (2011) sugerem que a conversão da floresta ripária em zonas agrícolas aumenta a erodibilidade da planície, aumentando a frequência do corte.

Constantine, McLean e Dunne (2010) preveem que uma várzea, com vegetação composta apenas por árvores de grande porte, pode ser menos capaz de proteger a planície do que aquela que apresenta vegetações rasteiras e pequenas lenhosas, plantas e arbustos. Logo, a rugosidade relacionada com a vegetação impede a concentração do fluxo em um ponto, exigindo maior limiar do fluxo para o corte.

2.3.2 Morfologia da calha e planície de inundação (feições fluviais)

O canal fluvial ajusta sua geometria hidráulica para construir sua planície de modo a proporcionar uma condução estável de águas e sedimentos; o limite do canal é o local de construção ou destruição da planície (NANSON; CLOKE, 1992).

A planície é a faixa que bordejia os cursos de água e é periodicamente inundada pelas águas. A planície de inundação é encontrada em rios de todas as grandezas, constitui a forma mais comum de sedimentação fluvial e é formada por aluviões e materiais variados depositados no canal ou fora dele. No período de vazante, o escoamento é confinado a parcelas do canal fluvial, onde ocorre a deposição da carga detrítica com a queda do nível de água; no período de cheia, o nível de água acresce transbordando as margens e inundando as áreas mais baixas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Stevaux e Latrubesse (2017) destacam que, no período de cheia do rio, a planície recebe águas e sedimentos e mantém uma relação intrínseca com a dinâmica fluvial. Por suas características deposicionais, a planície corresponde à unidade formada pelo canal do rio e faixa de inundação e é um amplo registro sedimentar da história fluvial do canal.

O canal meândrico situa-se em uma faixa aluvial de altitude de decímetros a metros acima das baixadas marginais adjacentes. As bacias de inundação e o tamanho da planície são proporcionais à ordem da bacia (CHRISTOFOLETTI, 1968; 1980).

Na planície, podem-se distinguir diversas formas topográficas, tais como cordões marginais convexos, diques marginais, bacias de inundação e depósitos de recobrimento, mas é a combinação e a distribuição espacial desses elementos que

caracterizam essa unidade morfológica. A própria cobertura vegetal adapta-se às nuances topográficas, compondo mosaico de matas, campos e pântanos (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

A imigração dos meandros faz muitos aspectos topográficos relacionados com a erosão e a sedimentação nos canais, integrarem a configuração topográfica da planície de inundação com os cordões marginais e os meandros abandonados (CHRISTOFOLETTI, 1980). Neste sentido, Morais (2015) atesta que rios meandrantos de planícies desconfinadas podem ser muito dinâmicos e construir formas variadas de acordo com as mudanças no canal.

Nos meandros, desenvolve-se o banco de solapamento na margem côncava que é a margem de erosão. Ainda se podem registrar as feições denominadas *points bar* que são baixos arenosos ou de cascalho desenvolvidos por deposição na margem oposta das curvas (CÂNDIDO, 1971).

Algumas feições geomórficas indicam diferentes estágios de abandono do canal, bem como, sequências temporais dos processos fluviais; essas feições conectam-se durante as cheias, favorecendo a agradação vertical na planície. Os paleocanais e lagos em ferraduras conservam a forma meândrica; as bacias são formas mais antigas de abandono de canal (MORAIS, 2015).

Em relação ao meandro abandonado, Cândido (1971) observa que, em canais de intensa dinâmica, eles são abundantes. O abandono do meandro ocorre devido às modificações no leito, a erosão na margem côncava diminui a espessura do pedúnculo até o rompimento. Ao longo do tempo, essa feição pode-se transformar-se em lagoas semicirculares ou pântanos quando associada à colmatação. As lagoas são formadas devido à sedimentação de materiais finos, formando um tampão argiloso no vale.

Santos, Fernandez e Stevaux (1992) e Stevaux (1993) afirmam que as ilhas e as barras são diferenciadas a partir do nível de água, sendo que as ilhas são feições que ultrapassam o nível das margens plenas e as barras são os depósitos que têm um nível inferior. Os autores complementam que as ilhas são feições mais estáveis com abundância de vegetação arbustiva ou arbórea, já as barras são feições instáveis com vegetação composta, principalmente, de gramíneas.

Podem ser distinguidas três formas de ilhas: ilhas de barras, as quais são geradas por processos intra-canal, a partir de uma barra que se estabiliza por colonização de vegetação e cresce verticalmente por deposição de material fino; a ilha de avulsão é formada por processo extra canal por meio do entalhe da planície e formação de um canal secundário; ilha de barra central composta é formada pela anexação de barras a uma ilha pré-existente e a ilha de avulsão, formada pela incorporação de barras a uma ilha de avulsão. Na construção das ilhas, a vegetação induz a deposição através do controle da erosão fluvial (LELI, 2015).

Santos, Fernandez e Stevaux (1992) introduzem um conceito que permite compreender a gênese das diferentes barras. Esse conceito é denominado de *zona de sombra*, a qual constitui um local a jusante de um barramento que provoca a diminuição da velocidade da água; portanto, a perda da competência do transporte na zona específica.

Santos, Fernandez e Stevaux (1992) e Stevaux (1993) identificam e discriminam três formas de barras: as centrais, laterais e de coalescência, sendo as primeiras definidas como depósitos arenosos, alongados no centro do canal. Apresentam uma alta relação comprimento x largura, e podem ser originadas por superposição de ondas de areia quando colonizadas por vegetação pioneira. Tornam-se, dessa forma, mais resistentes à erosão e à contribuição da carga suspensão e, elevando seu nível, pode fazê-la evoluir para uma ilha.

Ainda conforme Santos, Fernandez e Stevaux (1992) e Stevaux (1993), as barras laterais são feições ligadas às margens e possuem formas alongadas com relação comprimento x largura inferior à da barra central. A evolução dessa feição inicia-se com a geração de uma barra arenosa. Na zona de sombra da margem que progressivamente se solda à margem, formando uma vegetação herbácea bem desenvolvida, a jusante forma-se um pequeno canal entre a barra e a margem, ou a ilha, denominada de *ressaco*. Com a continuidade, faz condições hidráulicas e tem-se novas deposições e a vegetação evolui para arbórea.

Por último, Santos, Fernandez e Stevaux (1992) conceituam as barras de coalescência ou de solidamente como apêndices diagonais que se formam nas ilhas, mantendo-se fixa a montante e um *ressaco* a jusante. Com a continuidade da deposição, esses canais são preservados como cicatrizes. A origem dessas barras é

associada à zona de sombra de uma ilha onde a velocidade é menor ocasionada pela barragem do fluxo, ou seja, a ilha como obstáculo para a vazão da água.

Outra forma de barra, descrita por Riccomini et al. (2009) e Stevaux e Latrubesse (2017), são as barras transversais que se desenvolvem por acréscimo lateral, formando uma ponta transversal ao canal. Ela pode ser constituída de material variado de cascalho à lama que são depositados por acreção lateral.

Uma forma comumente associada a barras e ilhas, os ressacos, são definidos por Leli (2015) como canais que se desenvolvem nas ilhas e barras e mantêm a extrema parte a jusante conectada ao canal e a montante sedimentada ou fechada; são caracterizados como ambientes semi-lóticos.

Outra feição morfológica específica é o dique marginal. Riccomini et al. (2009) afirma que os diques marginais são alongados em faixas sinuosas junto às bordas do canal, que se foram em períodos de inundação, quando as águas invadem a planície de inundação. O dique marginal é coberto por vegetação, podendo preservar raízes e fragmentos orgânicos, paleossolos e gretas de contração, pois são feições elevadas da planície. O rompimento do dique marginal espalha a carga de fundo sobre a planície, formando as fácies de rompimento de diques.

Em relação às feições morfológicas da Bacia do Alto Paraguai, Souza (2004) afirma que:

As baías constituem áreas deprimidas, contendo água, delineando formas circulares, semicirculares ou irregulares. As vazantes são áreas de depressão. Na época de enchente, essas depressões servem de escoadouro entre as baías e têm caráter de curso fluvial intermitente. Os braços correspondem a pequenos cursos, geralmente perenes, conectados ao rio principal. O furado consiste de pequenos canais encontrados, geralmente, em rios de planícies, surgem devido ao rompimento do colo do meandro, podendo evoluir para canal principal.

A migração lateral nos sistemas fluviais é ser controladas por diferentes processos no rio Araguaia. Bayer (2010) afirma que a migração lateral do rio é controlada pelo desenvolvimento de acumulações de areia após os picos das cheias, cujas barras podem ser erodidas ou pode ocorrer os processos de acumulação fluvial formando barras alongadas.

Ainda a migração é comandada pela evolução das grandes areias localizadas em uma posição central do canal, em setores com fluxos de alta energia. As ilhas que se formam por sedimentação no canal do rio Araguaia evoluem pela estabilização de barras centrais (BAYER; CARVALHO, 2008).

No contexto do rio Paraná, Stevaux (1993) associa as taxas de migração do canal ao ciclo de grandes cheias com intervalos de recorrências de 2 a 27 anos. As alterações morfológicas no rio Paraguai são associadas à variação do volume do fluxo cheia e estiagem, ao baixo gradiente topográfico do rio, que contribui para a baixa competência de transporte (SOUZA, 2004).

2.4 Mapeamento de feições morfológicas: conceitos de mapeamento e instrumentos de análise

Há muito tempo, os geomorfólogos mapeiam as formas fluviais com o objetivo de entender a morfologia. A partir da busca de padrões, realizaram inferências e interpretações sobre os processos que imprimem e modelam as formas (WHEATON, 2015). Nesse sentido, os avanços das ferramentas de SIG e sensoriamento remoto tornaram mais acessível a análise da paisagem (GRECO; PLANT, 2003).

A partir da década de 1970, as geotecnologias empregadas nos estudos ambientais passaram a oferecer maior agilidade, consistência e precisão nas decisões geoespaciais (ALVES; CARVALHO, 2007). A utilização de técnicas matemáticas e computacionais no tratamento das informações geográficas influenciam cada vez mais as ciências. Dessa maneira, a criação de um banco de dados tornou-se uma ferramenta importante à geração de informações que possam auxiliar a tomar decisões (ALVES; CARVALHO, 2007).

Através dos recortes temporais onde há registros gráficos e cartográficos, pode-se avaliar com certeza as mudanças no canal e a sua relação com as mudanças das variáveis dependentes dos sistemas, fundamentalmente a carga e descarga de sedimentos, por exemplo, o reflexo das alterações no uso terra desmatamentos, atividade agropecuária e urbanização (BAYER; CARVALHO, 2008). Menezes e Almeida (2012) salientam que o processamento matemático não é 100% a representação da cena real, portanto também cabe aos usuários a análise e interpretação dos dados.

O *sensoriamento remoto* foi um termo criado por Evelyn L. Pruit e colaboradores e, atualmente, é uma das técnicas mais utilizadas para levantamento e monitoramento de recursos terrestres (MENEZES; ALMEIDA, 2012). O IBGE (2009) define sensoriamento remoto como a obtenção de informações de uma cena sem contato com o objeto estudado, tendo como objetivo a aquisição de informações sobre a terra para avaliação de seus recursos, bem como monitoramento ambiental. A partir das imagens, aplicam-se técnicas e processamento digital de imagens PDI para melhorar a qualidade visual e sua interpretação. Dentre as técnicas mais utilizadas estão os realces, a composição de bandas e as operações aritméticas de bandas, para posterior segmentação e classificação (IBGE, 1998; MENEZES; ALMEIDA, 2012).

Uma das técnicas mais importantes para correção das imagens é o georreferenciamento, que se refere à correção do posicionamento da imagem e tem como finalidade inserir a imagem em um sistema de projeção de coordenadas. Outra técnica que facilita a segmentação e classificação é a composição das cores *Red*, *Green* e *Blue* RGB, que facilita a exposição de imagens. A operação aritmética de bandas é outro procedimento que facilita a obtenção de informações. No contexto da geomorfologia fluvial, tem-se a divisão de imagens do sensor ETM pela divisão das bandas entre a frequência de 520-600 nm e 760-900 nm, resultando no índice de água NDMI ou Índice de Diferença Normalizada da Água (MENEZES; ALMEIDA, 2012).

O sensoriamento remoto é uma ferramenta importante à aquisição de informações dos sistemas fluviais, o mapeamento de feições fluviais através de fotografias aéreas e imagens orbitais é intensamente utilizado em todo território nacional. Na geomorfologia fluvial, muitas pesquisas são desenvolvidas referentes à migração de canal a partir do sensoriamento remoto com destaque para Gurnell, Downward e Jones (1994); Wheaton et al. (2015).

Entretanto Wheaton et al. (2015) salientam que a geomorfologia fluvial não produziu um sistema de classificação eficaz, carecendo de uma estrutura consistente e aplicável, essa inconsistência produz uma confusão entre os geomorfologistas e seu respectivo público-alvo.

Conforme atestam Bayer e Carvalho (2008), as pesquisas referentes às feições morfológicas durante o período de várias décadas inserem as variáveis

determinantes dos aspectos morfológicos do canal, constituindo um importante registro temporal.

Em relação à classificação das feições morfológicas ou unidades geomorfológicas, como definem Wheaton et al. (2015), são formas terrestres que é um subproduto da deposição de sedimentos e/ou erosão de sedimentos ou rocha; contudo, da perspectiva do Sistema de Informação Geográfica, pode definir como um polígono.

Santos, Fernandez e Stevaux (1992) utilizaram técnicas de fotointerpretação em fotografias aéreas para caracterizar as barras arenosas no rio Paraná no trecho de Porto Rico, no Paraná. Souza (2004) estudou as dinâmicas das feições morfológicas no rio Paraguai entre as cidades de Cáceres e estação ecológica da ilha Taiamã, a partir de técnicas de sensoriamento remoto e imagens orbitais.

Alves e Carvalho (2007) classificaram os lagos por meio da elaboração de um banco de dados geográficos dos sistemas lacustres no médio Araguaia. Os autores concluíram que, através do sensoriamento remoto e geoprocessamento, pode-se obter um banco de dados quantitativos com relação às informações espaciais, contendo dados de área, perímetro, coordenadas, perfis, nomenclatura, classificação morfológica. Morais (2015) utilizou produtos de sensoriamento remoto, bases cartográficas, fotografias aéreas e oblíquas com o objetivo de identificar e caracterizar as formas e processos que compõem o vale aluvial do rio Peixe e avaliar o significado dos aspectos morfológicos para a compreensão da paisagem fluvial.

Queiroz et al. (2018) caracterizaram as barras fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, CE, utilizando os sistemas de informações geográficas e a técnicas de sensoriamento remoto nos anos de 1958, 1984, 2001, 2009 e 2014 a partir das imagens dos satélites Landsat 5 e 8 e fotografias aéreas. Andrade e Souza Filho (2011) consideram que o emprego de técnicas de sensoriamento remoto para o mapeamento de feições morfológicas permite adquirir informações de áreas de difícil acesso.

3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos foram divididos em três etapas: trabalho de gabinete, campo e laboratório.

3.1 Trabalho de gabinete

O trabalho de gabinete foi constituído de duas etapas: anterior e posterior à saída de campo. A etapa inicial consistiu na revisão bibliográfica, com o objetivo de realizar uma releitura aprofundada de bibliografias existentes sobre a temática para subsidiar as reflexões e formar a base teórica conceitual. Ressalta-se, no entanto, que essa etapa ocorreu durante todo o desenvolvimento da pesquisa.

Mediante a posse dos dados coletados nas saídas de campo, foram realizados os cálculos das variáveis hidrodinâmicas, a confecção de gráficos e tabelas para permitir a melhor visualização e compreensão das informações, das variáveis hidrodinâmicas, sedimentos de fundo e suspensão e dos transectos nas feições morfológicas. As variáveis hidrodinâmicas foram calculadas conforme Cunha (2008) e a descarga sólida suspensa conforme Souza et al. (2017) no qual:

$$L \times P = A \quad A \times V = Q \quad Q_{ss} = \sum(CSS_i \times Q_{li}) \cdot 0,0864$$

Em que:

- L = largura;
- P = profundidade;
- A = área da seção
- V = velocidade;
- Q = vazão.
- Q_{ss} = descarga sólida suspensa.
- C_{ssi} = sedimentos suspensos da vertical.
- Q_{li} = descarga líquida da vertical.

Ainda em gabinete, foi realizado um levantamento dos índices pluviométricos nos 21 dias anteriores aos trabalhos de campo. Os dados foram adquiridos no site

da Agência Nacional das Águas, referentes às estações da Ponte do Rio Cabaçal (código 1558001) e Rio Branco (1558000).

3.2 Mapeamento das feições morfológicas

Para atingir os objetivos propostos inicialmente, foram adquiridas imagens orbitais gratuitas no Geocatalogo do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), das décadas de 1990 e 2000 do satélite Landsat 5, cuja órbita é 227 e ponto 21, as imagens obtidas remetem-se ao período de seca do mês de setembro, conforme disponibilidade e cobertura de nuvens.

Conforme demonstrado por Souza (2004), Coelho (2007) e IBGE (2009), o mapeamento das feições morfológicas possui três processos: pré-processamento, classificação e pós-processamento.

Nesta pesquisa, o tratamento das imagens foi realizado a partir do *software* ArcGis 10.5. Na etapa de pré-processamento, foi efetuado o georreferenciamento da imagem e a composição colorida das imagens RGB.

Inicialmente, a área de estudo foi compartimentada em três segmentos na escala de 1:75.000 que permitem melhorar a análise e a classificação posterior. Gurnell, Downward e Jones (1994), a fim de ter maior detalhamento, dividiram o rio Dee localizado no Reino Unido em segmentos de 1 km para melhor compreender as mudanças morfológicas.

A etapa de classificação foi realizada semelhante aos estudos realizados por Coelho (2007), que segmentou a área estudada conforme áreas análogas, tendo em vista que a segmentação é realizada utilizando o módulo, gerando um produto cartográfico para cada período. A partir dos mapas gerados e das imagens de satélite, elaborou-se uma tabela, destacando os atributos morfométricos e morfológicos mais relevantes de cada segmento semelhantes à técnica utilizada por Moraes (2002) e Souza (2004): número de ilhas (I), número de ilhas novas (IN), número de ilhas residuais (IR), diferença de ilhas (ΔI), Número de ilhas desaparecidas (I_D), número de ilhas residuais que aumentaram (IR_A), número de ilhas residuais que diminuiram em área (IR_D) e suas respectivas áreas. Estes dados gerados foram gerados para todas as feições, encontradas no canal como barras arenosas de pontal.

Para realizar o levantamento das barras de sedimentos, foi utilizado como auxílio a imagem do satélite CNES /Airbus e Digital Globo do *Google Earth*. As imagens foram importadas para o ArcMap, onde foram georreferenciadas e segmentadas as barras laterais.

Foi realizado ainda a sobreposição e comparação da posição relativa do canal ao longo dos anos. Gurnell, Sownward e Jones (1994) salientam que essa comparação permite comparar a natureza e o grau de planura do rio.

Na etapa de pós-processamento, foram corrigidos possíveis erros identificados, confecção gráfica dos mapas, adequação à legislação cartográfica, de acordo com o Decreto nº 243, de 28 de fevereiro de 1967, e a inserção de legendas e símbolos.

3.3 Trabalho em campo

As expedições a campo para serem realizadas as coletas e as medições no canal foram realizadas nos dias 21/07/2018 e 12/01/2019 e o trabalho a campo para registro das imagens com drone foi efetuado no dia 11/07/2019.

É relevante salientar a dificuldade de realização das saídas de campo uma vez que a área estudada situa-se a 19,01 km de Cáceres e o trajeto é realizado com embarcação. No período de estiagem, entretanto, parte do trajeto não é navegável, sendo necessário empurrar a embarcação. Ainda é importante considerar o volume de materiais necessários para o estudo *in loco*, pois os materiais coletados sobrecarregam a embarcação.

O clima da área é caracterizado pela Seplan (2011) como Mesotérmico Subúmido da Depressão e Pantanaís, com temperatura média entre 25,1°C e 26°C e precipitação entre 1.200 mm a 1.400 mm. O período de seca corresponde ao intervalo dos meses de abril a novembro e ocorre uma deficiência hídrica de 300 a 350 mm; o período chuvoso ocorre entre janeiro a março, registrando excesso de 300 a 400 mm de chuva. Assim sendo, foi realizado um monitoramento das variáveis hidrodinâmicas e dos sedimentos de fundo e suspensão entre os períodos de chuvoso e seco.

A caracterização, descrição e coleta de diferentes feições morfológicas foi definida para quatro seções transversais no baixo curso do rio Cabaçal. A primeira

seção localiza-se a jusante da ilha 06 no canal principal; a segunda no canal principal da ilha; a terceira no canal secundário da ilha e a quarta seção a jusante da ilha 07, na confluência fluvial do rio Cabaçal e do rio Paraguai (Figura 2).

A escolha das seções foi realizada conforme sua posição no canal, sendo três localizadas no canal principal e uma no canal secundário. O primeiro ponto permite a verificação da alteração em consequência de um ponto de estrangulamento, o segundo e o terceiro pontos permitem a verificação do comportamento hidrodinâmico e sedimentológico do canal principal e secundário e a quarta seção permite a análise da dinâmica entre os rios Cabaçal e Paraguai.

É reconhecido por Moraes (2002) que os estudos, que utilizam sensoriamento remoto para analisar mudanças históricas em canais fluviais e mapeamentos como meio de medidas de variáveis físicas, não podem possuir a pretensão de substituir as observações *in loco*.

Figura 2: Localização das seções transversais e dos transectos no baixo curso do rio Cabaçal.



3.3.1 Levantamento das variáveis hidrodinâmicas e sedimentológicas

A profundidade do canal foi aferida com ecobatímetro eCHOMap 50s, a largura do canal mensurada com uma fita métrica, a velocidade da coluna d'água medida com um molinete fluviométrico CPD – 10 da JCTM Ltda, as amostras de sedimentos de fundos e suspensão adquiridas com uma garrafa de VanDorn e uma draga Van Veen do tipo amostrador de mandíbulas.

3.3.2 Caracterização das feições por meio de transectos

Durante o trabalho de gabinete, selecionaram-se quatro feições representativas para caracterização morfológica e a realização de transectos, os quais estão localizados lateralmente nas seções transversais em barras laterais ou de pontais. Essa metodologia foi adaptada conforme as contribuições de Silva e Santos (2011) e Silva (2015). Nas feições foram descritas o comprimento e a largura mensurados a partir de fita métrica e, posteriormente, selecionados pontos para coleta de testemunhos através de um trado holandês.

Foram realizadas três coletas de testemunhos (“A”, “B” e “C”) de montante para jusante em cada unidade morfoestatigráficas (barra e dique), bem como, na mata ciliar. As coletas foram efetuadas com trado holandês na superfície e a cada 0,25 m de profundidade até 1,25 m. No Brasil, Ribeiro et al. (2018) caracterizaram os estratos sedimentares da bacia do córrego Santa Rica, afluente do Paraíba do Sul em Volta Redonda, RJ. Dentre outros autores que utilizaram a tradagem em análises de feições fluviais, destaca-se Faria (2013), que analisou lagoas assoreadas em três profundidades: superior, intermediário e inferior.

Na coleta e descrição das amostras, foram utilizadas técnicas de pedologia a partir das bases de Manfredini (2005). As variáveis foram descritas nos perfis conforme os critérios de espessuras das camadas até a profundidade de 125 cm, variação de cor, atividade biológica, textura realizada em laboratório e matéria orgânica.

3.3.3 Aquisição de fotografias aéreas

Para a aquisição das fotografias aéreas, foi realizado um sobrevoo sobre a área com um veículo aéreo não tripulado (VANT). Foram realizados quatro

sobrevoos previamente autorizados junto ao Departamento de Controle de Espaço Aéreo (DECEA).

Sendo assim, as coordenadas dos pontos selecionados para alçar voo foram: 15° 57' 26.9"S 57° 43' 32.2"W (Rio Cabaçal jusante da ilha 06 e montante da ilha 07); 15° 57' 59.6"S 57° 43' 24.4"W (Canal secundário da ilha 07); 15° 59' 06.9"S 57° 42' 35.1"W (Canal principal da ilha 07); 15° 59' 45.5"S 57° 42' 12.7"W (Rio Cabaçal a montante da foz com o Paraguai).

O equipamento utilizado para o levantamento das fotografias aéreas foi um drone *Dji Mavic Air Fly More* com sensor acoplado de vídeo 4K – 30fps e de fotografia 12 megapixels com HDR. O equipamento é registrado com Sistema de Aeronaves não Tripuladas nº SISANT: PR/270819870. O responsável pelas aquisições das fotografias (piloto) foi Josiel Dorriguete de Oliveira.

3.4 Trabalho de laboratório

Os procedimentos metodológicos para a análise granulométrica foram baseados conforme prescrição da Embrapa (1997); o peneiramento, realizado conforme Suguio (1973) e a análise dos sedimentos suspensos foi efetivada de acordo com Carvalho (2000). As análises foram realizadas no Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial (LAPEGEOF), Cáceres, Professora Dr^a Sandra Baptista da Cunha.

3.4.1 Análise granulométrica (dispersão total), Embrapa (1997)

- Inicialmente, foram pesados 20 g de sedimentos e colocados em um béquer, depois adicionado 100 ml de água e 10 ml de dispersante. Após esse procedimento, a mistura descansou por uma noite;
- Posteriormente, o conteúdo do béquer foi transferido para uma garrafa, e o conteúdo agitado por 15 minutos;
- Depois, o conteúdo passou por uma peneira de malha 0,053 (nº 270). A água que passou pela peneira foi para uma proveta e, posteriormente, o conteúdo foi completado com água destilada até 1.000 ml. Em seguida, o conteúdo foi agitado e cronometrado por 20 segundos;
- Após passar o tempo, o conteúdo de argila foi retirado com auxílio de uma pipeta;

- O conteúdo da peneira de 0,053 mm foi transferido para outro béquer identificado, o excesso de água foi retirado e o béquer transferido para uma estufa ligada a 205° C por 24 horas.

3.4.2 Método de peneiramento, Suguio (1973)

- O conteúdo de areia foi separado em frações de areia grossa, média e fina em um agitador de peneiras da Solotest. Depois de separadas, foram pesadas em uma balança analítica.

3.4.3 Análise de matéria orgânica por calcinação (NELSON; SOMMERS, 1996)

A concentração de matéria orgânica foi verificada levando em consideração as contribuições de Nelson e Sommers (1996) no método de *Loss og Ignition*. As amostras foram secas a 105°C na estufa e, posteriormente, pesados cadinhos de porcelana e inseridas quatro gramas de amostra, que foram colocadas em estufa a 500°C por cinco horas. Na sequência, foram colocadas em dessecador, esfriaram em temperatura ambiente e depois pesadas.

3.4.4 Método de evaporação (CARVALHO, 2000)

A água coletada para o sedimento foi seca em estufa a 105° C e depositada em um béquer identificado e de peso conhecido. Em seguida, o conteúdo foi pesado e subtraído o valor pelo peso do béquer, obtendo assim, o valor do sedimento em suspensão.

4. Resultados e discussões

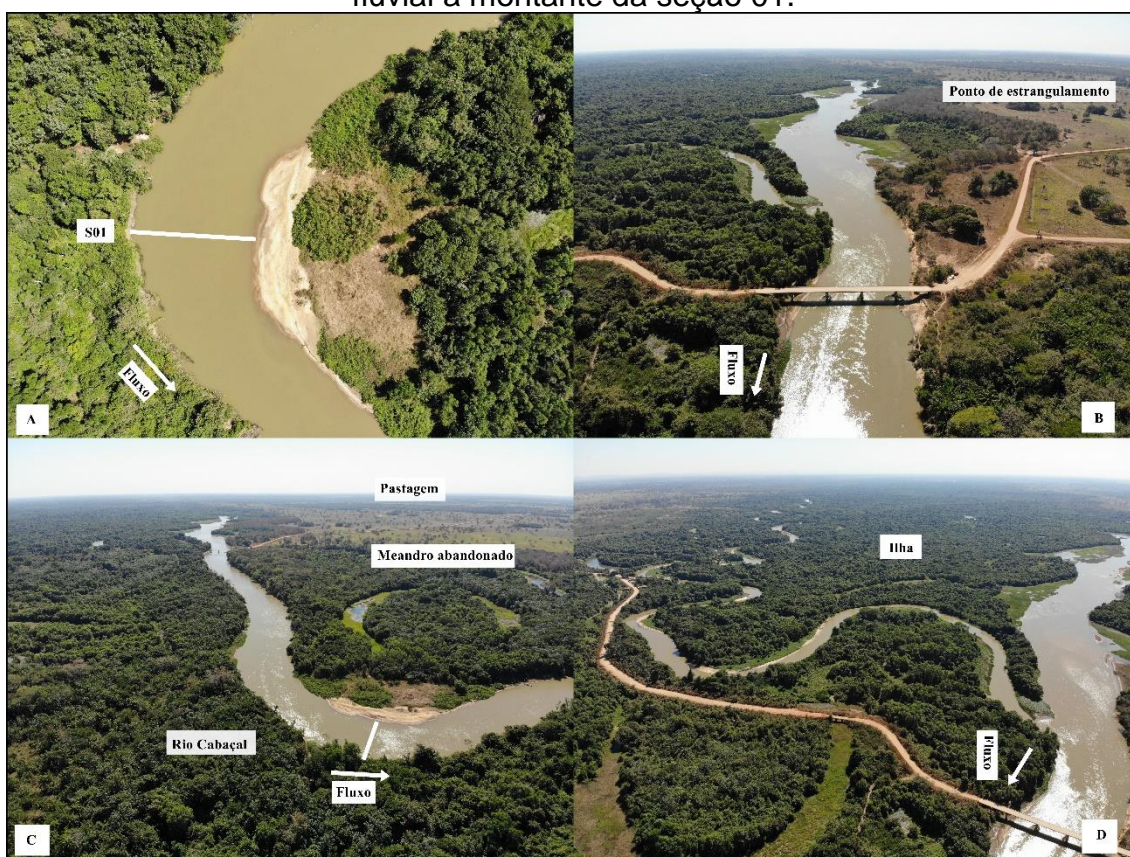
4.1 Hidrodinâmica e sedimentação

Neste item são apresentados os dados e as discussões referentes às variáveis hidrodinâmicas, os aspectos sedimentares, a evolução das feições morfológicas, a migração lateral do canal e a caracterização das geoformas deposicionais no baixo curso do rio Cabaçal. As variáveis (largura do canal, profundidade, velocidade do fluxo, área da seção, vazão, descarga sólida, carga de fundo e suspensão) foram aferidas em quatro seções transversais.

4.1.1 Seção 01

Essa seção localiza-se no canal principal, próximo à ilha 07. A montante da seção, foi constatado um ponto de estrangulamento no canal (Figuras 2 e 3), que se refere a uma ponte de concreto, que altera a geometria do canal. Essa mudança no leito influencia a dinâmica a jusante, provocando a diminuição do fluxo e do aporte de sedimentos.

Figura 3: Seção transversal 01: A e B Destaque para a seção transversal e barra lateral na margem esquerda; C e D evidencia, o ponto de estrangulamento do canal fluvial a montante da seção 01.



Entre as alterações na dinâmica fluvial, verifica-se a deposição dos sedimentos e o barramento das águas, bem como o aumento da largura a montante, a redução da área da seção, da velocidade e da vazão a jusante. Souza Filho (2016) demonstra que a redução da velocidade provoca a deposição de sedimentos e a decantação da carga suspensa.

Na margem direita da seção, foi registrada a ocorrência de uma barra lateral (BL 173), a vegetação é constituída de estratos arbustivos e arbóreos e encontra-se preservada na planície de inundação; a partir do terraço, ocorreu a substituição por pastagem (Figura 3b).

As variáveis hidrodinâmicas na seção 01, no período de estiagem, apresentaram $1,56 \text{ ms}^{-1}$ de velocidade, $152,63 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ de vazão, 61 mg l^{-1} de sedimentos suspensos e $804,42 \text{ ton/dia}$ de descarga sólida suspensa. No período de cheia, a área da seção registrou $210,96 \text{ m}^2$, a velocidade aferida foi $2,51 \text{ ms}^{-1}$, a vazão $529,50 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, os sedimentos suspensos perfizeram 130 mg l^{-1} e a descarga sólida aferida foi $5.947,34 \text{ ton/dia}$ (Tabela 1).

Essa seção registrou a maior amplitude da vazão e da descarga sólida suspensa. Esse fato ocorre em decorrência do ponto de estrangulamento no rio Cabaçal. Um fato semelhante foi constatado por Raymundi, Souza e Cunha (2015) no córrego do Junco em Cáceres, MT.

A construção de pontes foi mencionada por Cunha (2012) como uma atividade de impacto direto no curso fluvial. Pontos de estrangulamento retêm sedimentos a montante e alteram o escoamento a jusante (APPOLARI; LEANDRO, 2016; RAYMUNDI; SOUZA; CUNHA, 2015).

Macedo (2013) verificou no rio Paraguai, entre a Lagoa Vermelha à confluência do rio Miranda no Pantanal mato-grossense, que a velocidade do fluxo entre $0,016 \text{ ms}^{-1}$ a $0,791 \text{ ms}^{-1}$ e vazão entre $6,52 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a $1.400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. O autor ainda constatou $383,33 \text{ ton/dia}$ a $1.117,145 \text{ ton/dia}$, ou seja, a descarga sólida suspensa do rio Cabaçal foi superior à constatada por Macedo no rio Paraguai na seção 04 no período de estiagem; na cheia, a descarga foi superior em todas as seções.

De acordo com o levantamento realizado na estação pluviométrica Ponte Cabaçal, MT (1558001), Agência Nacional das Águas (ANA), a precipitação média entre as décadas de 1970 a 2000 foi $1.308,85 \text{ mm}$, e a vazão $79,26 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Souza

(2004) concluiu que a vazão média do rio Paraguai estimada por 27 anos (de 1968 a 1995) em Cáceres, variou de $249 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a $1.019 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

É importante considerar que o posto de monitoramento da ANA situa-se a montante das seções monitoradas e que existe a tendência natural do aumento do escoamento a jusante.

Nesse contexto, comparando a média anual da vazão com a média histórica do rio Cabaçal, as informações obtidas nas atividades de campo apresentam valores de vazão superior em todas as seções, em relação às informações disponibilizadas pela ANA. Na seção 01 (S1), a média foi $181,51 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; na S2, $195,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; na S3, $132,43 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e, na S4, $362,77 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

De acordo com Félix (2018), nas décadas de 1970, 1980, 1990 e 2000 ocorreu redução no índice de precipitação, ao mesmo tempo em que nas décadas de 1970 e 1980 ocorreu aumento na vazão média. Em contrapartida, nas décadas de 1990 e 2000, ocorreu redução na vazão; entretanto, nessas décadas a vazão é 20% maior em comparação com a década de 1970, mesmo com 3% a menos de precipitação.

Assim, considera-se que as mudanças no uso e ocupação e a retirada da vegetação colaboram com o aumento da vazão na bacia, bem como, com a carga de sedimentos transportados, provocando o assoreamento no canal.

Tabela 1: Variáveis hidrodinâmicas no baixo curso do rio Cabaçal.

S	período	P	L	A	V	Q	Cssi	Qss
		m	m	m ²	ms ⁻¹	m ³ s ⁻¹	mg/l ⁻¹	ton/dia
S1	Estiagem	2,85	34,33	97,84	1,56	152,63	61	804,42
	Cheia	3,93	53,68	210,96	2,51	529,50	130	5.947,34
S2	Estiagem	2,79	28,43	79,31	0,5	39,65	74	253,50
	Cheia	3,60	34,30	123,48	1,67	206,21	100	1.787,84
S3	Estiagem	0,87	38,0	33,06	2,01	66,45	58	332,99
	Cheia	3,45	40,41	139,41	1,90	264,87	80	1.830,78
S4	Estiagem	2,55	48,5	123,67	1,81	223,84	82	1.585,86
	Cheia	3,25	61,75	200,68	2,50	501,70	90	3.901,21

Legenda: P = Profundidade; L = Largura; A = Área da seção; V = Velocidade; Q = Vazão; Cssi = Sedimentos suspensos; Qss = Descarga sólida suspensa.

A granulometria dos sedimentos de fundo, na seção 01, mostrou a predominância de areia fina; porém, no período de estiagem, o transporte de silte foi expressivo, registrando 27,90% (Tabela 2).

Na seção, ocorreu aumento da competência no período da cheia evidenciado pelo aumento em 5,85% da areia grossa, 5,00% de areia média e 11,65% de areia fina, assim como o decréscimo de 21,15% no transporte de silte (Tabela 2).

Buhler e Souza (2012) encontraram predominância de areia em seguida de silte e argila no rio Paraguai no perímetro urbano de Cáceres. Em estudo realizado no reservatório Cachoeira Dourada, nos períodos úmido e seco, Cabral et al. (2009) afirmam que os valores dos sedimentos suspensos apresentaram predomínio de até 10 mg l⁻¹; entretanto, na desembocadura dos córregos Araras e Corgão, os valores foram superiores, assim como no córrego Flecha cujo valor chegou a 15 mg l⁻¹.

De acordo com Marçal (2013), a produção e a distribuição dos sedimentos nas bacias são relacionadas com a frequência e a magnitude dos processos naturais e o histórico de mudanças ocasionadas pelas interferências humanas nos sistemas fluviais.

Tabela 2: Aspectos sedimentares no baixo curso da bacia do rio Cabaçal.

Seção	Período	Areia Grossa %	Areia Média %	Areia Fina %	Silte %	Argila %
S1	Estiagem	2.40	15.8	52.5	27.90	3.15
	Cheia	8.25	20.80	64.15	6.75	0.30
S2	Estiagem	0,55	7.75	88.85	2.25	0.40
	Cheia	0.15	4.20	46.25	42.95	2.10
S3	Estiagem	2.95	26.25	70.20	0.05	0.45
	Cheia	6.90	45.45	46.80	0.55	0.30
S4	Estiagem	10.30	22.85	66.00	0.50	0.35
	Cheia	1.20	34.25	64.25	0.05	0.25

4.1.2 Seção 02

A segunda seção localiza-se no canal secundário. Na margem direita, foi averiguada a presença de uma barra lateral de dimensão de 436.15 m². Nessa margem, a vegetação é constituída de estratos herbáceos, arbustivos e arbóreos

conservados. No período de cheias, o nível de água se eleva cobrindo a barra e carregando sedimentos do canal para a ilha e a planície fluvial. Na margem esquerda, a vegetação está conservada na planície de inundação; todavia, a partir do terraço, a vegetação foi retirada para a implementação da pecuária (Figura 4 A e B).

Figura 4: A e B seção transversal 02 no canal secundário do rio Cabaçal.



A seção 2 registrou, no período de estiagem, 79.31 m^2 de área da seção, a velocidade da seção foi $0,5 \text{ ms}^{-1}$, a vazão $39,65 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, os sedimentos suspensos 74 mg l^{-1} , e a descarga sólida 253.50 ton/dia . No período de cheia, a área da seção perfiz 123.48 m^2 , a velocidade aferida foi $1,67 \text{ ms}^{-1}$, a vazão constatada foi $206,21 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, os sedimentos suspensos registraram 100 mg l^{-1} e $1.787,84 \text{ ton/dia}$ (Tabela 1). Nessa seção, foram registrados os menores valores de velocidade, vazão e descarga sólida suspensa, em virtude da localização no canal secundário. O índice de sedimentos suspensos pode estar relacionado com as chuvas registradas até 21 dias antes do trabalho de campo (Tabela 3).

O índice de sedimentos suspensos pode estar relacionado com as chuvas registradas até 21 dias anterior ao trabalho de campo (Tabela 3).

Tabela 3: Pluviometria registrada dos 21 dias anteriores as atividades as atividades de campo.

Ponte do rio Cabaçal		Rio Branco	
Data	mm	Data	mm
-----	-----	01/07/2018	81,20
Campo 02			
01/01/2019	100,8	01/01/2019	146,30

Fonte: ANA (2019)

A área estudada apresentou maior concentração de sedimentos suspensos em comparação com estudo realizado por Carvalho (2009) no médio curso do Araguaia, que registrou variação de $16,20 \text{ mg l}^{-1}$ a $61,68 \text{ mg l}^{-1}$ no período de estiagem. O autor destaca ainda que o processo sedimentológico dominante é a carga de fundo.

Valores similares foram aferidos no baixo curso do rio Cabaçal por Lima, Lima e Souza (2018) no qual a vazão variou entre $12,05 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a $78,86 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Lima (2018) aferiu descarga sólida suspensa entre $360,17 \text{ ton/dia}$ e $1.579,73 \text{ ton/dia}$.

Maiores índices de vazão e descarga sólida suspensa foram constatados por Carvalho (2009) no médio Araguaia: as vazões variaram entre $156,92 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ na entrada do rio Javáes, o menor braço do Araguaia, e $3.636,47 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ no canal principal do rio Araguaia, em relação à carga transportada no rio Araguaia e constatou $667,05 \text{ ton/dia}$ na entrada do rio Javáes e $15.144,03 \text{ ton/dia}$ no canal principal a jusante do Crixás-Açú.

A granulometria dos sedimentos de fundo registrou predominância de sedimento grosso em ambos os períodos (Tabela 2). A seção demonstrou redução da competência no período de cheia com o aumento de 40.7% no transporte de silte, apesar do incremento de 1.17 ms^{-1} na velocidade. Esse fato pode estar relacionado com a diâmica do fluvial do canal que, no período de cheia, com o aumento das águas, o rio transporte areia para a planície fluvial.

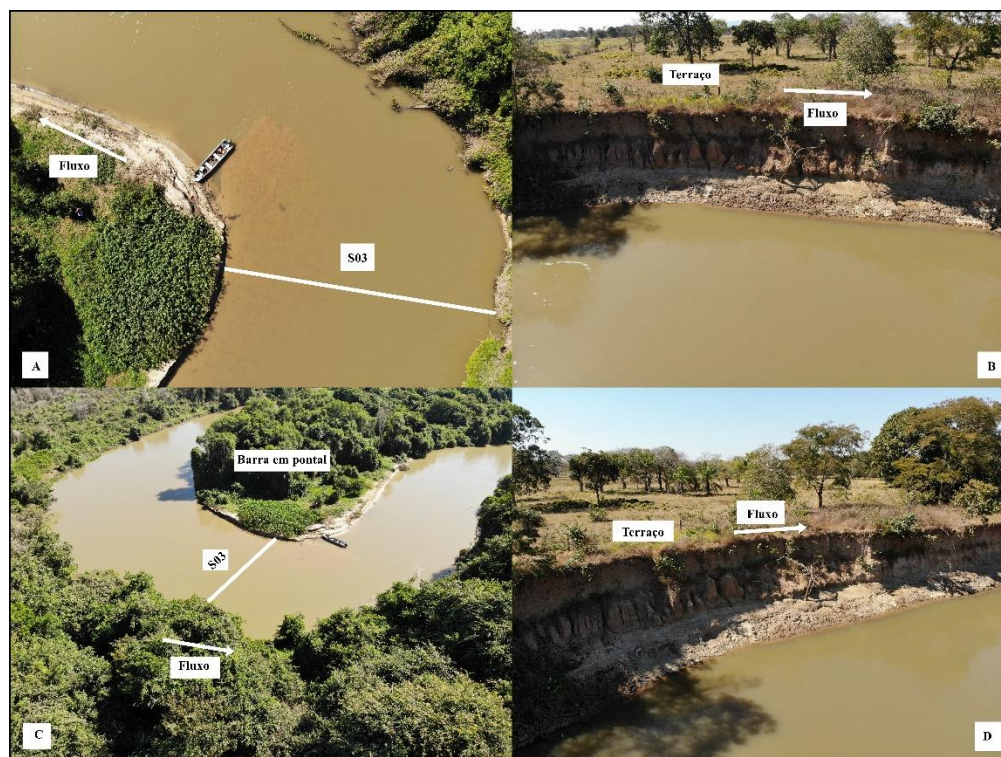
Esse comportamento foi descrito por Souza (2004), a qual afirma que, no período das cheias, as águas extravasam o leito, carregando água e sedimentos para a planície. A corrente fluvial molda os depósitos sedimentares, deslocando os mais leves e finos, a percentagem da granulometria dos sedimentos depósitos ou deslocados depende da força da dinâmica fluvial (SOUZA; LEANDRO, 2018).

4.3.3 Seção 03

A terceira seção foi realizada no canal principal da ilha 07, na margem esquerda (margem convexa) e foi identificada uma barra em pontal parcialmente em processo de remobilização de sedimentos. A vegetação marginal é constituída por estratos arbustivo e arbóreo e a vegetação é preservada, na margem côncava a vegetação é presente até o limite da planície fluvial (Figura 5). Souza et al. (2017) afirmam que as barras em pontais são encontradas nas margens convexas dos meandros.

No período de estiagem, a vazão foi $66,45 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, os sedimentos suspensos registraram 58 mg l^{-1} e a descarga sólida $332,99 \text{ ton/dia}$. No período de cheia, a vazão do fluxo foi $264,87 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a concentração de sedimentos suspensos alcançou 80 mg l^{-1} e a descarga sólida suspensa 1.830 ton/dia (Tabela 1). Nessa seção, os valores que se destacaram foram os referentes à velocidade, que totalizou $2,01 \text{ ms}^{-1}$ e $1,90 \text{ ms}^{-1}$. Apesar das medidas de velocidade, a vazão registrou baixos quantitativos em consequência da divisão do fluxo associado ao surgimento do canal secundário e da ilha 07.

Figura 5: A e B seção transversal 03 e barra em pontal no canal principal do rio Cabaçal; a figura C e D vista do terraço na margem esquerda do rio Cabaçal.



No médio rio Paraná, Souza Filho (2016) registrou valores de vazão muito superiores aos do rio Cabaçal: a vazão média registrada foi $8.822 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ entre 1964 e 2012 com mínima estimada de $2.551 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e máxima de $33.698 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Nessa seção, os índices que se destacaram foram os de velocidade, que registrou $2,01 \text{ ms}^{-1}$ e $1,90 \text{ ms}^{-1}$. Apesar do montante relativo à velocidade, a vazão demonstrou baixos valores em consequência da divisão do fluxo associado ao surgimento do canal secundário e da ilha 07.

Os sedimentos transportados na seção são basicamente grossos. Em ambos os períodos, a maior porcentagem transportada é de areia média e fina. Na estiagem, foi averiguado 26.25% de areia média e 70.20% de areia fina; no período de cheia, foi constatado 45.45% de areia média e 46.80% (Tabela 2).

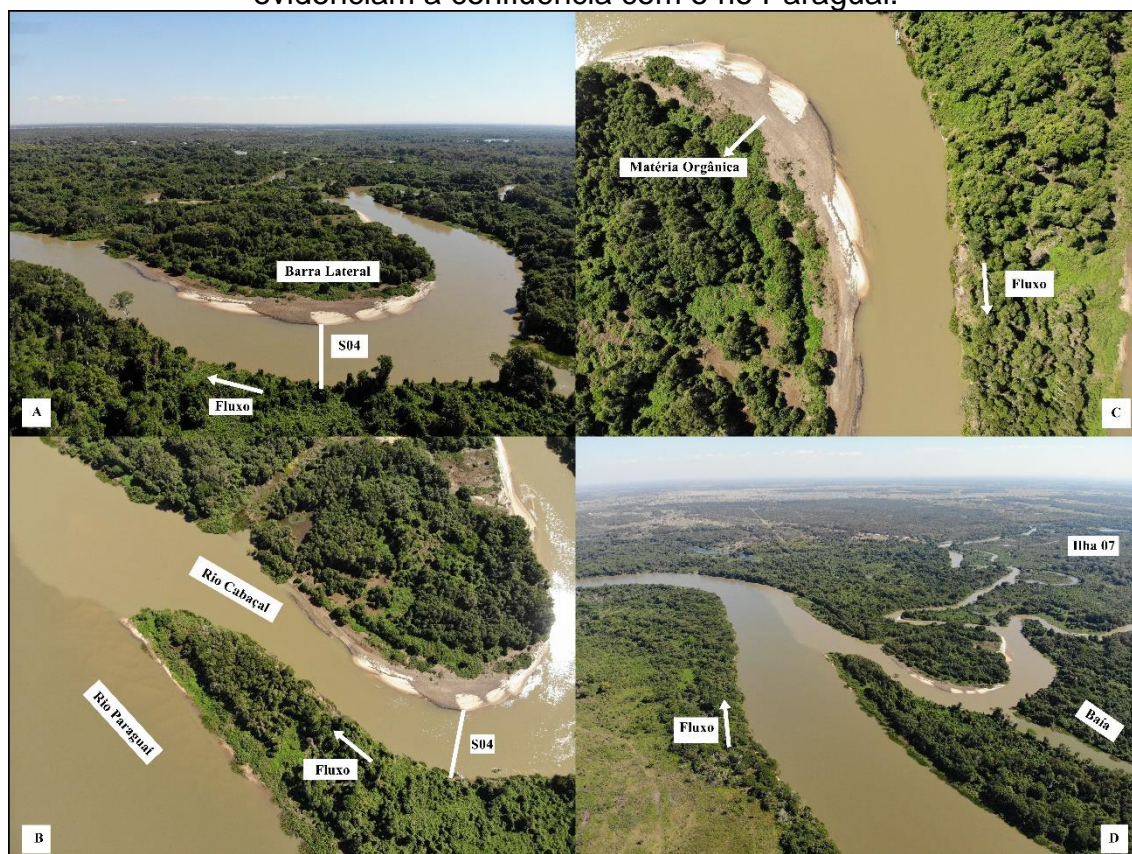
No rio Paraguai a montante dos tributários, Souza et al. (2017) registraram predominância de areias com 5,5% de areia grossa, 91,9% de areia média, 2,35% de areia fina, 0,11% de silte e 0,01% de argila.

Na bacia do rio Branco (Roraima), a amplitude mais expressiva dos sedimentos suspensos foi constatada nas estações da Fazenda Bandeira Branca, que drena o rio Cotingo, com uma variação de $748,6 \text{ mg l}^{-1}$ e nos rios Auaris, com amplitude de $658,99 \text{ mg l}^{-1}$. A menor amplitude foi observada no rio Branco com $119,78 \text{ mg l}^{-1}$, sendo a grande amplitude relacionada à variação topográfica das bacias que drenam planaltos dissecados (SANDER, et al. 2014).

4.3.4 Seção 04

A seção 04 situa-se próximo à confluência do rio Cabaçal e rio Paraguai (Figura 6). Na margem esquerda, localiza-se uma barra lateral com deposição de matéria orgânica, a vegetação das margens encontra-se preservada e é constituída por estratos herbáceos, arbustivos e arbóreos. O fluxo de embarcações é constante nessas seções, pois no rio Cabaçal é realizada pescaria embarcada pela população local. De acordo com Paes et al. (2008), as confluências possuem complexidade advinda da combinação de diferentes fontes de matéria e energia.

Figura 6: A e C seção transversal 04 no canal principal do rio Cabaçal; a figura B e D evidenciam a confluência com o rio Paraguai.



No período de estiagem, a vazão registrou $223,84 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, 82 mg l^{-1} de sedimentos suspensos e a descarga sólida suspensa 1.585 ton/dia . No período de cheia, a vazão aferida foi $501,70 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, os sedimentos suspensos registraram 90 mg l^{-1} e a descarga sólida suspensa 3.901 ton/dia (Tabela 1). O acúmulo de sedimentos na confluência com o rio Paraguai diminui a profundidade do leito.

O acúmulo de sedimentos na confluência com o rio Paraguai acarreta baixas profundidades na área, o que evidencia o processo de assoreamento no canal, influenciado pela retirada da cobertura vegetal e a mudança no uso do solo.

A montante dos tributários do rio Paraguai, no chamado Paraguaizinho, Leandro e Souza (2018) aferiram velocidade do fluxo $0,55 \text{ ms}^{-1}$ e vazão com $171,446 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $177,29 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ na foz do rio Sepotuba e $117,59 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ na foz do rio Cabaçal, o que demonstra a contribuição da área, pois no período de estiagem a vazão foi superior $52,39 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $330,25 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Souza et al. (2017), ao monitorarem uma seção transversal no baixo curso do rio Cabaçal, registraram velocidade e vazão inferiores às detectadas pelo presente estudo; a largura do canal era de $50,15 \text{ m}$, com profundidade média de $3,50 \text{ m}$, velocidade fluxo de $0,67 \text{ ms}^{-1}$ e a vazão de $117,598 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Souza et al. (2017) averiguaram que, próximo da foz do rio Sepotuba, a vazão alcançou $174,29 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. O rio Sepotuba possui características parecidas com rio Cabaçal e ambos deságuam na margem esquerda do rio Paraguai; no entanto, a vazão do Sepotuba foi menor que a registrada na foz do Cabaçal.

A granulometria dos sedimentos de fundo da seção 04 demonstrou tipologia grossa, com maior concentração de areia grossa, média e fina. No período da cheia, ocorreu uma redução de $9,10\%$ na areia grossa e aumento de $11,40\%$ de areia média, também foi aferida redução de $0,45\%$ de silte e $0,10\%$ de argila em relação à estiagem (Tabela 2).

Leandro e Souza (2018) estudaram o rio Cabaçal próximo à confluência e constataram que os sedimentos de fundos registraram predominância de areia, com presença de $6,55\%$ de areia grossa, $83,1\%$ de areia média, $2,55\%$ de areia fina, $7,59\%$ de silte e $0,35\%$ de argila.

Ainda no baixo curso do rio Cabaçal, Souza et al. (2017) constataram concentração de areia média de $68,40\%$ e $80,85\%$ em duas seções transversais

monitoradas na estiagem, sob velocidade $0,31 \text{ ms}^{-1}$ e $0,53 \text{ ms}^{-1}$; os autores registraram intensa sedimentação.

Características sedimentológicas similares foram verificadas por Silva (2012) no rio Paraguai entre o Furado do Touro e a Passagem Velha, constatando que 94,75% do transporte do rio são de areias finas a média.

Na confluência dos rios Paraná e Paranapenema, em época de cheia, Paes et al. (2008) constataram maior vazão e alteração na profundidade e velocidade do canal. A morfologia e a carga de fundo, entretanto, não se alteraram, não ocorrendo alteração na competência dos canais, sendo a carga sedimentar predominante de areia média a grossa.

Na área de estudos, foi verificada predominância de sedimento grosso com predominância de areia fina nos dois períodos. As seções 01, 03 e 04 apresentaram aumento na carga de sedimento grosso no período de cheia em relação à estiagem, enquanto a S2 apresentou um aumento de 40.70% de silte no período de cheia. Esse fato é explicado pelo estrangulamento do canal a montante que, pela dinâmica do canal, como já discorrido, bem como o aumento da turbulência do canal retrabalha os sedimentos finos (Tabela 2).

Em relação à fração de areia média, variou entre 7,75% a 26,25% na estiagem e 4,20% a 45,25% no período de cheia. Com exceção da seção 01, as demais seções apresentaram aumento na fração de areia média.

Em relação à areia grossa, variou de 0,55% a 10,30% na estiagem e 0,15% a 8,25% no período de cheia, a S1 e S3 apresentaram aumento na carga de areia grossa na cheia. Em contrapartida, as S2 e S4 apresentaram redução na carga de areia grossa, sendo que, na primeira seção, esse fato está associado à retenção de sedimentos a montante e, na última, à influência do rio Paraguai devido ao fluxo de contracorrente.

Buhler e Souza (2012) constataram redução do teor de sedimentos finos no período chuvoso no rio Paraguai inserido no perímetro urbano, com exceção de uma seção. Os autores relacionam a queda com o aumento da turbulência na cheia que retrabalha os sedimentos finos.

Leandro e Souza (2018) explicam que as cheias do rio Paraguai são associadas ao baixo curso de alguns tributários que provocam escoamento de

contracorrente. Assim, a inundação de alguns afluentes é relacionada à descarga de montante, bem como ao volume de água no rio Paraguai.

O transporte de silte foi expressivo nas seções 01 e 02: na primeira, foram registrados 42.95% no período de cheia e, na segunda, 27.90% no período de estiagem; o silte transportado na seção 01 é explicado devido à interferência direta no canal fluvial, que contribui para decantação e deposição. Na seção 02, o canal possui baixa competência para transportar areia.

Em relação à argila, na carga sedimentar de fundo, variou de 0,35% a 3,15% no período de estiagem, ao mesmo tempo em que, no período de cheia, a variação foi de 0,25% a 2,10%. Com exceção da seção 01, as demais apresentaram redução na quantidade de argila transportada na cheia em relação à estiagem.

A intensa sedimentação constatada na área de estudos pode estar relacionada com as mudanças no baixo curso do rio Cabaçal. Por meio de estudos realizados entre os anos de 1984 e 2001, Avelino (2006) constatou redução de 11,26% na área de cerrado e 17,54% na área de floresta.

Os sedimentos de fundo apresentaram boa esfericidade e arredondamento, com exceção das seções 02 e 03 na margem direita, durante o período de cheia, que apresentou sedimentos subangulosos. Esse fato indica que a área da fonte dos materiais encontrados não se localiza nas proximidades.

4.2 Dinâmica dos Canais secundários do rio Cabaçal

O presente item apresenta o registro e a análise da dinâmica dos canais secundários e a dinâmica das feições morfológicas no baixo curso do rio Cabaçal. A planície fluvial do baixo curso do rio Cabaçal possui feições morfológicas típicas do padrão meandrante como canais secundários, baías, lagoas, ilhas, barras laterais, centrais e em pontal.

4.2.1 Compartimento 01

No período de 1995 a 2018, foram identificados diferentes processos de mudanças morfológicas como migração lateral, cortes de pedúnculo, surgimento de

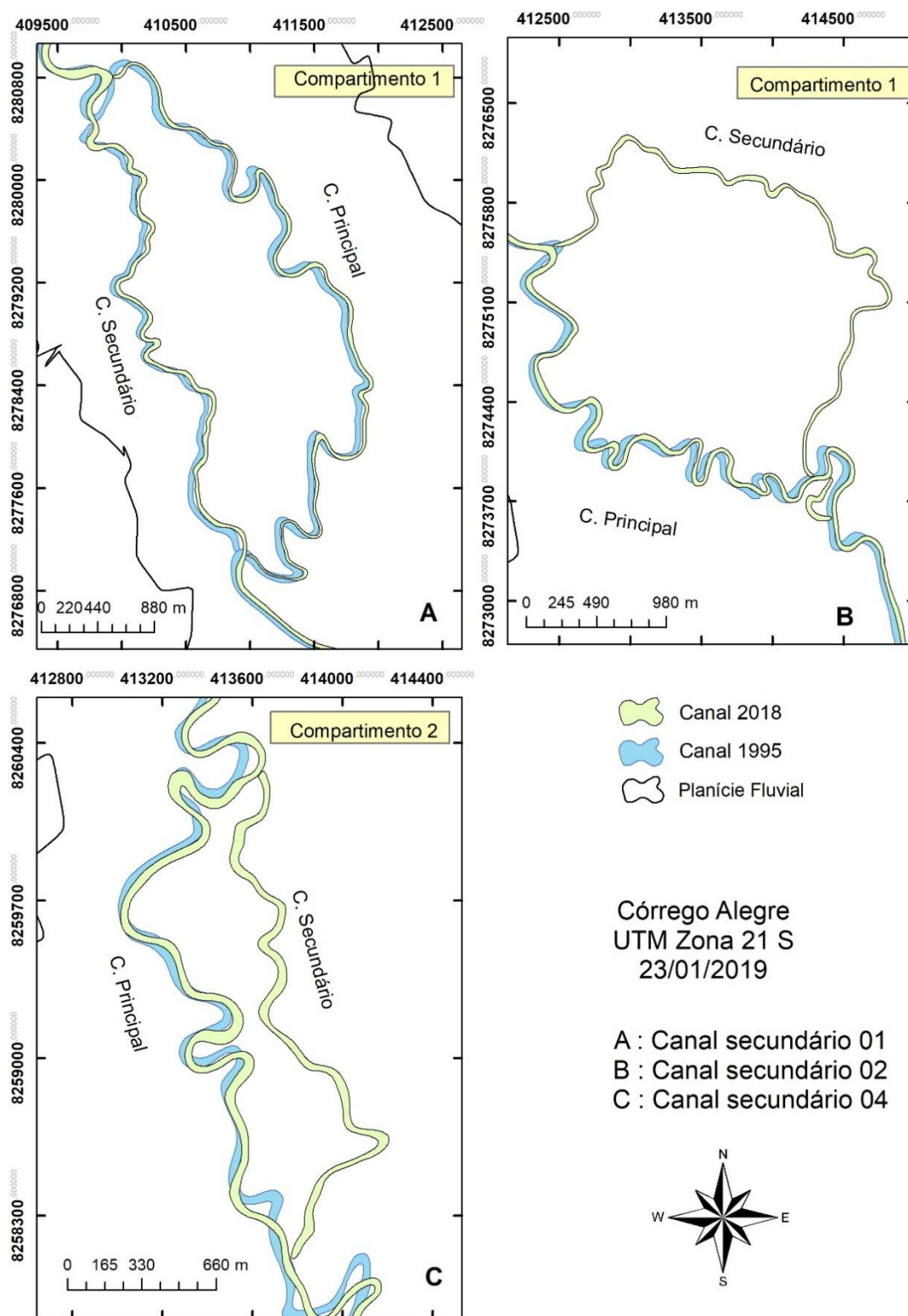
ilhas através de corte do colo do meandro, abandono de canais e evolução de canal secundário para principal. Neste sentido, na planície fluvial do rio Cabaçal, o processo mais evidente de evolução das feições morfológicas refere-se à dinâmica dos canais secundários, que modificam a morfologia, alteram a extensão do canal e originam ilhas semicirculares de grande extensão com diferentes feições embutidas, os canais abandonados dão origem a baías, meandros abandonados e lagoas.

A tabela 3 apresenta os canais secundários no compartimento 01, onde foram constatados três canais secundários: o canal secundário 01 possuía área de 0.172 km² no ano de 1995 e 0.191 km² em 2018, um acréscimo de 0.019 km² em 23 anos. No canal secundário 2 foi constatado somente no ano de 2018 e possui 0.148 km² de área (Figura 9; Tabela 4).

Tabela 4: Canais Secundários no baixo curso do rio Cabaçal

Compartimento 1		
Canais secundários	Área km ²	Extensão km
CS 01 1995	0,172	4,32
CS 01 2018	0,191	5,29
CS 02 2018	0,148	5,13
Compartimento 2 e 3		
Canais secundários	Área km ²	Comprimento Km
CS 05 2018	0,134	4,94
CS 06 2018	0,062	1,66
CS 07 1995	0,287	5,47
CS 08 1995	0,27	7,68
CS 08 2018	0,25	8,05

Figura 7: Migração no canal principal e secundário no baixo curso do rio Cabaçal – compartimento I e II, em 1995 e 2018.



O canal principal registrou 39,90 km no ano de 1995 e 37,12 km no ano de 2018. A contração do canal pode ser associada ao abandono de um meandro por rompimento do pedúnculo, a feição abandonada possuía 678,56 m de extensão e a dinâmica lateral do canal.

O abandono dos canais secundários ocasiona uma sucessão de baías, lagoas e meandros abandonados em forma de ferradura, que poderão passar pelo processo de terrestreização. Morais e Rocha (2016) também identificaram paleocanais na planície de inundação e em menor quantidade no terraço baixo na bacia do rio Peixe em SP. Os canais abandonados possuem diferentes morfologias, mas a maioria possui padrão meandrante em formas de ferradura.

O canal secundário CS01 apresentava um comprimento de 4,32 km de extensão no ano de 1995 e 5,29 km no ano de 2018, evoluindo para canal principal no ano de 2018. Nesse trecho, o rio apresenta migração lateral com direção NNE, variando entre 20 e 70 m de comprimento. O CS02 não foi registrado no ano de 1995, mas apresentava 5,13 km de extensão no ano de 2018; logo, o rio apresentou migração lateralmente entre 28 a 60 m na direção NNE. O CS03 apresentou 0,52 km de extensão e migração no sentido NNE entre 11 a 42 m de extensão. O CS03 possui 0,01 km de área e 0,004 km de comprimento.

4.2.1 Compartimento 02

O comprimento do canal principal no compartimento 02, no ano de 1995, foi 40,45 km e, no ano de 2018, registraram-se 40,15 km e três cortes de colo do meandro: o corte do pedúnculo número 01, localizado na margem esquerda, o meandro abandonado possui 0,33 km; o corte número 02, localizado na margem direita com 0,34 km de meandro; e o terceiro corte localizado na margem esquerda em um meandro de 0,78 km de extensão.

No segundo compartimento, foi possível observar o surgimento de um novo canal secundário posterior ao ano de 1995, o CS04, que possui 0,094 km² de área e 2,81 km de extensão. Nesse trecho, o rio apresenta migração lateral no sentido NNE, oscilando de 40 a 150 m (Figura 9). O surgimento desse canal secundário é associado ao rompimento do colo do meandro na margem de escavação, que alcançou uma baía pré-existente que já possuía conexão com o rio.

Constataram-se canais abandonados que formam baías, lagoas e meandros abandonados que podem estar em processo de colmatação, ou seja, em processos de terrestrialização.

Compartimento 03

O compartimento 3 registrou comprimento de 37,96 km no ano de 1995 e 37,00 km no ano de 2018. No período analisado, foi constatado o abandono de um meandro abandonado de 0,47 km de comprimento localizado na margem esquerda (Figura 10; Tabela 4).

Foram registrados sete pontos de inflexão de meandro nesse compartimento, sendo quatro localizados na margem direita; os pontos de inflexão sugerem futuros abandonos em relação à evolução meândrica. Christofolletti (1980) afirma que a migração lateral dos meandros nos pontos de inflexão resulta na redução do raio de curvatura. Já Feitosa, Santos e Reis (2011) constaram cinco pontos de inflexão no rio Grande, afluente do São Francisco, e os autores indicam futuros abandonos, podendo ser acelerados pela ação antrópica (Tabela 5).

Tabela 5: Coordenadas geográficas dos pontos de inflexão

Ponto 1	15°49'44.26"S e 57°47'46.15"O
Ponto 2	15°51'27.11"S e 57°47'7.37"O
Ponto 3	15°52'16.50"S e 57°46'51.86"O
Ponto 4	15°52'32.47"S e 57°46'25.78"O
Ponto 5	15°53'11.29"S e 57°45'37.27"O
Ponto 6	15°55'25.15"S e 57°45'1.75"O
Ponto 7	15°58'33.45"S e 57°42'43.71"O

Nesse compartimento, foram constatados três canais secundários. O canal secundário 05 possui 0.135 km² de área e 1,66 km de comprimento, o qual evoluiu a partir de um antigo leito do canal principal que foi abandonado pela evolução de um canal secundário para um canal principal. O canal 06 possuía 0.017 km de área e 0,55 km de comprimento, no ano de 2018.

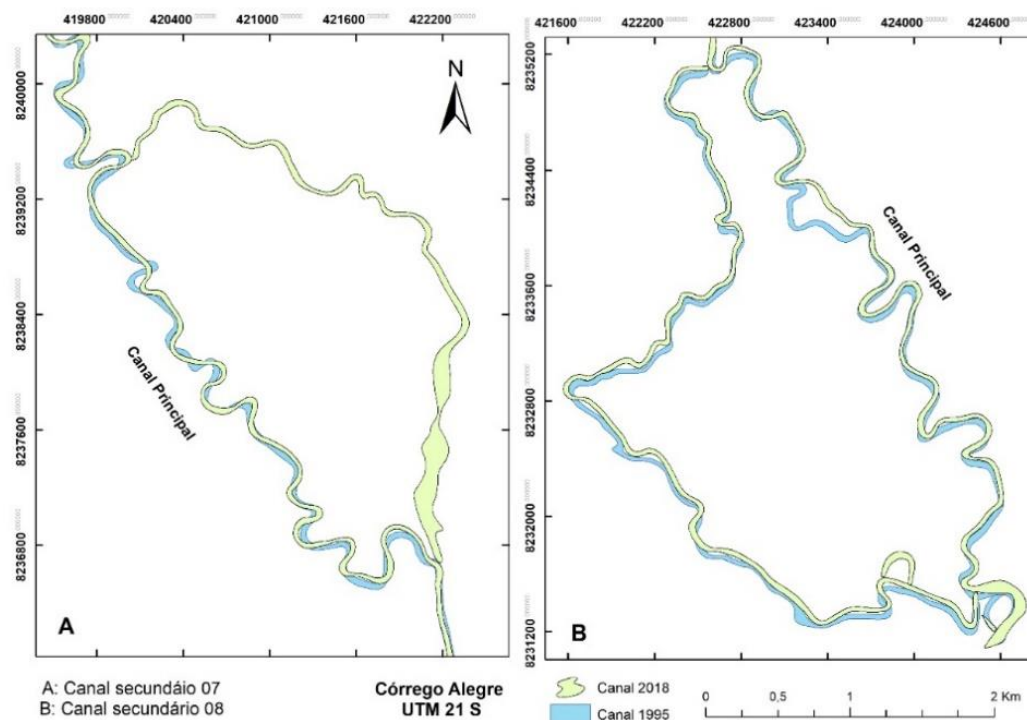
O canal secundário 07 surgiu após o ano de 1995 e possui 0,287 km² de área e 5,47 km de comprimento, e canal surgiu a partir da erosão remontante de uma baía e o rompimento do colo do meandro a montante. Na confluência com o canal secundário, ocorre aumento da largura de 54,43 m para 184,99 m, valor que pode estar associado a um ponto de estrangulamento originado por uma ponte.

O canal secundário 08 computava 0,27 km² de área e 7,68 km de extensão, no ano de 1995. No ano de 2018, apresentou 0,25 km² de área 8,05 km, ou seja, redução de 0,02 km de área e um acréscimo de 0,37 km de comprimento. Nesse trecho, foi verificada migração lateral no sentido SO. No compartimento, a migração lateral ocorre no sentido NNE, variando de 27,8 m a 100,5, oscilação que pode estar associada à dinâmica natural da planície fluvial.

De acordo com Bayer e Zancopé (2014), os canais secundários são os ambientes mais dinâmicos da planície aluvial do rio Araguaia, sofrendo fortemente com os processos deposicionais. Na vazante, os sedimentos expostos promovem acreção nos canais secundários.

Os canais secundários são feições dinâmicas e o seu abandono forma baías, lagoas e um conjunto de meandros na planície, modificando a morfologia da planície do baixo curso. A evolução do corredor fluvial reflete as mudanças ocorridas nas condições do sistema fluvial, associadas à geologia, ao clima e aos efeitos da atividade humana imediata (SOUZA; PIERANGELI; SOUZA, 2012).

Figura 8: Migração lateral no canal principal e secundário no baixo curso do rio Cabaçal – compartimento III, nos anos de 1995 a 2018.



4.3 Mudanças morfológicas no baixo curso do rio Cabaçal

4.3.1 Compartimento 01

No ano de 1995, o canal principal possuía 39,90 km de extensão e, naquele ano, registraram-se 42 baías que possuíam dimensão entre 0,007 km² (B03) e 0,274 km² (B25) e recobriam 0,916 km² de área (Figura 11).

No ano de 2018, o comprimento do canal diminuiu para 37,05 km e foram computadas 43 baías, ou seja, um acréscimo de uma baía em um período de 23 anos. A dimensão dessas baías variou entre 0,008 km² (B13) e 0,040 (B09), ou seja, mesmo com acréscimo no número de baías, ocorreu um decréscimo de 0,416 km² em área. Nesse intervalo de tempo, foram constatadas 16 novas baías, 25 baías remanescentes e 19 baías desapareceram (Tabela 4).

Silva et al. (2012) registraram no rio Paraguai em Cáceres 08 baías no ano de 1973 com dimensões entre 0.091 a 0.387 km² e 14 no ano de 2010 cuja dimensão oscilou entre 0.013 a 0.268 km².

As lagoas são feições dinâmicas que podem ser modificadas por fatores naturais e humanos. As causas naturais para essas transformações envolvem os

processos de sedimentação e a ação dos ventos; dentre as causas antrópicas, destacam-se o desmatamento, pecuária e agricultura nas áreas marginais e cabeceiras, instalações de barragens e poluição (MOURA; PERET, 2014). Adicionados aos processos naturais, somam-se os processos erosivos e deposicionais e a dinâmica de cheia do Paraguai e afluentes que carregam águas e sedimentos para essas feições.

No ano de 1995, foi registrada a ocorrência de 38 lagoas, cuja dimensão variou entre 0,0003 (L35) e 0,055 km² (L24); a abrangência total das lagoas foi de 0,15 km² (Figura 11). No ano de 2018, foram verificadas 39 lagoas, cujo tamanho variou entre 0,0004 km² (L33) e 0,0392 km (L04), a abrangência registrada foi 0,148 km². Apesar do aumento do número de lagoas, ainda foi registrado um decréscimo de 0,001 km² em área e esse fato pode estar relacionado com a dinâmica climática e oscilação do lençol freático (Figura 12).

O período não apresentou grandes mudanças no número absoluto de lagoas; entretanto, ocorreram alterações em sua dinâmica em virtude do desaparecimento de 28 lagoas, o registro de 23 novas e 11 remanescentes.

Lima (2018) constatou 67 lagoas no baixo curso do rio Cabaçal, no ano de 1984; no entanto, é importante destacar que o recorte analisado da autora não se restringiu à planície de inundação, não diferenciando lagoas e baías dos meandros abandonados, fato que influenciou o aumento quantitativo de tais feições. Já Silva et al. (2012) registraram, no ano de 1973, no rio Paraguai, em Cáceres, 20 lagoas. No ano de 2010, os autores aferiram 28 lagoas, sendo que em 37 anos sete lagoas aumentaram de tamanho, duas diminuíram 19 deixaram de existir e ainda foram registradas 31 novas.

Cruz, Oliveira e Girard (2008) afirmam que as lagoas no Pantanal são caracterizadas por formas e tamanhos variados e reduzidas profundidades, este fato que se diferencia conforme a conectividade dos ambientes lóticos com a planície. As comunidades biológicas e as reações químicas e físicas respondem às oscilações sazonais relacionadas ao pulso de inundação do Pantanal.

No ano de 1995, foi registrada a ocorrência de 21 meandros abandonados cuja dimensão deles variou entre 0,004 km² (MA16) e 0,023 km² (MA19); a área total dos meandros abandonados registrada foi de 0,23 km². No ano de 2018, verificou-se

a ocorrência de 14 meandros abandonados, cujo tamanho variou entre 0,004 km² (MA05) e 0,021 km² (MA01); a abrangência total dos meandros foi 0,145 km². Ocorreu o desaparecimento de 11 meandros abandonados, o surgimento de dois e foram detectados 10 remanescentes (Tabela 4).

Entre os meandros abandonados, houve o decréscimo de sete feições (0,067 km²); essa redução é associada ao baixo número de cortes do pedúnculo e à evolução para baía e lagoa.

Em relação aos meandros abandonados que desapareceram no período analisado, podem estar recebendo maior aporte sedimentar, sucedendo a terrestreização ou evoluindo para baía através da reconexão com o rio. Ainda, os meandros podem transformar-se em lagoas em formas de ferradura. Esse processo foi descrito por Rocha (2010) como a sucessão de ambiente aquático para terrestre no alto rio Paraná em relação às lagoas fechadas que se encontram em processos acelerados de terrestreização.

Na planície fluvial do rio do Peixe, Morais e Rocha (2016) verificaram que a progressão dos meandros abandonados dá-se diretamente para a formação de paleocanais ao invés da manutenção prévia de ambiente lântico. Esse fato é diferente na planície do rio Cabaçal tendo em vista que os meandros abandonados progridem para ambientes lânticos e, posteriormente, pode ocorrer o processo de colmatação ou se conectarem novamente com o canal.

Verificou-se o aparecimento de duas ilhas no ano de 2018 com 3,77 km² para a ilha 01 e 3,74 km² para a ilha 02, as quais são associadas com o rompimento do colo meandro, que provoca o surgimento de canais secundários, originando-as. Leandro e Souza (2018) afirmam que, próximo às confluências com o rio Paraguai, algumas ilhas são relacionadas com a evolução da calha e o rompimento do colo do meandro. Macedo (2013) reconhece diversas ilhas formadas a partir desse processo no rio Paraguai: “[...] estando a maioria no centro, o que leva a interpretar que elas são da planície do rio que foi cortada pelo canal”.

Essas ilhas diferenciam-se das descritas por Bayer e Zancopé (2014) no rio Araguaia, que são formadas a partir da evolução de barra central, a partir da continuidade dos processos deposicionais. Além dos processos deposicionais no alto Paraná, algumas ilhas são descritas por Leli (2015) como constituídas a partir

do rompimento de diques marginais, formação de um canal secundário e avulsão do rio canal principal. Neste estudo não foi identificado processo de avulsão do canal principal.

As ilhas no compartimento 1 possuem fisionomia diferenciada: a ilha 01 é alongada e a ilha 02 caracteriza-se como semicircular; entretanto, ambas possuem subambientes diferenciados, embutidos nelas como baías e lagoas.

No ano de 2018, foram registradas 71 barras laterais cuja dimensão ~~das~~ oscilou entre 3665,7 m² (BL 11) e 68,16 m² (BL46); a área total das barras laterais foi 47472,464 m². Foram identificadas 13 barras em pontais com dimensão entre 216,67 m² (BP09) e 2788,83 (BP01); a abrangência total das barras em pontais foi 8808,45 m² e ainda foi registrada uma barra central (532,03 m²) ondulada (Figura 12).

Lima (2018) registrou 10 barras laterais no baixo curso da bacia o Cabaçal, sendo importante lembrar que o acréscimo das barras laterais é associado ao aumento dos sedimentos advindos da mudança no uso e cobertura da terra. O incremento do número de barras na planície do rio Cabaçal pode estar atrelado à retirada da cobertura vegetal e à evolução da atividade de pastagem e agropecuária entre os anos de 1984 e 2001 (AVELINO, 2006), à retirada da cobertura vegetal, ao maior desenvolvimento das atividades econômicas entre os anos de 2000 a 2016, demonstrado por Lima (2018).

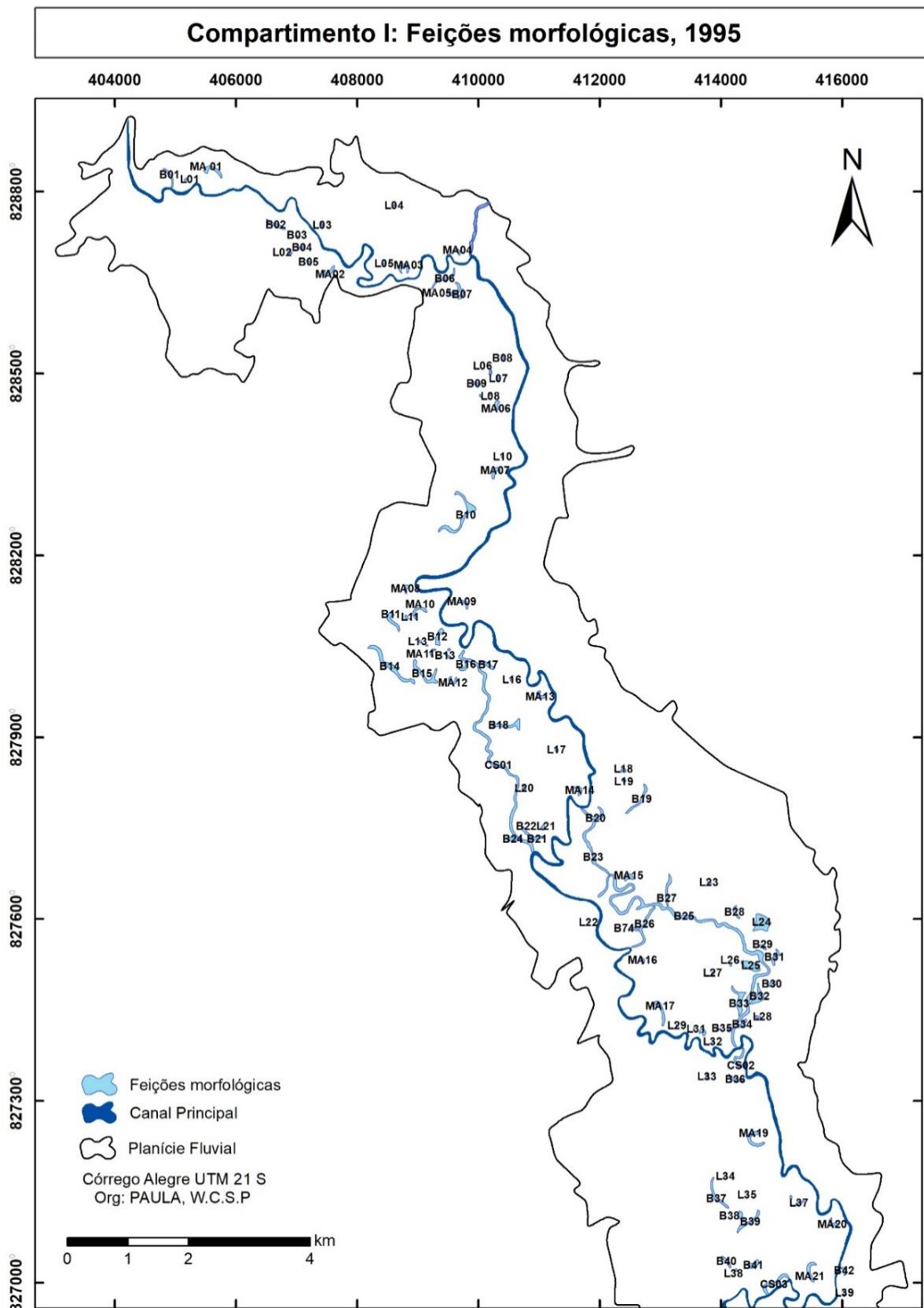
Na bacia do rio Cabaçal, o padrão meandrante produz barras nas margens de menores velocidades; ainda, o processo de assoreamento, devido ao aumento do aporte de sedimentos, favorece o surgimento de barras. Bayer e Zancopé (2014) afirmam que a sinuosidade propicia o aparecimento de barras laterais nas margens de deposição. Na planície do rio Araguaia, as barras apresentam morfologia inclinada, perdendo altura em direção ao centro do canal, com laminação.

Tabela 6: Feições morfológicas no Baixo curso do rio Cabaçal.

Compartimento 1					
Feições morfológicas	1995	2018	R	D	N
Baías	42	43	25	19	16
Lagoas	38	40	11	28	23
Meandros abandonados	21	14	11	10	2
ilhas		2			
Barra lateral		71			
Barra em pontal		13			
Compartimento 2					
Feições morfológicas	1995	2018	R	D	N
Baías	63	32	19	33	09
Lagoas	39	24	14	30	18
Meandros abandonados	18	25	6	09	6
Barra lateral		58			
Barra em pontal		10			
Barra central		1			
Compartimento 3					
Feições morfológicas	1995	2018	R	D	N
Baías	75	56	28	30	15
Lagoas	77	34	19	42	26
Meandros abandonados	25	06	07	13	4
Barra lateral		69			
Barra em pontal		13			

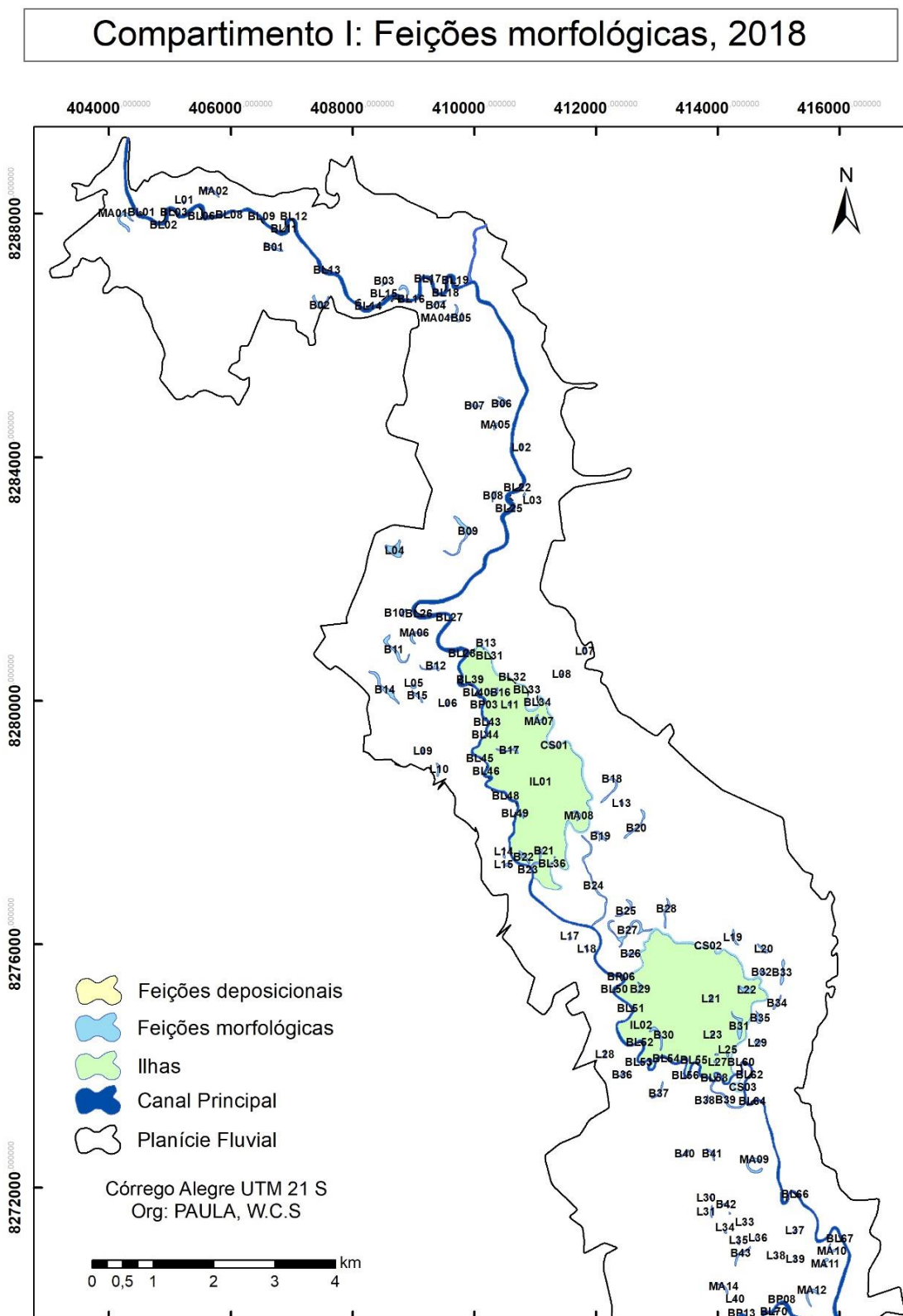
Legenda: D = desapareceu; N = Novas; R = Remanescentes.

Figura 9: Feições morfológicas no compartimento 1 no ano de 1995.



Legenda: B = baía; L = lagoa; MA = meandro abandonado; I = ilha; BL = barra lateral; BP = barra em pontal.

Figura 10: Feições morfológicas no compartimento 1 no ano de 2018.



Legenda: B = baía; L = lagoa; MA = meandro abandonado; I = ilha; BL = barra lateral; BP = barra em pontal.

As feições morfológicas no baixo curso do rio Cabaçal não apresentaram mudanças expressivas em quantidade; contudo, as baías, lagoas e os meandros abandonados indicam redução na área sendo que os dois primeiros aumentaram uma feição que anteriormente era um meandro abandonado que evoluiu para baía e lagoa.

A redução na área das feições pode estar associada com a variação pluviométrica devido a uma queda no índice de precipitação; entretanto, acredita-se que esse fato é associado à dinâmica fluvial do canal, potencializada pela antropização. Assim, os processos mais atuantes são os deposicionais, em razão da resposta frente às mudanças no uso e cobertura do solo e ao aumento da carga sedimentar no baixo curso, por consequência das mudanças antrópicas supracitadas.

Conforme demonstrado por Avelino (2006), entre os anos de 1984 e 2001, na bacia do rio Cabaçal ocorreu uma redução de 11,26% na área do cerrado, 17,54% de floresta, acréscimo de 0,87% na área de pastagem e 25,88% na área de agropecuária e pastagem.

As mudanças no uso e cobertura a partir do ano 2000 foram demonstradas por Lima (2018) a partir do mapeamento de uso e cobertura. Constatou-se que, no baixo curso do rio Cabaçal, a área se encontrava com 1,19% de área agrícola, 2,45% de pastagens natural, 33,44% de pastagens plantada, 1,32% de vegetação campestre, 18,66% de área florestas, 4,83% de vegetação florestas em áreas agrícolas e 36,99% de vegetação agropecuária com remanescentes florestais no ano de 2000.

Lima (2018), no ano de 2016, constatou 3,35% de cana de açúcar, 21,04% de cultivos temporários, 26,83% de extrativismo vegetal em área florestal, 43,58% de pecuária de grande porte, 3,98% de pecuária de grande porte em área campestre, 1,03% de reflorestamento, 0,9% uso diversificado da água continental e 0,9% uso da água não identificado. Em trabalho de campo, o autor verificou produção de leite, dragagem, olarias, cerâmicas, pesqueiros e tanques de piscicultura.

A mudança no uso do solo provocou o processo de degradação que é intensificado em solos frágeis susceptíveis à erosão inserida na formação Utiariti,

presente no afluente Rio Branco. Inseridas na cabeceira de drenagem, foram identificadas diversas voçorocas, influenciando no assoreamento, na perda de solo e qualidade da água (OLIVEIRA, 2017).

4.3.2 Compartimento 02

No segundo compartimento, o comprimento do canal principal em 1995 foi 40,45 km e, no ano de 2018, foram registrados 40,15 km. No ano de 1995, foram contabilizadas 64 baías, cuja dimensão variou entre 0,002 km² (B79) e 0,301 km² (B70) e a área total das baías foi 1,458 km². No ano de 2018, foram registradas 32 baías com dimensão entre 0,0003 km² (B56) e 0,225 km² (B55) e abrangência total das baías de 1,069 km² (Figuras 13 e 14).

Foi constatado que 33 baías desapareceram, havia 19 remanescentes e 09 novas, ocorrendo a evolução de pequenas baías que se juntaram originando uma baía de maior dimensão (Tabela 5) e, ainda, uma redução de 50% de baías e de 0,389 km² de área.

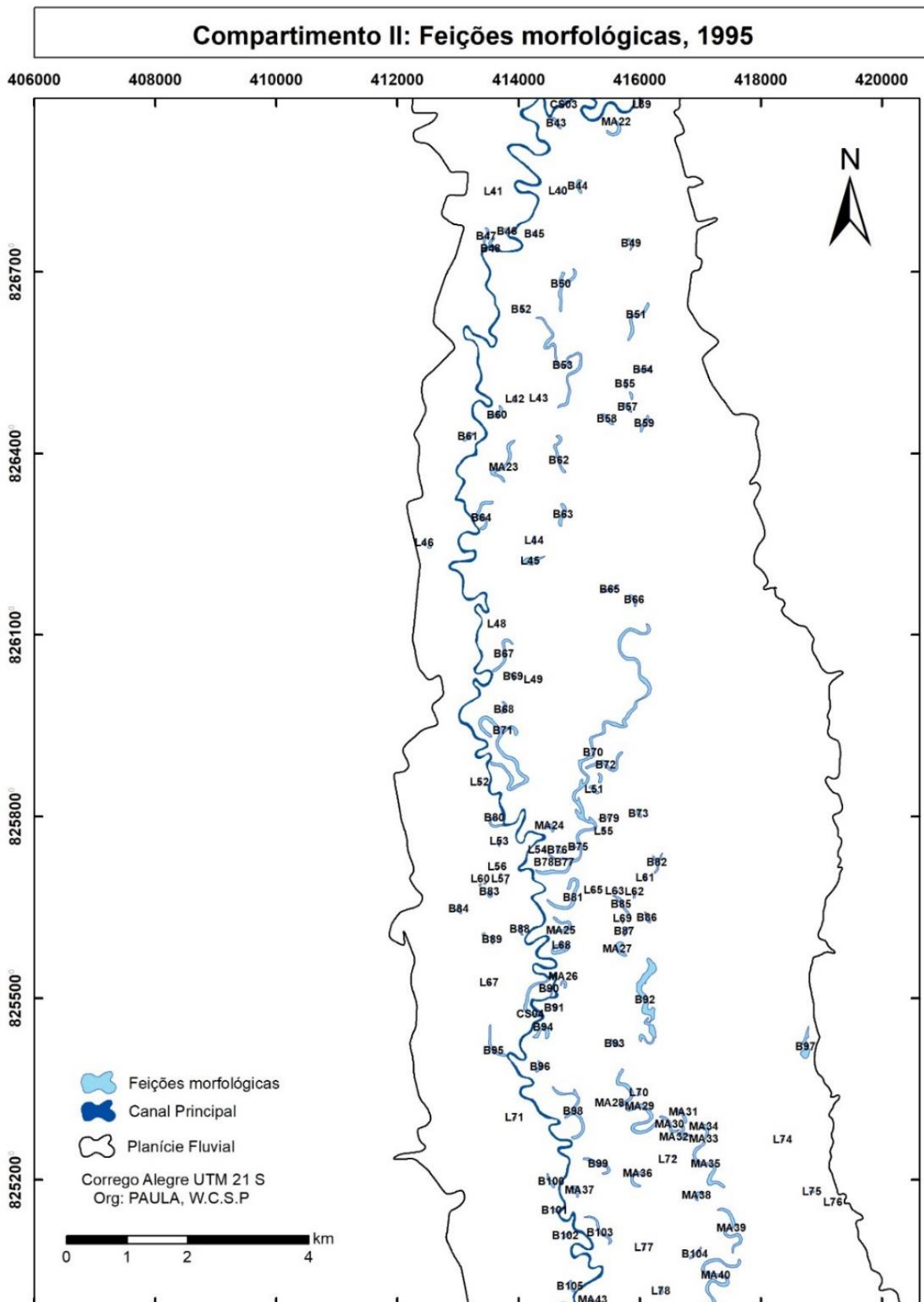
A redução no número de baías pode estar associada à busca de um novo perfil de equilíbrio, associado à intensa carga sedimentar recebida no baixo curso devido a alterações no uso e na ocupação a partir da década de 1980.

Leandro et al. (2012) afirmam que no rio Paraguai, entre o Furado do Touro e a Passagem Velha, ocorreu a busca pelo perfil de equilíbrio, influenciado pelo material das margens, sazonalidade, gradiente, velocidade, largura, profundidade e carga sedimentar que proporcionam alterações sucessivas no sistema que provoca aumento no número de feições morfológicas.

Em relação ao número de lagoas, no ano de 1995, foram registradas 40 lagoas com dimensão espacial entre 0,0001 km² (L48) e 0,025 km² (L68) a abrangência total das lagoas foi 0,126 km². No ano de 2018, foram registradas 23 lagoas com dimensão entre 0,0004 km² (L64) e 0,018 km² (L51); a área total das lagoas foi 0,121 km². (Figura 13). Foram registradas 14 lagoas remanescentes, 30 desapareceram e 18 novas. No período de 23 anos, entre 1995 a 2018, ocorreu um decréscimo de 17 lagoas e um decréscimo de 0,005 km² em área. Esse fato pode estar associado ao aumento de sedimentos causados pelos múltiplos usos da bacia, propiciando assoreamento de baías e lagoas, ocorrendo a redução da área.

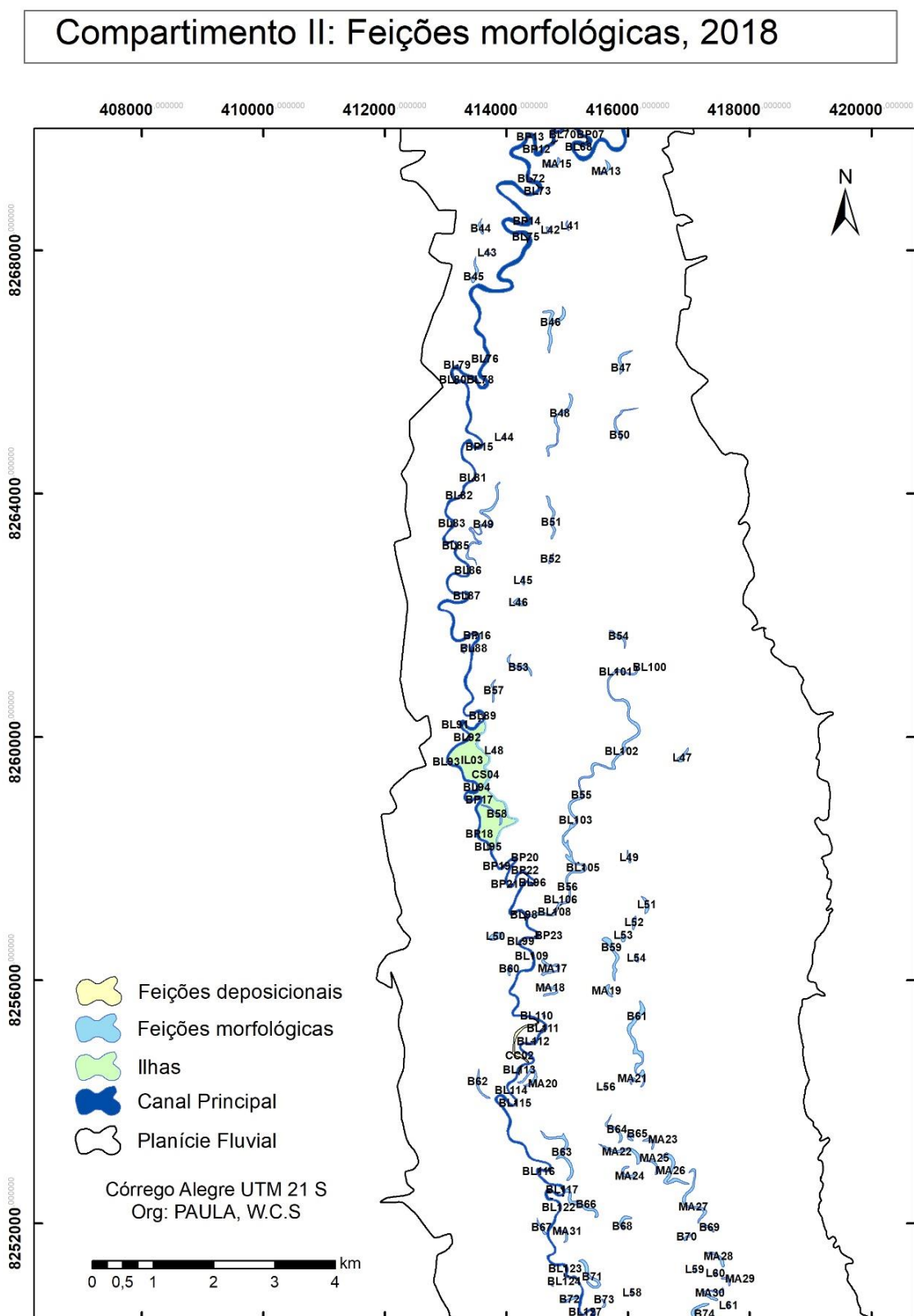
Em estudo realizado no Alto Paraguai, Moura e Peret (2014) afirmam que as lagoas em áreas de rios sinuosos são formadas a partir de meandros abandonados e a única lagoa arredonda localiza-se na Baía da Ximbuva. No rio Cabaçal, o incremento de lagoas e meandros abandonados é influenciado pelo abandono de canais secundários.

Figura 11: Feições morfológicas no compartimento 2 no ano de 1995.



Legenda: B = baía; L = lagoa; MA = meandro abandonado; I = ilha; BL = barra lateral; BP = barra em pontal.

Figura 12: Feições morfológicas no compartimento 2 no ano de 2018.



Legenda: B = baía; L = lagoa; MA = meandro abandonado; I = ilha; BL = barra lateral; BP = barra em pontal.

Nesse compartimento foram registrados 19 meandros abandonados em 1995, cuja variação espacial foi 0,005 km² (MA33) e 0,089 km² (MA40); a abrangência dos meandros abandonados foi 0,506 km² (Figura 13). O ano de 2018 registrou a presença de 18 meandros abandonados, a variação espacial foi de 0,005 km² (MA16) e 0,0468 km² (MA 26), a área total registrada foi 0,303 km² (Figura 14).

No período de 23 anos entre 1995 a 2018, sucedeu-se o decréscimo de um meandro abandonado e 0,203 km² em relação a 1995. Foi detectado que 09 meandros abandonados desapareceram, 06 remanescentes e surgiram 6 novos meandros abandonados.

No período analisado, não foi evidenciado o aumento da sinuosidade do canal, fato demonstrado pelo baixo número de novos meandros abandonados. De acordo com Zancopé, Perez Filho e Carpi Junior (2009), o contínuo aumento do raio de curvatura e do comprimento do meandro eleva o índice de sinuosidade e provoca o subsequente corte do colo do meandro. Nesse compartimento, foi identificada uma ilha que tem seu surgimento a partir do rompimento do colo do meandro, cuja dimensão alcançou 0,685 km².

No compartimento 2, no ano de 2018, foi possível observar 58 barras laterais, a BL93 registrou 50,54 m² de área e a da BL87 foi 2132,05 m², a área total das barras laterais foi 39354,96 m². Em relação às barras em pontais, foram aferidas 10 com variação de área de 213,92 m² (BP20) e 1788,19 m² (BP16), a área total das barras em pontal foi 7880,43 m². Foi registrada somente uma barra central no compartimento II com área de 532,03 m².

Na planície do rio do Peixe, as barras são associadas à sinuosidade do canal e ocorrem em toda extensão do canal. As barras constituem depósitos arenosos e alcançam até 650 m de comprimento e 40 m de largura, as barras laterais diminuem de frequência e dimensão em ambientes retilíneos (MORAIS; ROCHA, 2016). No baixo curso do rio Cabaçal, as barras são influenciadas pelo padrão de canal, bem como, pelo assoreamento dos afluentes e do canal principal.

Bayer e Zancopé (2014) identificaram dois mecanismos de migração lateral: um ligado ao mecanismo deposicional e outro ligado ao mecanismo erosivo. O primeiro refere-se à continuidade da deposição, envolvendo três fases: a

estabilização de barras centrais, o crescimento de ilhas e o assoreamento dos canais secundários; o segundo é intrínseco às condições locais pela hidrodinâmica e à estabilidade dos depósitos.

No rio Cabaçal, deve-se destacar o abandono de canais secundários, a posterior mudança de tipologia e a anexação na planície através da colmatção, bem como, a inundação no período da cheia que extravasa o dique fluvial, carregando águas e sedimentos para a planície.

4.3.3 Compartimento 03

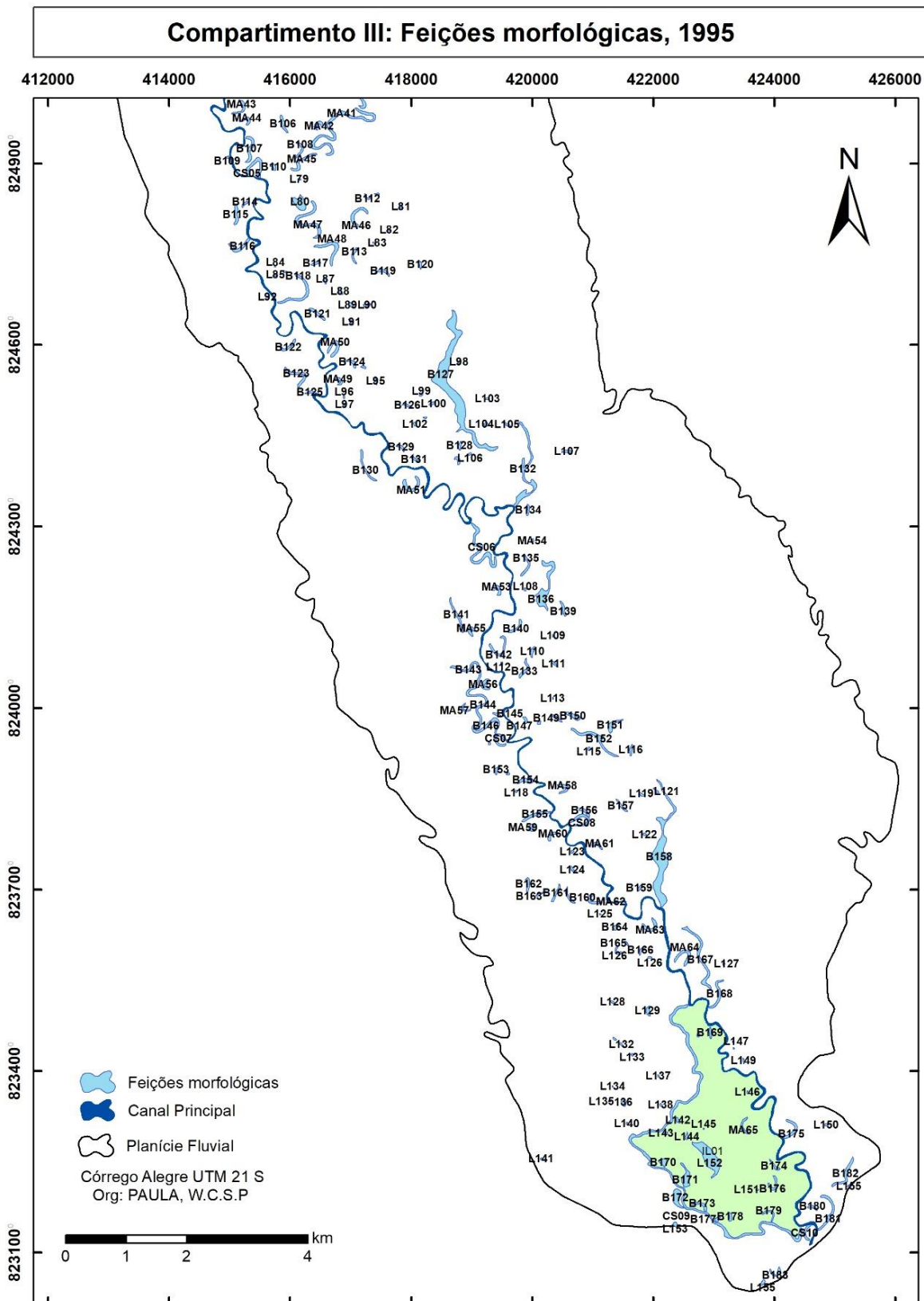
O compartimento 3 registrou comprimento de 37,96 km no ano de 1995 e no ano de 2018 foi registrado 37,00 km. No ano de 1995, foram contabilizadas 75 baías, cuja dimensão variou de 0,013 km² (B133) e 0,315 km² (B127) e a área total das baías foi 1,577 km² (Figura 15:). No ano de 2018, foram registradas 56 baías com dimensões variadas entre 0,001 km² (B87); a abrangência total das baías foi 1,211 km² (Figura 16). No período de 23 anos (1995-2018), foi registrado um decréscimo de 19 baías e 0,366 km² de área. Foi constatado que 30 baías desapareceram, 28 são remanescentes e 15 são novas.

Silva (2018) identificou 10 baías no trecho entre a Baía da Palha e o Sadão, no rio Paraguai, com dimensão entre 1,37 m² a 31,21 m², sendo que 8 baías possuem conexão com o rio Paraguai e 2 não conectadas. O decréscimo no número de baías foi registrado também no compartimento dois com uma queda de 33 baías enquanto no terceiro compartimento 19 baías. o primeiro compartimento não registrou queda no número de baías. Esse fato sugere que o reajuste no sistema fluvial – devido à alta quantidade de sedimentos que chegam ao baixo curso a partir da década de 1970 – ocorre de jusante para montante.

Em relação às lagoas, foram constatadas 77 cuja variação da dimensão oscilou entre 0,0003 km² (L84) e 0,100 km² (152); a abrangência total das lagoas foi 0,303 km². No ano de 2018, foram registradas 34 lagoas, com dimensão entre 0,0004 km² (L103) e 0,105 km² (L118); a área total das lagoas foi 0,330 km². Entre os anos de 1995 e 2018, ocorreu uma diminuição de 43 lagoas e um aumento de 0,0272 km². Foram registradas 19 lagoas remanescentes, 42 desapareceram e 26 novas formaram-se.

Os compartimentos 1 e 2 não registraram redução no número de lagoas. No primeiro, ocorreu o aumento de duas lagoas; no segundo foi aferido aumento de 12 lagoas e no terceiro ocorreu um decréscimo de 34 lagoas. Assim como ocorreu com as baías, a queda de feição pode sugerir um reajuste no sistema fluvial, eorre de jusante para montante, podendo estar associado ao assoreamento que provoca uma elevação do leito.

Figura 15: Feições morfológicas no compartimento 3 no ano de 1995.



Legenda: B = baía; L = lagoa; MA = meandro abandonado; I = ilha; BL = barra lateral; BP = barra em pontal.

Foram registradas quatro ilhas, sendo que a ilha 07 é remanescente do ano de 1995 e as outras três foram originadas pelo rompimento do colo do meandro. A ilha 07 possuía 5,07 km² no ano de 1995 e 5,18 km² no ano de 2018; a ilha 04 possui 1,89 km²; a ilha 05, 4,18 km e a ilha 06, 0,004 km². Essas ilhas surgiram a partir do rompimento do colo do meandro e da formação de um canal secundário.

Castrillon (2010) identifica ilhas formadas a partir do rompimento do colo do meandro. A autora afirma que as ilhas originadas pelo rompimento do colo do meandro possuem maiores quantidades de espécies de vegetação se comparadas às ilhas originadas por processos deposicionais.

No ano de 1995, foram registrados 25 meandros abandonados cuja dimensão variou entre 0,002 km² (MA54), 0,103 km² (MA41); a área total dos meandros somou 0,465 km². No ano de 2018, foram identificados 13 meandros abandonados com variação espacial entre 0,006 km² (MA45) e 0,026 km² (MA44); a área total dos meandros foi 0,188 km². No período analisado, ocorreu um decréscimo de 19 meandros abandonados e de 0,277 km², foram detectados sete meandros remanescentes, 13 que desapareceram e quatro novos.

No ano de 2018, foram registradas 69 barras laterais no compartimento 3, cuja dimensão variou de 66,67 (BL177) e 5434,0 m² (BL136); a abrangência das barras laterais foi 41009,21 m² (Figura 16). Foram registradas 13 barras em pontais, com dimensão entre 274,04 m² (BP27) e 3452,08 (MP37); a área total das barras em pontais foi 16658,52 m² (Tabela 6).

Silva (2018) registrou seis barras em pontais não vegetadas, localizadas na margem convexa, com deposição de materiais associados à perda de capacidade do rio, no rio Paraguai, a jusante do perímetro urbano de Cáceres.

As barras laterais no baixo curso do rio Jaguaribe em anos secos foram verificadas por Queiroz et al. (2018), os quais, em 1958 registraram 154 barras que recobriam 30,5 km²; no ano de 1984, os autores registraram 203 barras, ocupando 37,1km² em um ano chuvoso. No ano de 2001, em um ano seco, os autores registraram 157 barras recobrimdo 30 km²; em 2009 (ano chuvoso), verificaram-se 205 feições que recobriam 36km²; no ano de 2014, as barras reduziram quantitativamente para 153 e um aumento de 1,2km².

4.4 Caracterização das geoformas deposicionais

Em relação as expedições de campo para coleta nos transectos como consequência de imprevistos como dificuldade para coleta, ou a remobilização de sedimentos na barra, não foi possível realizar obter amostras em algumas profundidades nos pontos do transecto e em um ponto do transecto. No transecto 01, não foi possível coletar no ponto “A” da barra a partir 50 cm, e no ponto “B” da mata a partir de 75 cm. No terceiro transecto, não foi possível coletar no ponto “A” da barra lateral, devido à remobilização de sedimentos, assim como no ponto “A” do dique entre 100 a 125 cm, e na coleta B da nata em consequência da morfologia da barra em pontal; no último transecto (04), não foi coletado entre 100 a 125 cm do ponto “A” da barra e do dique.

4.4.1 Transecto 01

O presente item analisa tridimensionalmente quatro transectos em geoformas deposicionais no baixo curso do rio Cabaçal (Figura 2). Para tanto, as geoformas foram definidas conforme sua posição geográfica: três no rio Cabaçal e uma no canal secundário.

Neste estudo, uma geoforma deposicional é considerada uma feição da superfície terrestre, fruto da deposição sedimentar fluvial que possui fisionomia particular, relacionado com a dinâmica fluvial, podendo ser caracterizada tridimensionalmente. A primeira geoforma deposicional analisada situa-se no canal principal do rio Cabaçal a montante da ilha 07 que possui 5,18 km² de área. A barra lateral se desenvolveu na margem esquerda do canal e não possui vegetação. No cordão marginal, a vegetação é caracterizada por estratos herbáceos e arbustivos; a mata ciliar é marcada pela presença de estratos arbustivos e arbóreos (Figura 17).

A vegetação da planície aluvial no baixo curso do Cabaçal em Cáceres foi caracterizada por Avelino (2006) como floresta aluvial com dossel emergente. A autora salienta que essa é uma formação florestal ribeirinha, sustentada por depósitos quaternários. Braun (1962) afirma que essa vegetação é originada a partir de um microclima de elevada taxa hídrica nos vales, destacando-se os buritis (*Mauritia vinífera*, Mart.).

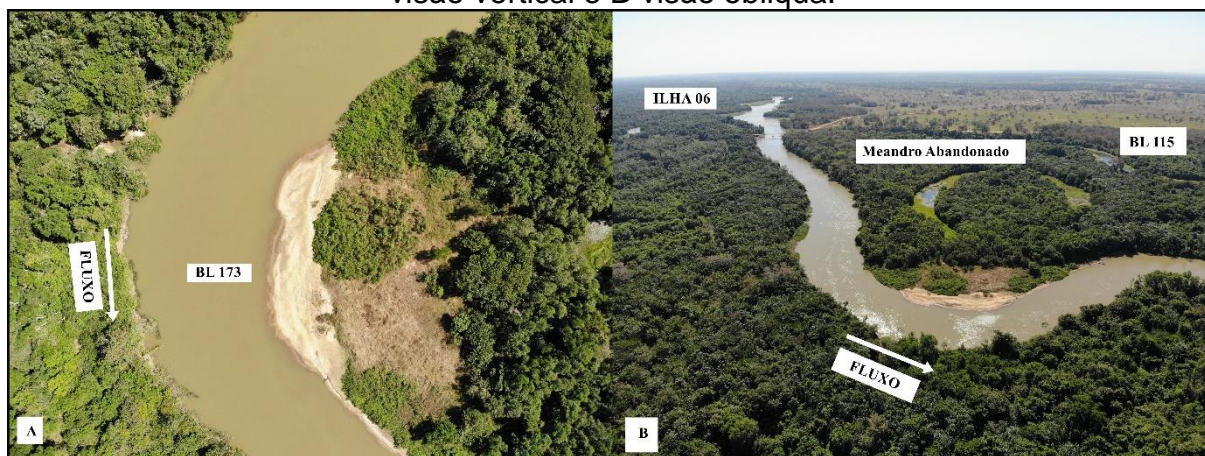
A montante da geoforma foi registrada uma ponte semiaberta que provoca o estrangulamento do canal, altera a competência do canal, a morfologia e provoca o barramento das águas e dos sedimentos; a jusante, o transporte é alterado e ocorre um decréscimo na área da seção e na vazão. Na planície desse trecho foram registrados seis meandros abandonados e duas baías, sendo que três meandros possuem conexão com o rio no período da cheia.

Santos (2005) afirma que as barras constituem depósitos arenosos, simétricos com dique marginais arenosos dispostos radialmente em relação à barra. A barra analisada possui forma alongada e acompanha o meandramento do rio. O comprimento da barra é 100,7 m, com 19,69 m de largura e a área computou 1.982,78 m², o dique possui maior desenvolvimento lateral sendo colonizado por vegetação rasteira e arbustiva com 39,5 m de largura e 3.997,65 m² de área.

O transecto revelou que a textura da barra lateral na coluna vertical é arenosa conforme a classificação de Santos et al. (2015). No ponto "A" da barra, a areia média variou de 20,15 a 29,20%; a areia fina foi de 68,20 a 79,15%, enquanto no ponto "B" a areia média foi de 16,00 a 46,90% e na perfuração "C" de 22,20 a 41,75% (Tabela 7). Na barra lateral, ocorreu uma granulodecrescência ascendente, ou seja, as amostras apresentaram aumento no calibre de sedimentos em profundidade, fato que indica redução na competência do canal.

O teor de matéria orgânica apresentou 0,009 mg na superfície e nos primeiros 25 cm e 0,017 mg entre 25 e 50 cm na barra "A". Na barra "B", na superfície, apresentou 0,018 mg e entre 50 a 75 cm demonstrou 0,198 mg; a superfície da barra "C" apresentou 0,016 mg e o maior valor foi detectado entre 75 a 100 cm com 0,129 mg.

Figura17: Vista aérea da geofomas deposicional no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.



O dique marginal possui predominância de textura arenosa, com exceção da superfície dos pontos A e C que registraram textura franco-arenosa. A areia fina preponderou em todos os testemunhos; no entanto, os valores de silte são expressivos na superfície, variando entre 19,50 a 30,85%. Os maiores valores de silte na superfície indicam redução da competência do canal.

No ponto “A”, a areia fina variou de 45,55 a 93,70%, no testemunho “B” a areia fina alternou entre 66,75 a 92,55% e no “C” a areia fina foi de 53,10 a 87,84%. No ponto “A” do dique marginal, foi detectada a presença de mosqueados (ferruginosos) e gleização entre 100 a 125 cm de profundidade, indicando a presença de hidromorfismo. No perfil “B”, foi identificada a presença de raízes até os 50 cm de profundidade, a presença de mosqueados foi identificada na camada superficial. No perfil “C”, os mosqueados foram identificados na camada superficial, assim como a presença de raízes até 50 cm de profundidade.

Estas características são associadas ao processo pedogenético e à dinâmica da área. Nesse sentido, Souza et al. (2013) afirmam que as condições da planície favorecem a presença de solos hidromórficos, em consequência da alternância do período de cheia e estiagem e a inundação diferenciada, relacionada à declividade do terreno.

O dique marginal “A” apresentou 0,104 mg de matéria orgânica na superfície e entre 0 a 125 cm variou de 0,007 a 0,019 mg. O dique “B” exibiu 0,285 mg na superfície e 0,106 mg entre os 25 cm iniciais; entre 25 a 125 cm variou de 0,013 a 0,052 mg. O dique “C” demonstrou 0,151 na superfície e entre 0 a 125 cm variou de 0,008 a 0,032 mg. Santos (2005) afirma que, no rio Paraná, os diques margeiam os

rios e seus afluentes em uma faixa alongada e descontínua de 1 até 3 m de altura e são constituídos de areia muito fina a areia fina, com deposição rápida associada às cheias.

A mata ciliar do transecto 1 apresentou textura predominante arenosa com concentração de areia fina e média; no entanto, na superfície dos pontos, a textura encontrada foi franco siltosa, registrando 38,95% de silte na superfície no ponto “A”, 37,15% no “B” e 56,26% no “C” (Tabela 7).

No ponto “A”, a areia fina variou entre 75,95% a 87,20% ao mesmo tempo em que a areia média variou de 7,25% a 17,05%. No sítio “B”, a quantidade de areia fina oscilou entre 59,00% a 70,90% enquanto a de areia média foi de 0,80 a 25,75%. Na coleta “C”, a areia fina variou entre 30,65% a 89,90% e, concomitantemente, a areia média foi de 4,05 a 37,70% (Tabela 7).

A mata “A” demonstrou 0,352 mg de matéria orgânica na superfície e entre 0 a 125 cm variou de 0,010 a 0,026 mg. A mata “B” apresentou 0,391 mg na superfície e entre 0 a 125 cm variou de 0,038 a 0,017 mg; na mata “C” foi verificado 0,405 mg na superfície e entre 0 a 125 cm variou de 0,069 a 0,01 (Tabela 7).

A redução da areia média, grossa e o aumento do silte e argila nos primeiros 50 cm pode estar relacionada com a construção da ponte que reduziu a competência do canal a montante, ocasionando a deposição de sedimentos.

As amostras analisadas apresentaram predomínio de sedimento grosso, entretanto em superfície e nos 25 cm iniciais do transecto foi constatado aumento dos sedimentos finos, fato que indica redução da competência do canal que pode estar associada a construção do ponto de estrangulamento a montante.

Tabela 7: Granulometria do transecto 01

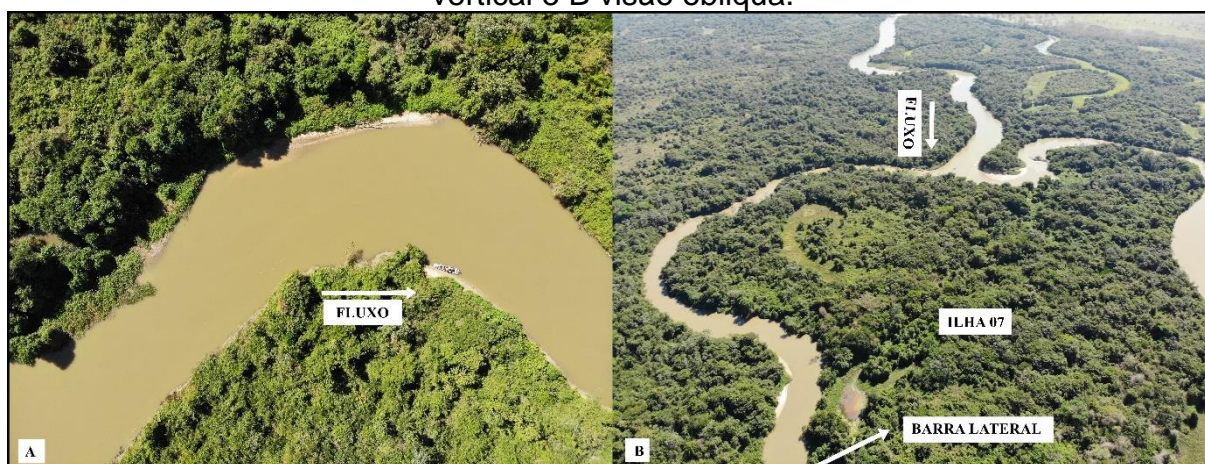
BARRA															
P.	A					B					C				
	A.G	A.M	A. F	S	A	A.G	A.M	A. F	S	A	A.G	A.M	A. F	S	A
Sup.	0,15	20,15	79,15	0,15	0,40	3,90	31,10	63,55	1,15	3,00	0,65	35,15	61,30	1,15	0,35
0 - 25	0,75	20,45	78,25	0,35	0,30	0,65	16,00	81,50	1,50	0,35	0,60	22,20	76,70	0,20	0,30
25 - 50	0,10	29,20	68,20	1,15	0,45	1,20	32,90	65,00	0,5	0,40	1,15	40,65	57,80	—	0,40
50 - 75						1,90	38,95	57,95	0,60	0,40	3,20	38,50	57,45	0,50	0,35
75 - 100						2,95	43,45	51,75	1,40	0,40	3,80	41,75	53,75	0,40	0,30
100 - 125						4,50	46,90	48,50	—	00,10	3,90	41,10	53,75	0,95	0,30
DIQUE															
Superfície	0,40	2,90	45,55	19,90	1,25	0,70	0,35	78,30	19,50	1,15	2,05	10,05	53,10	30,85	3,95
0 - 25	0,05	3,00	93,70	2,85	0,40	0,35	2,75	66,75	28,55	1,60	0,15	11,25	84,15	3,90	0,55
25 - 50	—	2,60	94,90	2,10	0,35	0,20	11,30	85,6	2,40	0,5	0,05	13,00	84,70	1,80	0,40
50 - 75	—	6,75	92,10	0,80	0,35	—	11,50	84,95	3,05	0,50	0,05	2,85	87,84	8,45	0,75
75 - 100	0,05	5,95	93,00	0,90	0,35	0,05	20,10	77,85	1,55	0,45	1,45	26,45	67,40	4,10	0,60
100 - 125	0,05	3,5	79,45	15,80	1,20	0,10	5,50	92,55	4,50	0,30	0,95	38,15	59,45	1,15	0,30
MATA CILIAR															
Superfície	2,55	8,25	48,00	38,95	2,25	1,40	0,80	59,00	37,15	1,65	6,00	4,20	30,65	56,26	2,90

0 - 25	0,10	9,40	86,65	3,30	0,55	0,30	24,25	69,90	4,75	0,80	0,10	4,05	75,50	18,90	1,45
25 - 50	0,15	17,05	81,55	0,80	0,40	0,65	25,75	64,10	8,60	0,85	0,15	1,30	89,90	7,95	0,70
50 - 75	0,10	14,30	75,95	9,05	0,60	0,35	25,10	70,90	3,15	0,45	1,10	13,05	78,20	6,90	0,75
75 - 100	0,15	7,25	86,10	5,90	0,60						2,05	37,20	58,85	1,45	0,35
100 - 125	0,20	11,05	87,20	1,60	0,35						1,80	37,70	59,10	0,85	0,55

4.4.2 Transecto 02

O segundo transecto localiza-se no canal secundário, na margem esquerda, constituindo a menor geoforma analisada. A vegetação da barra lateral é constituída de estratos herbáceos e arbustivos; nas margens a vegetação é preservada, associada à variação da água no período das águas na planície. A barra possui 33,55 m de comprimento e 5,25 m de largura com área de 176,13 m², o cordão marginal possui 7,65 m de largura e 256,65 m² de área (Figura 18).

Figura 18: Vista aérea da Barra Lateral no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.



A barra lateral possui textura areia franca a arenosa conforme a classificação de Santos et al. (2015). No ponto “A”, a areia fina variou entre 83,65 a 94,60%, o silte oscilou de 0,95 a 14,95. O testemunho “B” possui textura areia franca a arenosa; a areia fina variou de 87,60 a 97,80% e o silte de 0,95 a 10,95%. A textura franco arenosa foi constatada na superfície e na profundidade de 75 – 100 cm (Tabela 08).

Santos, Fernandez e Stevaux (1992) esclarecem que as barras se desenvolvem junto à margem em consequência da redução do fluxo devido à zona de sombra oriunda de condicionantes geomorfológicos. Santos (2005) constatou que, no curso superior do rio Paraná, as barras laterais possuem forma de cunha ou tabular, com granulação de areia muito grossa a fina associada à deposição lateral no canal.

As maiores porcentagens de matéria orgânica na barra foram verificadas entre 75 – 100 cm de profundidade e na superfície, com 0,07 mg e 0,04 mg

respectivamente na barra “A”, assim como 0,044 mg e 0,064 mg na barra “B”. A percentagem de matéria orgânica em profundidade pode representar que em dois períodos distintos o rio nessa área pode ter desenvolvido fluxo lântico.

No cordão marginal, o testemunho “A” registrou textura areia franca a arenosa, a areia fina variou entre 76,65 a 88,45% enquanto o silte variou entre 10,10 a 20,60%. O ponto “B” registrou textura areia franca a arenosa com variação de areia fina entre 77,95 a 96,85% ao mesmo tem que o silte variou de 1,00 a 19,99%. Na análise do dique marginal, foi verificada a presença de atividade biológica em toda a coluna vertical, no perfil “B” foram identificados mosqueados (ferruginosos) entre 50 a 75 cm de profundidade.

A matéria orgânica no dique apresentou maior concentração na superfície, no entanto com variação insignificante até 100 cm e o menor teor foi verificado entre 100 a 125 cm. O dique “A” apresentou 0,108 mg na superfície, 0,104 mg nos primeiros 25 cm e 0,039 mg entre 100 a 125 cm. O dique “B” exibiu 0,133 na superfície e 0,176 mg entre 0 – 25 cm e o menor foi 0,085 entre 75 – 100 cm (Tabela 8).

Na mata ciliar, a textura variou entre franco-siltosa a areia franca. As maiores concentrações de silte foram aferidas no testemunho “A” em profundidade, o silte variou entre 27,30 a 70,35%, a areia fina variou de 25,60 a 70,40%. O ponto “B” registrou textura franca-siltosa a areia franca, o silte variou de 14,25 a 47,95% ao mesmo tempo em que a areia fina variou de 47,70 a 84,60%. A presença de matéria orgânica na superfície e sub superfície pode auxiliar na estabilização da barra lateral (Tabela 8).

No perfil “A” da mata ciliar, foram constatadas raízes até 75 cm de profundidade, com presença de mosqueados em todo o perfil, encontrando-se abundante a partir de 100 cm de profundidade. No perfil “B”, foram encontrados mosqueados em toda a coluna e gleização a partir de 100 a 125 cm de profundidade.

A mata ciliar apresentou maiores teores de matéria orgânica em superfície. Na mata, apresentou 0,172 mg na superfície, 0,181 mg nos primeiros 25 cm, 0,095 mg entre 25 a 50 cm, 0,125 mg entre 75 – 100 cm e 0,175 entre 100 a 125 cm. Na

mata "B", foi constatado 0,170 mg na superfície, 0,226 entre 25 cm, 0,146 mg entre 25 a 50 cm, apresentando uma queda para 0,059 mg entre 100 a 125 cm (Tabela 8).

Este transecto foi realizado no canal secundário o mesmo apresentou as maiores concentrações de sedimentos finos em profundidade o que divergiu dos demais testemunhos coletados no canal principal. No entanto foi verificado também maiores porcentagens de matéria orgânica na superfície e sub superfície.

Tabela 8: Granulometria do transecto 02

BARRA										
A						B				
	A. G	A.M	A. F	S	A	A. G	A.M	A. F	S	A
Superfície	0,05	0,20	94,60	4,75	0,40	0,55	0,65	87,60	10,65	0,55
0 - 25	0,05	0,15	98,40	0,95	0,45	0,25	0,50	97,80	1,00	0,40
25 - 50	0,10	8,45	84,70	6,20	0,55	0,05	0,15	97,15	2,25	0,40
50 - 75	_____	0,35	95,45	3,65	0,55	_____	0,45	98,15	0,95	0,45
75 - 100	0,30	0,30	83,65	14,95	0,80	0,10	0,40	87,90	10,95	0,60
100 - 125	0,05	0,60	91,60	7,20	0,55	2,50	2,50	94,45	_____	0,55
CORDÃO MARGINAL / DIQUE										
Superfície	0,65	1,15	87,20	10,10	0,75	0,65	0,70	90,70	7,25	0,70
0 - 25	1,00	0,95	76,65	19,90	1,50	0,50	0,65	94,00	4,05	0,75
25 - 50	0,45	0,65	77,25	20,60	1,00	0,35	1,25	92,00	5,60	0,80
50 - 75	0,35	0,55	78,40	19,40	1,30	1,10	2,30	83,50	12,00	1,10
75 - 100	0,90	0,60	79,15	18,15	1,20	0,40	0,55	77,95	19,99	1,20
100 - 125	0,05	0,25	88,45	10,75	0,75	0,35	0,35	96,85	1,00	1,30
MATA CILIAR										
Superfície	1,60	0,60	62,30	33,70	1,80	0,95	14,65	54,84	27,6	1,95
0 - 25	0,45	0,55	41,70	54,35	1,75	0,70	1,00	47,70	47,95	2,65
25 - 50	0,10	0,45	70,40	27,30	1,75	0,10	0,20	54,00	43,20	2,50
50 - 75	0,10	0,30	68,45	28,90	2,20	0,50	0,40	66,70	30,95	1,90

75 – 100	___	0,40	52,40	44,20	2,75	0,20	0,15	72,20	25,75	1,70
100 – 125	___	0,25	25,60	70,35	3,80	0,05	0,30	84,60	14,25	0,80

Legenda: A.G = Areia Grossa; A.M = Areia Média; A.F = Areia Fina; S = Silte; A = Argila.

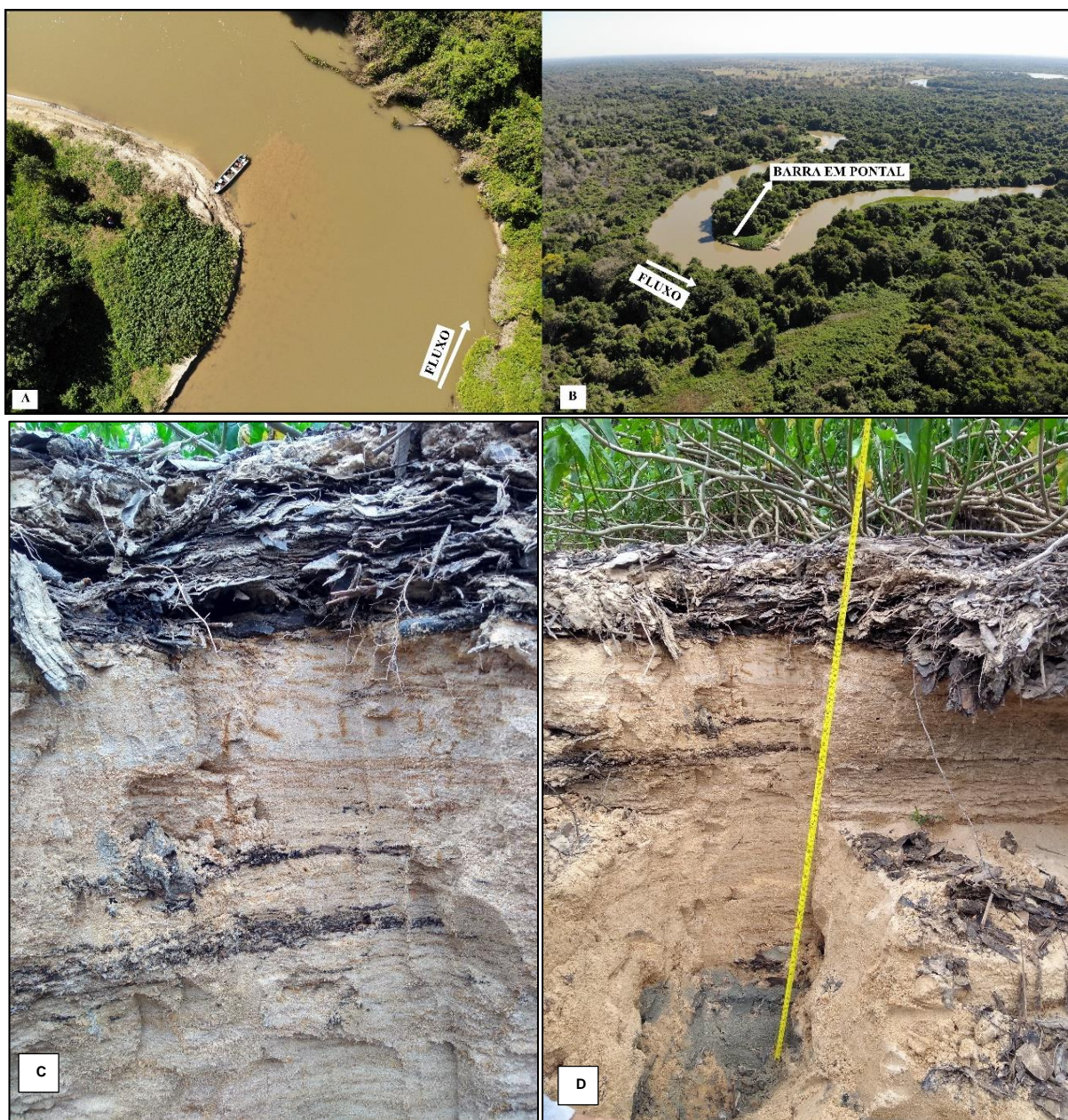
4.3.3 Transecto 03

O terceiro transecto foi realizado em uma barra em pontal situada na margem esquerda do canal principal da ilha 07. A vegetação marginal é constituída de estratos herbáceos, arbustivos e arbóreos. A barra lateral está situada na margem convexa e parte da barra está sendo remobilizada para o canal, o que levou a formação de uma barra submersa no canal (Figura 19).

A barra em pontal registra 21,56 m de comprimento e 10,57 m de largura 227,88 m², o comprimento do cordão marginal foi 31,85 m e a largura 17,60 m e a área 560,56 m². Silva e Santos (2015) afirmam que as barras em pontal são resultado da acreção lateral dos sedimentos na margem convexa que foram remobilizados das margens côncavas; essas barras são recobertas por vegetação esparsa e ocorrem em trechos sinuosos dos rios. Souza et al. (2017) esclarece que nos tributários do Paraguai essa feição localiza-se nas margens convexas dos meandros, e as barras submersas situam-se de maneira perpendicular ao fluxo.

A barra possui textura arenosa com aumento do calibre dos sedimentos depositados a partir de 50 cm de profundidade no ponto “B”. A percentagem de areia fina variou entre 71,00 a 98,45% e areia média entre 0,55 a 25,30% com os maiores valores registrados a partir de 100 cm de profundidade. No transecto “C”, a textura constatada foi arenosa; no entanto, não constatado aumento do calibre em profundidade, a areia fina variou de 89,75 a 97,55% (Tabela 09). O teor da matéria orgânica variou de 0,188 mg entre 50 a 75 cm e a superfície demonstrou 0,060 mg na barra “B”. A barra “C” demonstrou variação de 0,015 a 0,041 mg.

Figura 19: Vista aérea da Barra Lateral no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.



No dique marginal, foi verificada uma camada de deposição de matéria orgânica de 18 cm de espessura, sendo constatado novamente 38 cm a 40 cm de profundidade, assim como, dos 45 cm a 48 de profundidade. Ainda nesse perfil, foram apurados indícios de gleização a partir dos 105 cm de profundidade (Figura 19). As camadas de material orgânico indicam que em diferentes períodos o rio pode ter se transformado em ambiente lântico em função do abandono do canal e reativação, ou perdido a competência do transporte de areia.

Nos pontos “A” e “B”, foi averiguada a presença de mosqueados nos primeiros 25 cm de profundidade e, no ponto “B”, também foi registrado entre 75 – 100 cm. O testemunho “C” do dique marginal demonstrou presença de mosqueados e raízes em toda a coluna.

No dique marginal, o testemunho “A” apresentou as maiores percentagem de areia fina com 72,60 a 85,50% e 1,55 a 25,00% de areia média. Os pontos “B” e “C” apresentaram maiores parcelas de silte, sobretudo nos primeiros 50 cm, indicando a influência do regime do rio porque, quando ocorre o aumento do nível das águas, carrega sedimentos do canal para a planície e deposita-os no dique. No ponto “B”, o silte variou de 2,80 a 67,35% enquanto a areia fina de 7,35 a 95,15% e, em “C”, o silte variou de 7,30 a 72,15 ao mesmo tempo em que a areia fina foi de 17,65 a 89,06%, atestando, assim, a granodecrescência ascendente.

O teor de matéria orgânica do dique “A” demonstrou 1.221 mg na superfície, 0,713 mg entre 0 a 25 cm, 0,111 mg entre 25 a 50 cm, 0,010 mg entre 50 a 75 cm e 0,22 mg entre 75 a 100 cm. No dique marginal “B”, o teor demonstrou 0,542 mg na superfície, 0,351 mg entre os primeiros 25 cm, e 0,202 mg entre 25 a 50 cm e entre 50 a 125 mg variou de 0,018 a 0,044 mg. Por último, no dique “C”, exibiu 0,449 mg na superfície, 0,195 mg nos primeiros 25 cm, 0,109 mg entre 25 a 50 cm, 0,137 mg entre 50 a 75 cm e 0,091 mg entre 100 a 125 cm. As porcentagens de matéria orgânica no dique podem auxiliar na estabilização do dique marginal.

A mata ciliar apresentou a mesma característica nos pontos “B” e “C” do dique marginal, ou seja, textura franco-siltosa até 50 cm de profundidade. No testemunho “A”, o silte variou entre 62,60 a 0,64%; a partir de 50 cm, a textura configura-se como arenosa, variando entre 28,90 a 94,90% de areia fina. O perfil “C” apresentou silte entre 4,35 a 72,55% e areia fina entre 22,00 a 90,55%.

A análise da mata ciliar apresentou presença de mosqueados até os primeiros 50 cm e a partir dos 100 cm de profundidade; no perfil “C”, ocorreram mosqueados até 1 m, com abundância entre 75 – 100 cm de profundidade.

Na mata ciliar “A”, o teor de matéria orgânica apresentou 0,744 mg na superfície, 0,139 mg entre os primeiros 25 cm, 0,141 mg entre 25 a 50 cm, e entre 50 a 125 cm variou de 0,03 a 0,062 mg. Na mata “C”, a quantidade de matéria

orgânica oscilou entre 0,196 mg na superfície e 0,266 mg entre os 25 cm, 0,228 mg entre 25 a 50 cm e entre 50 a 125 cm variou de 0,025 a 0,107 mg (Tabela 9).

Neste transecto foi registrado maiores porcentagens de sedimento fino no dique e na mata ciliar próximo a superfície, o que pode indicar uma redução da competência do canal. Ainda foi registrado maiores concentração de matéria orgânica próximo a superfície o que pode auxiliar na estabilização do dique marginal.

Tabela 09: Granulometria do transecto 03

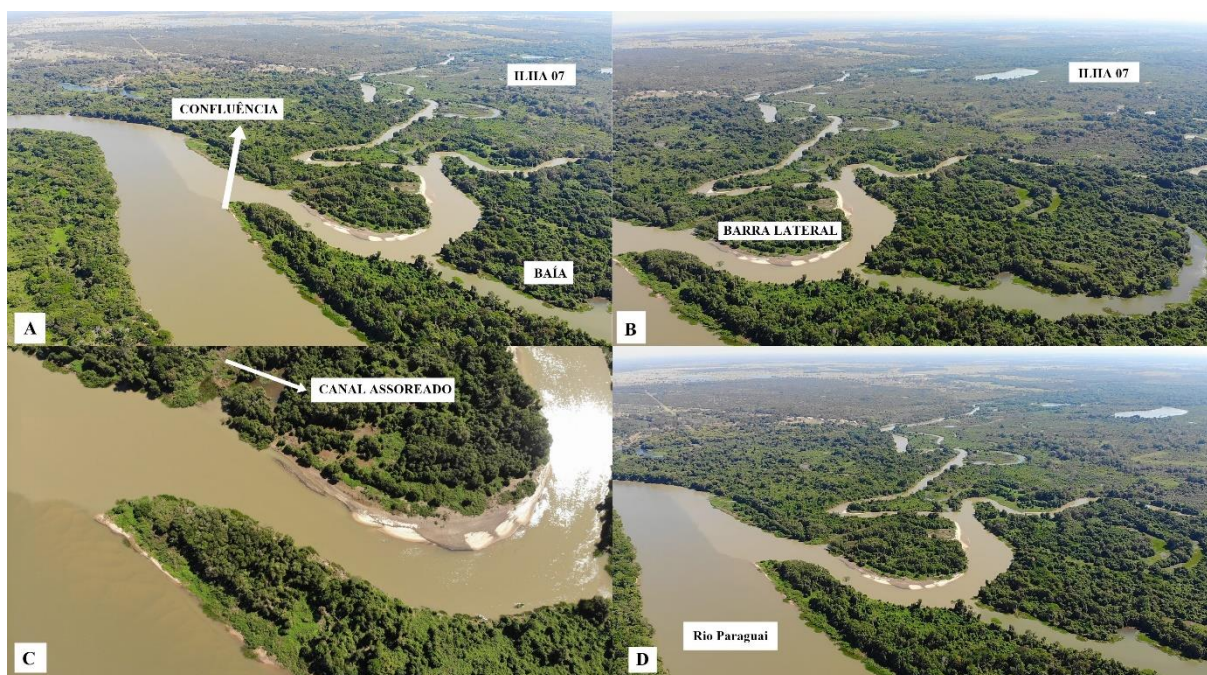
BARRA															
P.	A					B					C				
	A. G	A. M	A. F	S	A	A. G	A. M	A. F	S	A	A. G	A.M	A. F	S	A
Superfície						—	0,55	98,45	0,55	0,45	—	0,15	97,55	1,95	0,35
0 - 25						—	0,95	97,65	1,05	1,80	—	0,40	97,35	1,90	0,35
25 - 50						0,30	4,70	91,75	2,55	0,65	—	0,45	96,25	2,85	0,45
50 -75						1,00	10,90	84,05	3,55	0,50	—	0,10	97,05	2,40	0,40
75 – 100						0,70	22,45	74,50	1,95	0,40	0,05	0,50	89,75	8,95	0,75
100 – 125						2,05	25,30	71,00	1,30	0,35	—	0,50	96,85	2,15	0,50
DIQUE															
Superfície	2,75	1,55	85,50	9,60	0,60	15,95	5,35	7,35	67,35	2,50	3,95	3,10	17,65	72,15	3,15
0 - 25	2,20	3,15	77,05	16,70	0,85	2,10	2,00	10,40	53,55	2,80	1,10	0,75	54,30	40,90	2,95
25 - 50	0,20	14,90	84,90	—	0,40	2,85	2,00	38,80	53,55	2,80	0,40	0,40	74,75	22,90	1,55
50 -75	0,80	23,10	75,75	—	0,35	0,55	18,35	76,45	4,05	0,60	1,15	0,85	79,15	17,45	1,40
75 – 100	1,10	25,00	72,60	0,80	0,40	0,32	11,65	82,40	4,95	0,60	0,75	0,60	86,15	11,75	0,75
100 – 125						0,10	1,55	95,15	2,80	0,40	1,05	1,40	89,06	7,30	0,65

MATA CILIAR											
Superfície	3,25	1,85	28,90	62,60	3,35		1,40	1,3	45,10	50,00	2,20
0 - 25	0,30	0,60	78,70	18,40	2,00		0,60	0,60	22,00	72,55	4,25
25 - 50	0,55	0,70	71,55	25,40	1,80		—	0,90	24,80	69,85	4,45
50 - 75	0,25	0,45	97,35	4,00	1,00		—	0,15	90,55	8,70	0,60
75 - 100	0,10	0,45	94,75	0,64	0,65		—	0,25	94,95	4,35	0,45
100 - 125	—	0,50	94,90	4,00	0,55		0,85	0,90	86,15	11,00	1,10

4.4.4 Transecto 04

O quarto transecto foi realizado em uma barra lateral próxima da confluência com o rio Paraguai; a feição possui forma alongada e acompanha o meandramento do canal. O baixo curso do rio Paraguai apresenta alguns indicadores de assoreamento no canal, entre elas a baixa profundidade do canal e a grande dimensão de barras de canal e laterais (Figura 20). Nessa perspectiva, Souza et al (2013) afirmam que a intensa sedimentação no rio Paraguai e nos afluentes é associada ao uso da terra e a dinâmica fluvial. A ocupação foi iniciada com o desmatamento e uso variado como cultivo, urbanização, pesca que ocorrem de maneira inadequada.

Figura 20: Vista aérea da Barra Lateral no baixo curso do rio Cabaçal, A visão vertical e B visão oblíqua.



A barra lateral analisada possui 180,15 m de comprimento, 15,86 m de largura e área de 2.857,17 m² e o dique marginal possui 3.775,94 m² de área. Na superfície da barra, foi constatado grande quantidade de matéria orgânica depositada na superfície da barra, constituída de folhas e fragmentos de caules. A vegetação é constituída de estratos herbáceos, arbustivos e arbóreos.

A barra lateral registrou textura arenosa nos três perfis. No “A”, a porcentagem de areia fina variou entre 89,40 a 98,00%; no testemunho “B”, variou entre 77,50 a 90,10% com exceção da superfície, que registrou 50,00% de silte, fato que não se repetiu nas demais coletas na barra; no ponto “C”, a porcentagem de areia fina variou entre 90,00 a 97,00%.

O teor de matéria orgânica na barra “A” 0,322 entre 25 a 50 cm, 0,016 mg na superfície, 0,038 mg entre 0 a 25 cm. Na barra “B”, apresentou 1,144 mg na superfície; 0,564 mg entre 0 a 25 cm; entre 25 a 125 cm, variou de 0,098 e 0,060 mg; na barra “C”, a matéria orgânica foi 0,022 mg na superfície, 0,216 mg entre 0 a 25 cm, e 0,114 mg entre 50 a 75 cm. O teor de material orgânico em superfície pode acelerar o processo de estabilização da barra, bem como, a colonização de vegetação rasteira.

Santos, Fernandez e Stevaux (1992), analisando a barra Mato Grosso constataram predominância arenosa, de areia fina a muito fina, com camadas silto argilosas oriundas da contribuição de materiais suspensos de até 25 cm, muito ricas com material orgânico, sendo notável uma camada de 30 cm de espessura composta de matéria orgânica.

O dique marginal possui textura franco-siltosa e, nos primeiros 25 cm dos pontos B e C, com exceção do ponto A, o qual, na superfície, possui textura franca e, nos primeiros 25 cm, textura franca. No perfil “A”, o registro de silte variou entre 5,35 a 44,30%; a areia fina variou de 45,80 a 91,50%, apresentando aumento do calibre dos sedimentos em profundidade. O transecto “B” registrou silte de 5,90 a 67,10% enquanto a areia fina variou entre 11,20 a 84,95% e, por último, no testemunho “C”, o silte variou de 1,15 a 69,25% e a areia fina entre 6,20 a 79,00%. Os maiores teores de sedimentos finos podem estar associados ao extravasamento das águas no período de cheia que carrega água e sedimentos para a planície, bem como, com uma redução da capacidade de carregar areia para a planície durante o período de cheia.

Os perfis “A” e “C” do dique marginal apresentaram a presença de mosqueados nos primeiros 25 cm de profundidade, enquanto os primeiros 25 cm do perfil “B” apresentou matéria orgânica. A presença de mosqueados ferruginosos ocorre pela influência da variação da água nos períodos de cheia e estiagem. A matéria orgânica na superfície do dique “A” computou 1.228 mg na superfície; 0,242

mg entre 0 a 25cm; 0,132 mg entre 25 a 50cm; 0,101 mg entre 50 a 75 cm e entre 75 a 100 cm foi 0,062mg. No dique “B”, a matéria orgânica apresentou 0,516 mg, 0,325 mg entre 0 a 25cm, 0,102 mg entre 75 a 100 cm. O dique “C” demonstrou 0,264 mg na superfície, 0,370 mg entre 0 a 25cm, 0,150 mg entre 25 a 50 cm.

A mata ciliar apresentou textura franco-siltosa nos 25 cm superficiais em todos os pontos, os quais apresentaram aumento do calibre em profundidade. No ponto A, variou de franca (25-50), para areia franca (50-100) até arenosa (100-125); no perfil B, foi de franca arenosa (25-50) a arenosa nas demais profundidades e, no perfil “C”, foi de franca (25-50) para areia franca (50 -100).

No perfil “A”, o silte variou de 5,30 a 56,25%, ao mesmo tempo em que a areia fina foi de 19,65 a 85,63%. No perfil “B”, o silte variou de 1,60 a 59,45% e a areia fina entre 24,30 a 91,15%; no testemunho “C”, o silte variou entre 14,60 a 52,00% ao mesmo tempo em que a areia fina variou entre 27,30 a 81,35% (Tabela 10). As amostras apresentam granudecrescência ascendente, ou seja, ocorre redução no calibre de sedimentos próximos à superfície, o que indica redução da competência do canal.

Os testemunhos “A” e “C” da mata ciliar apresentaram presença de mosqueados na camada superficial e nos 25 cm de profundidade, sendo o primeiro com mosqueados até 50 cm. O testemunho “B” apresentou gleização a partir dos 50 cm de profundidade. A mata ciliar “A” apresentou 0,600 mg na superfície, 0,227 mg entre 0 a 25cm, 0,154 mg entre 25 a 50 cm 0,129 mg entre 50 a 75cm. Na mata “B”, apresentou 0.485 mg na superfície, 0,161 mg entre os 25 cm, entre 25 a 125cm variou de 0,006 a 0,048 mg. No ponto “C” da mata ciliar, a matéria orgânica variou de 0,604 mg na superfície, 0,181 mg entre os 25 cm, 0,200 mg entre 25 a 50 cm (Tabela 10).

Neste transecto foi registrado processos pedogenéticos em toda a coluna, este fato é decorrente da variação da água entre períodos e a influência do rio Paraguai que durante o período de águas invade a planície do rio Cabaçal na foz. Semelhante ao terceiro transecto foi registrado maiores porcentagens de sedimento fino no dique e na mata ciliar na superfície, bem como, maiores porcentagens de matéria orgânica, fato que sugere uma redução na competência do canal.

Tabela 10: Granulometria do transecto 04

BARRA															
P.	“A”					“B”					“C”				
	A. G	A. M	A. F	S	A	A. G	A. M	A. F	S	A	A. G	A. M	A. F	S	A
Superfície	—	0,15	98,05	1,45	0,35	9,35	10,15	28,85	50,00	1,65	—	15,00	97,00	1,05	0,40
0 - 25	0,05	0,25	98,00	1,30	0,40	0,85	3,95	88,20	6,25	0,75	—	0,65	97,65	1,25	0,45
25 - 50	0,45	1,70	96,20	1,25	0,40	1,70	3,30	88,55	5,80	0,65	1,50	2,5	91,60	3,55	0,60
50 - 75	0,75	5,85	97,95	—	0,45	1,20	15,35	77,50	5,40	0,55	0,80	1,25	94,95	1,00	2,00
75 - 100	0,10	9,40	89,4	0,65	0,45	0,05	0,60	94,20	4,40	0,75	0,55	3,45	90,00	1,50	4,50
100 - 125						0,25	3,85	90,10	2,80	3,00	—	15,00	97,00	1,05	0,40
DIQUE															
Superfície	3,70	2,60	77,50	15,25	0,95	13,65	4,85	11,20	67,10	3,20	16,70	5,10	6,20	69,25	2,75
0 - 25	5,80	1,10	45,80	44,30	3,00	5,05	7,60	43,60	42,60	1,15	4,75	9,45	46,00	38,85	0,7
25 - 50	2,05	1,80	75,35	19,10	1,70	0,70	0,95	89,95	5,90	2,50	2,65	3,00	69,20	25,00	1,85
50 - 75	0,90	1,05	89,30	5,35	0,80	0,30	0,65	84,95	12,95	1,15	0,75	0,50	75,40	21,10	2,25
75 - 100	1,4	0,95	91,50	5,35	0,80	0,95	1,55	70,30	25,40	1,80	0,55	0,50	79,00	1,15	2,50

100 - 125						0,40	4,85	74,45	19,20	1,10	16,70	5,10	6,20	69,25	2,75
MATA															
Superfície	14,10	7,50	19,65	56,25	2,50	5,40	8,45	24,30	59,45	2,55	6,95	13,35	27,30	52,00	2,20
0 - 25	2,50	1,65	49,00	44,05	2,80	0,65	0,50	43,85	50,30	4,70	1,80	0,75	45,95	48,70	2,80
25 - 50	0,65	0,75	54,00	41,65	2,95	0,10	0,95	84,90	13,50	0,55	1,75	1,80	52,00	44,65	1,60
50 - 75	1,35	0,45	62,95	32,75	2,45	_____	2,65	92,30	4,45	0,60	0,75	1,45	76,80	19,85	1,15
75 - 100	1,30	5,85	69,85	21,55	1,40	0,25	3,90	93,30	2,15	0,40	0,30	2,85	81,35	14,60	0,85
100 - 125	0,80	7,90	85,35	5,30	0,60	0,15	6,70	91,15	1,60	0,35	6,95	13,35	27,30	52,0	2,20

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A literatura demonstrou que a bacia do rio Cabaçal passou por mudanças no uso e cobertura a partir das décadas de 1970 e 1980, o que acarretou um aumento na área de pastagem e redução nas áreas de florestas e cerrado, essas transformações produziram maior aporte de sedimentos que implicou no assoreamento no baixo curso da bacia.

Na área de estudo, a vazão variou de $39,65 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (S2) a $223,84 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (S4) (no período de estiagem) e $206,21 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (S2) a $529,50 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (S1) (no período de cheia), enquanto a descarga sólida suspensa variou de $253,50 \text{ ton/dia}$ (S2) a $1.585,86 \text{ ton/dia}$ (S4) no período de seca e $1.787,84 \text{ ton/dia}$ (S2) e $5.947,34 \text{ ton/dia}$ (S1) no período chuvoso. Ao mesmo tempo, os sedimentos de fundo verificados foram essencialmente grossos com predominância de areia fina. A areia fina variou entre 52.5% a 88.85% no período de cheia e 46.25% a 64.15% no período de estiagem.

Em relação às feições morfológicas, os canais secundários mostraram as feições mais dinâmicas da área, as quais foram originadas a partir do rompimento do colo do meandro, e, quando abandonado, origina uma sucessão de baías, meandros abandonados e lagoas. No ano de 1995, foram registradas 180 baías, 154 lagoas, 65 meandros abandonados; no ano de 2018, foram verificadas 130 baías, 119 lagoas e 44 meandros abandonados.

No que se refere à análise dos transectos, apresentaram predominância de areia, com as maiores percentagem de sedimentos finos (silte e argila) na superfície e entre os primeiros 25 cm dos diques e nas matas ciliares. Os diques marginais e as matas ciliares apresentaram mosqueados ferruginosos. Os teores de matéria orgânica foram superiores nos diques e nas matas ciliares, sobretudo próximo da superfície.

O baixo curso do rio Cabaçal apresenta declividade predominantemente suave ondulada e plana e a geologia apresenta terrenos da depressão do rio Paraguai e planície e pantanais mato-grossenses são unidades geomorfológicas caracterizadas por possuírem baixas declividade ou inexpressivas e a segunda pela inundação no período de cheia. A geologia da área é caracterizada por depósitos

semi consolidados ou inconsolidados de cascalhos, areia, silte e argila das formações pantanal e aluviões atuais. Nos depósitos analisados, não foi constatada a presença de cascalho o que indica que o rio Cabaçal não possui competência para transportá-lo no baixo curso. Nos diques e nas matas ciliares, foi notável a presença de silte a argila, o que evidencia a influência dos pulsos de inundação que carregam sedimentos finos para a planície no período de cheia.

Referências Bibliográficas

AB'SÁBER, AZIZ NACIB. OS DOMÍNIOS DE NATUREZA NO BRASIL: POTENCIALIDADES PAISAGÍSTICAS. SÃO PAULO: ATELIÊ EDITORIAL, 2003.

ALVES, T. M.; CARVALHO, T. M. Técnicas de sensoriamento remoto para classificação e quantificação do sistema lacustre do rio Araguaia entre Barra do Garças e foz do rio Cristalino. **Revista Geografia Acadêmica**, Boa Vista, v.1, n.1, p. 79 – 95, 2007.

AMORIM, R. R. Um novo olhar na geografia para os conceitos e aplicações de Geossistemas, sistemas antrópicos e sistemas ambientais. **Caminhos de Geografia Uberlândia**, v. 13, n. 41, p. 80 – 101, mar/2012.

AMORIM, R. R.; REIS, C. H.; FERREIRA, C. Mapeamento dos geossistemas e dos sistemas antrópicos como subsídio ao estudo de áreas com riscos a inundações no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Muriaé (Rio de Janeiro – Brasil). **Territorium**, [S.l.], n. 24, p. 89-114, mar. 2017. ISSN 1647-7723. Disponível em: <<http://impactum-journals.uc.pt/territorium/article/view/4103>>. Acesso em: 17 nov. 2018.

ANDRADE, I. R. A.; SOUZA FILHO, E. E. Mapeamento de feições morfológicas da planície de inundação do alto rio Paraná, através do uso de produtos orbitais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 2, n.2, p. 39 – 44, 2011.

ANTROP, M. Geography and landscape Science. **BelGeo**, Special issue: 29th International Geographical Congress, p 9 - 36, 2000.

ANTUNES, R. L. S. **Análise integrada da paisagem com a aplicação do sensoriamento remoto na bacia hidrográfica do rio Botucaí – Rio Grande do Sul**. 2010. Tese (doutorado em Geografia física) faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

APPOLARI, B. P.; LEANDRO, G. R. S. Resposta do Sistema Fluvial às alterações morfológicas no córrego André, Mirrasol D'Oeste – Mato Grosso. Vol. 04, nº03, ano 2015, edição especial 02, **XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, 2016.

ASSINE, M. L. **Sedimentação na bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2003. Tese de Livre docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2003.

AVELINO, P. H. M. **Análise geo-ambiental multitemporal para fins de planejamento ambiental: um exemplo aplicado à bacia hidrográfica do rio Cabaçal, Mato Grosso – Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

AZEVEDO, D. G.; GOMES, R. L.; MORAIS, M. E. B. Bacia do rio Buranhém: análise integrada da paisagem. Disponível em: <http://books.scielo.org/id/4wbr2/pdf/moraes-9788574554433-06.pdf>. Acesso em: 11 de maio. 2018.

BATISTA, M. de A.; PAIVA, D. W. de; MARCOLINO, A. (Org.). **Solos para todos: perguntas e respostas**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2014. 87 p. (Embrapa Solos. Documentos, 169).

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, Goiânia, 2010.

BAYER, M. ZANCOPÉ, M. H. C. Ambientes sedimentares da planície aluvial do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v.15, n.2, Abr/Jun), 2014.

BAYER, M.; CARVALHO, T. M. Processos Morfológicas e Sedimentos no canal do rio Araguaia. **Rea – Revista de Estudos ambientais**. Blumenau, v.10, n.2, p.24 31, jul./dez. 2008.

BAYER, M. **Diagnóstico dos processos de erosão/assoreamento na planície aluvial do rio Araguaia, entre Registro do Araguaia (GO) e Cocalinho (MG)**. 2012. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Geografia), Instituto de Estudos Sócios Ambientais da Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2002.

BERTRAND, G. Paisagens e Geografia Física Global. Esboço Metodológico. R. **RA´EGA**, Curitiba, n. 8, 2004.

BOLOS, M.; CAPDEVILA. Problemática actual de los estudios de paisaje integrado. **Revista de Geografia**, Recife, v. 15, n. 1 – 2, 1981.

BRAUN, E. H. G. Os Solos de Brasília e suas Possibilidades de Aproveitamento Agrícola. **Rev. de. Geografia**, (1), V. 24, p. 43 - 78, Rio de Janeiro, RJ. Preliminar, 27 pg. 1962.

BRIDGE, J. S. et al. Sedimentology and morphology of a low-sinuosity river: Calamus river, Nebraska Sand Hills. **The Journal of the Internacional of Sedimentologists**, 33, p 851 870, december 1986.

BRIGANTE, J.; ESPÍNDOLA, E. L. G. **Limnologia Fluvial**. São Carlos: RIMA, 2003.

BROOKS, G. R. Holocene lateral channel migration and incision of the Red River, Manitoba, Canada. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 54, p 197 – 215, 2003.

BUHLER, B. F.; SOUZA, C. A. Aspectos sedimentares do rio Paraguai no perímetro urbano de Cáceres – MT. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 31, p. 339-349, 2012.

CABRAL, J. B. et al. Concentração de Sedimentos em suspensão: Reservatório de Cachoeira Dourada – GO / MG, Brasil. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, ano 08, número 16, 2009.

CAMARGO, L. (Org.). Atlas de Mato Grosso: abordagem socioeconômico-ecológica. Cuiabá: Entrelinhas, 2011. 96 p.

CÂNDIDO, A. J. Contribuição ao estudo dos meandramentos fluviais. In: **Notícia Geomorfológica**. (org) Antonio Christofolletti, v.11 n.22, 1971.

CARVALHO, J. M. **Degradação dos solos por erosão hídrica, sob áreas de pastagem, na bacia hidrográfica do rio Cabaçal – Região sudoeste do estado de Mato Grosso, Brasil**. 2015. Dissertação (mestrado em Sistemas de Produção Agrícola), Universidade do Estado de Mato Grosso, Tangará da Serra, 2015.

CARVALHO, N. O. et al. **Guia de práticas sedimentométricas**. Brasília: ANEEL, 2000.

CARVALHO, R. G. As bacias hidrográficas enquanto unidades de planejamento e zoneamento ambiental no Brasil. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente, n.36, p 26 - 43, 2014.

CARVALHO, T. M. Avaliação do transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia. **Geosul**, Florianópolis, v. 24, n. 47, p 147-160, jan./jun. 2009.

CASTRILLON, S. K. I. **Avaliação da diversidade arbórea das ilhas do rio Paraguai, entre Cáceres e Estação Ecológica de Taiamã, Pantanal Matogrossense, Brasil**. Tese (Doutorado em Ciências, Ecologia e Recursos Naturais) - Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Universidade Federal de São Carlos, 2010.

CAVALCANTE, A. A.; MAIA, R. P.; MORAIS, J. O. Dinâmica fluvial no baixo Jaguaribe-CE: Uma avaliação a partir de estudos de Descarga Sólida. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia / Regional Conference on Geomorphology, 2006, Goiânia. **Anais** [...]. Goiânia: Universidade Federal de Goiás, 2006.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Editora Blucher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Editora Blucher, 1999.

CHRISTOFOLETTI, A. **Notícia Geomorfológica**. Campinas v.8 n.16 dez, 1968.

CHRISTOFOLETTI, A.; TAVARES, A. C. Análise de vertentes: caracterização e correlação de atributos do sistema. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 17, n. 34, p. 65-83, dez. 1977.

COELHO, A. L. N. **Alterações Hidrogeomorfológicas no médio-baixo rio Doce/ES**. 2007. Tese (doutorado em Geografia) Universidade Federal Fluminense UFF, Niterói, 2007.

CONSELHO EUROPEU DA PAISAGEM. Convenção Europeia da Paisagem. Disponível em: <https://rm.coe.int/16802f3fb7>. Acesso em: 20 de Agosto 2019.

CONSTANTINE, J. A.; MCLEAN, S.; DUNNE, T. **A mechanism of chute cutoff along large meandering rivers with uniform floodplain topography**. Disponível em:

https://www.researchgate.net/publication/224962479_A_mechanism_of_chute_cutoff_along_large_meandering_rivers_with_uniform_floodplain_topography. Acesso em: 17 outubro 2018.

CONTI, J. B. Geografia e Paisagem. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 36, p 239 – 245, 2014.

CRUZ, I. F; OLIVEIRA, S. L; GIRARD, P. Caracterização morfométrica e suas implicações na limnologia de lagoas do Pantanal Norte. **Acta Sci. Biol. Sci.** Maringá, v. 30, n. 2, p. 133-140, 2008.

CUNHA, S. B. Canais fluviais e a questão ambiental. In: **A questão ambiental diferentes abordagens**. (org) Sandra Baptista da Cunha e Antonio José Teixeira Guerra. 6º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

CUNHA, S. B. Canais fluviais e a questão ambiental. In: Sandra Baptista da Cunha e Antônio José Teixeira Guerra. **A questão ambiental: Diferentes Abordagens**. 8 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. (org) Antonio José Teixeira Guerra e Sandra Baptista da Cunha. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

DALMASO, C. A. et al. Indicadores de paisagem da bacia do rio Iraí na região Metropolitana de Curitiba, PR. **Floresta**, Curitiba, PR, v. 47, n.4, out/dez. 2017.

DIETRICH, W. E. Mechanics of flow and sediment transport in river bends. In: PETTS, G. (Ed.). **Rivers a landscape**. Edward Arnold, 1985. p. 158-174.

DRAGO, E. C.; AMSLER, M. L. Bed Sediment Characteristics in the Paraná and Paraguay Rivers. **Water International**, 23, p. 174 – 183, 1998.

EMBRAPA EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de métodos de análises de solo**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997.

FARIA, C. S. S. **Avaliação do assoreamento dos lagos do alto rio Doce com base em estudos morfométrico**. Dissertação (mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais), departamento de Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais, Universidade federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2013.

FEITOSA, G. D. A. S.; SANTOS, A. B.; REIS, R. A. Análise geométrica da evolução meândrica do rio Grande, no oeste da Bahia. In: XIV SBGFA – Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2011, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

FÉLIX, E. A. **Morfologia, morfometria e dinâmica fluvial como subsídios para o planejamento dos recursos hídricos na bacia hidrográfica do rio Cabaçal – MT.** 2018. Dissertação (mestrado em Geografia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade do Estado de Mato Grosso, Cáceres, 2018.

FERNANDEZ, O. V. Q. **Erosão Marginal No Lago UHE Itaipu (PR).** Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências e Meio Ambiente. Rio Claro, 1995.

FERREIRA, C. C.; PIROLI, E. L. Zoneamento ambiental das paisagens: estudo de caso do alto curso da bacia hidrográfica do rio Sucuriú, Mato Grosso do Sul, Brasil. **Boletim Goiano Geografia** (Online). Goiânia, v. 36, n. 2, p 341 - 358, maio/ago. 2016.

FREITAS, M. W. D.; SANTOS, J. R. Zoneamento Hierárquico da Paisagem nos Domínios da bacia do rio Uruguai. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, 26, mai/ago, 2014.

FROVOLA, M. A paisagem dos geógrafos russos: a evolução do olhar geográfico entre o século XIX e XX. **RA É GA**, Curitiba, n. 13, p. 159-170, 2007.

GILVEAR, D.; WINTERBOTTOM, S.; SICHINGABULA, H. Character of channel planform change and meander development: Luangwa river, Zambia. **Earth Surf. Process. Landforms**, 2000.

GRECO, S.; PLANT, R. Temporal Mapping of Riparian Landscape Change on the Sacramento River, **Landscape Research**, California, v. 28, n.4, 405–426, October 2003.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. **Geomorfologia ambiental**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

GURNELL, A. M.; DOWNWARD, S. R. Channel Planform Change on the rier dee Meanders, 1876 – 1992. **Regulated Rivers: Research e Management**, v. 9, 187 – 204, 1994.

HARVEY, M. D. Meanderbelt dynamics of the sacrament river, California. **USDA Forest Service Gen. Tech. Rep.** p. 54 - 59, 1989.

HOOKE, J. M. An analysis of the processes of river bank erosion. **Journal of Hydrology**, 42, 39—62, 1979.

HOOKE, J. M. Temporal variations in fluvial processes on an active meandering river over a 20-year period. **Geomorphology**, Amsterdam, 100, 3 – 13, 2008.

HOOKE, J. M. Changes in river meanders: a reviwie of tchniques and results of analyses. **Sage Journals**, p 472 - 508, december, 1984.

HOOKE, J. M. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. **Geomorphology, Amsterdam**, 14, 235-253, 1995.

HOOKE, J. M. Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. **Geomorphology, Amsterdam**, 84, 277 – 296, 2007.

IBGE INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Noções Básicas de Cartografia**. Rio de Janeiro: Diretoria de Geociências. IBGE. 1998.

IBGE INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de Geomorfologia**. 2ªed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

KELLERHALD, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. **Classification and analysis of river processes**. American Society of Civil Engineers Proceeding. Journal of the Hydraulics Division, p. 813-829, 1976.

LEANDRO, G. R. S. **Dinâmica Ambiental e Hidrossedimentológica no rio Paraguai entre a volta do Angical e a cidade de Cáceres – MT**. 2015. Dissertação (mestrado em Geografia), Ordenamento Territorial, Niterói-RJ, 2015.

LEANDRO, G. R. S. et al. Evolução da calha e das feições morfológicas do rio Paraguai no período de 1973- 2010 no trecho entre o Furado do Touro e Passagem Velha, Pantanal de Cáceres - Mato Grosso. In: **Simpósio de Geotecnologias no Pantanal Anais 4º** [...] Bonito: UFMS, outubro 2012.

LEANDRO, G. R. S.; SOUZA, C. A. Pantanal de Cáceres: composição granulométricas dos sedimentos de fundo do rio Paraguai entre a foz do rio Cabaçal e a cidade de Cáceres, Mato Grosso, Brasil. **Revista Ambiente & Água**, Taubate, v. 7, n.2, p. 263 – 276, 2012.

LEANDRO, G. R. S.; SOUZA, C. A.; CHAVES, I. J. F. Aspectos sedimentares na Baía Negra, corredor fluvial do rio Paraguai, Pantanal de Cáceres – Mato Grosso. **Caminhos de Geografia** Uberlândia v. 13, n. 43, 204 -216, out/2012.

LEANDRO, G. R. S; SOUZA, C. A. Transporte de sedimentos no baixo curso dos afluentes da margem direita do rio Paraguai, Pantanal superior – Mato Grosso – Brasil. In: Ilaina Damasceno e Tatiana Malheiros. **Espaços Plurais**. Rio de Janeiro: Consequências, 2018.

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

LEOPOLD, I. B.; EMMETT. W. W.; MYRICK, R. M. Channel and hillslope processes in a semiarid area. **Geog. Surv. Prof.** New México: U.S, v. 352-6. P. 193 – 249, 1971.

LIMA, C. S. et al. Caracterização ambiental: Geologia, geomorfologia e solo no baixo curso na bacia do rio Cabaçal em Curvelândia Mato Grosso. In: Simpósio brasileiro de Geografia Física Aplicada. XVII SBGFA, 2017, Campinas. **Os desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**. Campinas: Unicamp, 2017.

LIMA, C. S. **Uso e ocupação da terra, alterações morfológicas e hidrodinâmica no baixo curso do rio Cabaçal – Mato Grosso**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade do Estado de Mato Grosso, Cáceres, 2018.

LIMA, C. S.; LIMA, T. E.; SOUZA, C. A. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES GEOAMBIENTAIS DE VEGETAÇÃO E DECLIVIDADE COMPREENDIDAS NO BAIXO CURSO DO RIO CABAÇAL MT. In: Ivamauro Ailton de Sousa Silva; Evaldo Ferreira; Ana Rosa Ferreira. (Org.). GEOGRAFIA: CONTEXTOS E INTERFACES COLETÂNEA DA XVII SEMANA DE GEOGRAFIA-UNEMAT. 1ed.Coqueiro, Ananindeua/PA: Itacaiúnas, 2018, v. 1, p. 29-37.

LORENZON, T. H. **Dinâmica do uso da terra e as implicações na cobertura vegetal, na qualidade da água e no solo da bacia hidrográfica do Cabaçal, Mato Grosso – Brasil**. 2016. Dissertação (mestrado em Sistemas de Produção Agrícola), Universidade do Estado de Mato Grosso, Tangará da Serra, 2016.

MACEDO, H. A. **Geomorfologia e hidrossedimentologia da planície do rio Paraguai, da lagoa vermelha à confluência do rio Miranda, Pantanal Mato-Grossense**. Dissertação (mestrado em Geociências e Meio Ambiente), Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2013.

MACIEL, A. B. C.; LIMA, Z. M. C. O conceito de Paisagem diversidade de olhares. **Sociedade e Território, Natal**, Rio Grande do Norte, v. 23, nº 2, p. 159 - 177, jul./dez. 2011.

MANFREDINI, S. et al. Técnicas de pedologia. In: VENTURINI, Antônio B. **Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

MARÇAL, M. S. Análise das mudanças morfológicas em seções transversais ao rio Macaé/RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.1, (Jan-Mar) p.59-68, 2013.

MARTINS, F.; FREITAS, A. R. Identificação das unidades de paisagem na bacia hidrográfica do arroio das pereiras, em Irati-PR. **Perspectiva**, Erechim. v. 38, n.143, p. 39-49, setembro/2014

MENDONÇA, F. **Geografia física ciência humana?**. São Paulo: contexto, 4ªed. 1996.

MENEZES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao Processamento de imagens digitais**. Brasília: UNB, 2012.

MICHELI, E. R.; LARSEN, E. W. River channel cutoff dynamics, Sacramento river, California, USA. **River Research and Applications**, 04 March 2011.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. **Projeto RadamBrasil**. Folha SE.21 Corumbá. Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso e Potencial. Rio de Janeiro, 1982.

MORAIS, E. S. **Formas, processos e evolução no padrão de canal meandrante em diferentes escalas geomorfológicas: o rio do Peixe, SP**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia), Presidente Prudente, 2015.

MORAIS, E. S; ROCHA, P. C. Formas e processos fluviais associados ao padrão de canal meandrante: o baixo rio do Peixe, SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.17, n.3, p.431-449, 2016.

MORAIS, R. P. **A planície aluvial do médio Araguaia: Processos geomorfológicos e suas implicações ambientais**. 2006. Tese de (doutorado em Ciências Ambientais), Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2006.

MORAIS, R. P. **Mudanças históricas na morfologia do canal do rio Araguaia no trecho entre a cidade de Barra do Garças (MT) e a foz do rio Cristalino na Ilha do Bananal no período entre as décadas de 60 e 90.2002**. Dissertação (Mestrado em Geografia, Ambiente e Apropriação do Espaço no Cerrado), Goiânia – GO, 2002.

MOURA, N. A; PERET, A. C. Morfometria de lagoas no sistema rio Paraguai/ baías marginais na bacia do Alto Paraguai, Cáceres – MT. **Revista Mirante**, Anápolis (GO), v. 7, n. 1, jun. 2014.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic Classification of floodplains. **Geomorphology**, Amsterdam, 4 (6), p. 459-486.1992.

NELSON, D. W.; SOMMERS, L. E. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: SPARKS, D.L.; PAGE, A.L.; HELMKE, P.A.; LOEPPERT, R.H.; SOLTANPOUR, P. N.; TABATABAI, M.A.; JOHNSTON, C.T.; SUMMER, M.E., eds. Methods of soil analysis. Chemical methods. Madison, Soil Science Society of America/American Society of Agronomy, 1996.

OLIVEIRA, J. D. **Bacia hidrográfica do rio branco, afluente da margem esquerda do rio Cabaçal - MT: morfopedologia, uso e ocupação da terra e sedimentação**. Dissertação (mestrado em Ciências Ambientais), Universidade do Estado de Mato Grosso, Cáceres 2017.

PAES, R. J. et al. Dinâmica e morfologia do canal de confluência dos rios Paraná e Paranapanema pelo método do mapeamento temporal. **Geografia** - v. 17, n. 2, jul./dez. 2008.

PIRES, J. S. R.; SANTOS, J. E.; DEL PRETTE, M. S. A utilização dos conceitos de bacia hidrográfica para a conservação dos recursos naturais. In: **Conceitos de Bacias Hidrográficas: Teorias e Aplicações**. (org) Alexandre Schiavetti e Antonio F. Camargo. Ilhéus, Bahia: Editus, 2002.

- PORTSCHIN, M.; BASTIAN, O. Landscapes and research of landscape in germany. **BelGeo**, n. v. p. 2-3, 2004.
- QUEIROZ, P. H. B. Caracterização multitemporal de barras e ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira Geomorfologia** (Online), São Paulo, v.19, n.1, p.167-186, Jan-Mar 2018.
- RAYMUNDI, V. M. O.; SOUZA, C. A.; CUNHA, S. B. Tipologias do canal na bacia hidrográfica do córrego Junco: estudo resultante do uso e ocupação. **Revista Equador** (UFPI), Vol. 7, Nº 1, p 242 – 258.
- RIBEIRO, A. S. et al. Caracterização geomorfológica e sedimentológica de canais embrejados em bacias formadoras da rede drenagem – Volta Redonda (RJ). Disponível em: <http://www.sinageo.org.br/2018/trabalhos/8/8-493-2178.html>. Acesso em: 01 de agosto de 2018.
- RICCOMINI, C. et al. Processos fluviais e lacustres e seus registros. In: **Decifrando a Terra**. (org) Wilson Teixeira, Thomas Rich Fairchild, M. Cristina Motta de Toledo, Fabio Taioli. 2º ed. São Paulo: Companhia Editorial Nacional, 2009.
- ROCHA, P. C. Geomorfologia e conectividade em ambientes fluviais do alto Rio Paraná, Centro-Sul do Brasil. **Boletim geografia**, Maringá, v. 28, n. 2, p. 157-176, 2010.
- ROCHA, Y. T. Vegetação Urbana: caracterização e planejamento. (In) TANGARI, V. R.; SCHLEE, M. B.; ANDRADE, R.; DIAS, M. A. (Org.) (Org.). **Águas Urbanas: uma contribuição para a regeneração ambiental como campo disciplinar integrado**. Rio de Janeiro: Proarq/UFRJ 2007.
- ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil Subsídios para o planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- SALGUEIRO, T. B. Paisagem e Geografia. **Finisterra**, Lisboa, 72, p. 37 – 53, 2001.
- SANDER, C. et al. Características do transporte de sedimento em suspensão na bacia do rio Branco, Estado de Roraima. **ACTA Geográfica**, Boa Vista, v.8, n.17, abr./agos. de 2014. pp.71-85.
- SANTANA, M. F. **Alterações nos canais urbanos da bacia hidrográfica do córrego sangradouro, no município de Cáceres-Mato Grosso**. Dissertação (mestrado em Geografia), Universidade do Estado de Mato Grosso, 2017, Cáceres MT.
- SANTOS, M. **A Natureza do espaço**. 4º ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2006.

SANTOS, M. L. Unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares associados no sistema fluvial do Rio Paraná no seu curso superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 6, Nº 1, 2005.

SANTOS, M. L.; FERNANDEZ, O. V. Q.; STEVAUX, J. C. Aspectos morfogéticos das barras de canal do rio Paraná, trecho, de porto rico, PR. **Boletim de Geografia - UEM**, Maringá, 1992.

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5^o ed. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2015.

SCHIER, R. A. Trajetórias do conceito de paisagem na geografia. **R. RA'E GA**, Curitiba, n. 7, p. 79-85, 2003.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York, Wiley, Chishester, 1977.

SEPLAN- Secretaria de Estado de Planejamento. **Atlas de Mato Grosso: abordagem socioeconômico-ecológica**. Cuiabá,MT: Entrelinhas, 2011.

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 Meio Ambiente, Rio Claro, 2010.

SILVA, A. **Padrão de Canal do rio Paraguai na Região de Cáceres – MT**. 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia) Universidade Estadual de Maringá, Maringá 2006.

SILVA, E. F. **Dinâmica fluvial do rio Paraguai no segmento entre Furado do Touro e Passagem Velha, Pantanal de Cáceres - Mato Grosso**. Dissertação Mestrado em Ciências Ambientais, Universidade do Estado de Mato Grosso, Cáceres, 2012.

SILVA, E. S. F. et. al. Evolução das Feições Morfológicas do rio Paraguai no Pantanal de Cáceres – Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, cidade, v.13, n.4, p. 435-442, Out-Dez, 2012.

SILVA, E. V.; RODRIGUEZ, J. M. M. Planejamento e zoneamento de bacias hidrográficas: a geoecologia das paisagens como subsídio para uma gestão integrada. **Caderno Prudentino de Geografia**, Presidente Prudente, n.36, Volume Especial, 2014.

SILVA, J. L. A. **Alterações morfológicas entre a baía da palha e o Sadao no corredor fluvial do rio Paraguai, na área de expansão urbana em Cáceres – Mato Grosso**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade do Estado de Mato Grosso, 2018.

SILVA, J. M. F.; SANTOS, L. J. C. Fácies Pedológicas Associadas à Planícies Fluviais: Estudo na Porção Norte na Serra do Mar Paranaense. **Caminhos da Geografia**. Uberlândia v.12 n.37 mar/2011.

SILVA, J. M. F.; SANTOS, L. J. C. Caracterização e cartografia em escala de detalhe das feições fluviais derivadas do rio Pequeno, Antonia-PR. R. **Ra'eGa** – Curitiba, v.34, p.150-166, Ago/2015.

SILVA, S. J. **Feições morfológicas e distribuição espacial de sedimentos na Baía da Palha, no Rio Paraguai, Mato Grosso**. 2015. Monografia (Licenciatura em Geografia), Faculdade de Ciências Humanas, Universidade do Estado de Mato Grosso, Cáceres, 2015.

SOTCHAVA, V. B. El objeto de la geografía física a la luz de La teoría sobre los geosistemas. **GEographia**, Niterói Ano. 17, n. 33, 2015.

SOUZA FILHO, E. E. As barragens na bacia do rio Paraguai e a possível influência sobre a descarga fluvial e o transporte de sedimentos. **Bol. geogr.**, Maringá, v. 31, n. 1, jan.-abr., 2013.

SOUZA FILHO, E. E. Barragem de porto primavera e o transporte fluvial na seção de porto São José, rio Paraná. **Mercator**, Fortaleza, v.15, n.4, p. 65-81, out./dez., 2016.

SOUZA, C. A. **Bacia Hidrográfica do Córrego Piraputanga MT: Avaliação da Dinâmica Atual**. 1998. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1998.

SOUZA, C. A. **Dinâmica do corredor fluvial do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da Ilha de Taiamã-MT**. 2004. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

SOUZA, C. A. et al. Aporte de sedimentos dos afluentes da margem direita do rio Paraguai, Pantanal Superior – Mato Grosso – Brasil. **Ciência Geográfica - Bauru - XXI - Vol. XXI - (1): janeiro/dezembro – 2017**.

SOUZA, C. A. et al. Sedimentação no rio Paraguai e no baixo curso dos tributários Sepotuba, Cabaçal e Jauru, Mato Grosso, Brasil. In: 14º encontro de geógrafos da América latina, **Anais [...]**. Lima: Pontificia Universidad Católica del Perú, 2013.

SOUZA, C. A. et al. Sedimentação no rio Paraguai e no baixo curso dos tributários Sepotuba, Cabaçal e Jauru, Mato Grosso, Brasil. In: Encontro de Geógrafos da América Latina, **Anais [...]**. Lima: Pontificia Universidad Católica del Perú, 2013.

SOUZA, C. A.; LEANDRO, G. R. S.; SOUSA, J. B.; CUNHA, S. B.; GARCIA, P. H. M. . Aporte de sedimentos dos afluentes da margem direita do rio Paraguai, Pantanal Superior Mato Grosso - Brasil. **CIÊNCIA GEOGRÁFICA**, v. 21, p. 18-31, 2017.

SOUZA, C. A; PIERANGELI, M. A; SOUSA, J. B. Análise espaço-temporal do corredor fluvial do rio Paraguai no trecho entre Cáceres e a ilha Taiamã/MT. **Revista Brasileira de Cartografia**, Nº 64/5, p. 551-564, 2012.

STEVAUX, J. C. **O rio Paraná: Geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária.** 1993. Tese de Doutorado (Instituto de Geociência), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

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

SUERTEGARAY, D. M. A. Espaço Geográfico Uno e Múltiplo. **Revista electrónica de geografía y ciencias sociales.** Barcelona nº 9, 2001.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** São Paulo: Edgard Blucher, 1973.

THORNE, C. A.; TOVEY, N. K. Stability of Composity River Band. **Earth surface processes and landforms**, v. 6, 469-484, 1981.

TROPMAIR, H. Geossistemas. **Mercator**, Ceará, ano 05, n. 10, p. 79 – 90, 2006.

TUCCI, C. E.; CLARKE, R. T. Impacto do desmatamento no comportamento hidrológico: Revisão. **RBRH Recursos Brasileiros de Recursos Hídricos.** Volume 2 n.1 Jan/Junho 1997.

VICENS, R. S. Geografia da Paisagem e ordenamento territorial. In: **Ordenamento territorial e ambiental.** (org) Jorge Luiz Barbosa e Ester Limonand. Niterói: Editora da UFF, 2012.

WATANABE, M. **Análise Integrada da Paisagem da bacia do rio Mutum-Paraná. Dissertação (Mestrado em Geografia).** Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Rondônia. Porto Velho. 2011.

WHEATON, J. M. et al. Geomorphic mapping and taxonomy of fluvial landforms. **Geomorphology**, Amsterda, 248, 273–295, 2015.

ZANCOPE, M. H. C.; PEREZ FILHO, A.; CARPI JÚNIOR, S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.10, n.1, p. 31-42, 2009.

Anexos

Sonar Garmin Echo map 50s



Garrafa de Van Dorn



Draga Van Veen Amostrador de Mandíbulas



Molinete fluviométrico



Molinete fluviométrico



Coleta com trado holandês

