



**Serviço Público Federal
Universidade Federal de Goiás
Instituto de Estudos Socioambientais
Programa de Pós-Graduação em Geografia**

Wallas de Souza Castro

**MIGRAÇÃO DOS MEANDROS DO BAIXO CURSO DO RIO CLARO, GOIÁS:
PROCESSOS E FATORES CONTROLADORES**

Goiânia, 2015

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO PARA DISPONIBILIZAR AS TESES E DISSERTAÇÕES ELETRÔNICAS (TEDE) NA BIBLIOTECA DIGITAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações (BDTD/UFG), sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a Lei nº 9610/98, o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou *download*, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

1. Identificação do material bibliográfico: **Dissertação** **Tese**

2. Identificação da Tese ou Dissertação

Autor (a):	Wallas de Souza Castro				
E-mail:	wallascastror2@gmail.com				
Seu e-mail pode ser disponibilizado na página?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim	<input type="checkbox"/> Não			
Vínculo empregatício do autor					
Agência de fomento:				Sigla:	
País:	Brasil	UF:	GO	CNPJ:	
Título:	Migração dos Meandros do Baixo Curso do Rio Claro, Goiás: Processos e Fatores Controladores				
Palavras-chave:	Geomorfologia Fluvial; Erosão Marginal; Associação de Fácies Sedimentares				
Título em outra língua:	Migration of Meanders of Claro River's Downstream, Goiás: Processes and Factors Controlling				
Palavras-chave em outra língua:	Fluvial Geomorphology; Bank Erosion; Association Sedimentary Facies				
Área de concentração:	Natureza e Produção do Espaço				
Data defesa: (24/06/2015)					
Programa de Pós-Graduação:	Geografia				
Orientador (a):	Alfredo Borges de Campos				
E-mail:	acampos@ige.unicamp.br				
Co-orientador (a):	Márcio Henrique de Campos Zancopé				
E-mail:	zancope@ufg.br				

3. Informações de acesso ao documento:

Concorda com a liberação total do documento SIM NÃO¹

Havendo concordância com a disponibilização eletrônica, torna-se imprescindível o envio do(s) arquivo(s) em formato digital PDF ou DOC da tese ou dissertação.

O sistema da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações garante aos autores, que os arquivos contendo eletronicamente as teses e ou dissertações, antes de sua disponibilização, receberão procedimentos de segurança, criptografia (para não permitir cópia e extração de conteúdo, permitindo apenas impressão fraca) usando o padrão do Acrobat.



Assinatura do (a) autor (a)

Data: 01 / 10 / 2015

¹ Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. A extensão deste prazo suscita justificativa junto à coordenação do curso. Os dados do documento não serão disponibilizados durante o período de embargo.



**Serviço Público Federal
Universidade Federal de Goiás
Instituto de Estudos Socioambientais
Programa de Pós-Graduação em Geografia**

Wallas de Souza Castro

**MIGRAÇÃO DOS MEANDROS DO BAIXO CURSO DO RIO CLARO, GOIÁS:
PROCESSOS E FATORES CONTROLADORES**

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

Área de concentração: Natureza e Produção do Espaço.

Linha de Pesquisa: Análise Ambiental e Tratamento da Informação Geográfica.

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos
Universidade de Campinas - UNICAMP
Coorientador: Prof. Dr. Márcio Henrique de Campos Zancopé
Universidade Federal de Goiás - UFG

Goiânia, 2015

Ficha catalográfica elaborada automaticamente
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a), sob orientação do Sibi/UFG.

Castro, Wallas de Souza
Migração dos Meandros do Baixo Curso do Rio Claro, Goiás:
Processos e Fatores Controladores [manuscrito] / Wallas de Souza
Castro. - 2015.
XCVIII, 98 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos ; co-orientador Dr.
Márcio Henrique de Campos Zancopé .
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Goiás, Instituto de
Estudos Socioambientais (Iesa) , Programa de Pós-Graduação em
Geografia, Cidade de Goiás, 2015.
Bibliografia.

1. Geomorfologia Fluvial. 2. Erosão Marginal . 3. Associação de
Fácies Sedimentares. I. , Alfredo Borges de Campos, orient. II. ,
Márcio Henrique de Campos Zancopé, co-orient. III. Título.



**Serviço Público Federal
Universidade Federal de Goiás
Instituto de Estudos Socioambientais
Programa de Pós-Graduação em Geografia**

Wallas de Souza Castro

**MIGRAÇÃO DOS MEANDROS DO BAIXO CURSO DO RIO CLARO, GOIÁS:
PROCESSOS E FATORES CONTROLADORES**

Dissertação apresentada ao Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Estudos Socioambientais da Universidade Federal de Goiás, como um dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia, examinada em ____ de _____ de _____, pela Banca Examinadora constituída pelos seguintes professores:

MEMBROS DA BANCA:

Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos
Orientador (Presidente)

Prof. Dr. Maximiliano Bayer
Membro Interno

Prof. Dr. Paulo Cezar Rocha
Membro Externo

Prof. Dr. Luiz Felipe Soares Cherem
Membro Interno (Suplente)

Prof. Dr. Márcio Henrique de Campos Zancopé
Coorientador (Suplente)

Goiânia, Junho de 2015

Agradecimentos

À força superior que toca o espírito.

Agradeço a minha família pela oportunidade, apoio, paciência e Amor.

Agradeço a todos amigos (as). A lista é extensa, me auxiliaram em todas as etapas, tanto do curso quanto no desenvolvimento desta dissertação.

Ao professor Alfredo Borges de Campos pelas diversas oportunidades, confiança depositadas à mim e esforço em orientar, mesmo estando distante, das quais foram fundamentais na caminhada do curso de mestrado e desta dissertação de mestrado.

Ao professor Márcio Henrique de Campos Zancopé pelas valiosas conversas, pelo bom humor, paciência, docência e orientação notável.

Ao professor Maximiliano Bayer ao contribuir imensamente com esta pesquisa em preciosas conversas durante o campo e no IESA.

À professora Selma Simões de Castro pela Geografia desenvolvida no IESA, pelas amigáveis conversas e valiosas discussões.

Aos membros da banca, por aceitarem o convite prontamente.

Aos amigos (as) do LABOGEF: Elizon, Lucas, Karla, Fernanda e Cherem que fizeram parte da caminhada do mestrado, apoiando e mantendo aceso o diálogo geográfico.

Aos amigos da turma de mestrado de 2013, em especial ao Magno, Mariana, Fernanda e Ana.

À Maria Luiza, abdicando dos momentos juntos em apoio a minha caminhada científica, ao me auxiliar nas traduções e pelo imenso carinho e amor concedido.

Ao Programa de Pós Graduação em Geografia pelo excelente trabalho desenvolvido, em especial ao Yudi, sempre solícito e competente.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Goiás (FAPEG – Universal, Chamada Pública 005/2012, processo 201210267000897) pelo auxílio financeiro, fundamental aos trabalhos desta pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa, do qual tornou possível o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Canhoto da Paraíba, John Coltrane, Mozart e Albert King por tornar os momentos de elaboração do texto mais fruídos.

À todos, os meus sinceros agradecimentos.



**Universidade Federal de Goiás
Instituto de Estudos Socioambientais
Programa de Pós-Graduação em Geografia**

**MIGRAÇÃO DOS MEANDROS DO BAIXO CURSO DO RIO CLARO, GOIÁS:
PROCESSOS E FATORES CONTROLADORES**

Wallas de Souza Castro

Resumo

Rios meandantes possuem canais fluviais sinuosos com dinâmica particular de migração lateral ao erodir suas margens côncavas e depositar nas margens convexas. Esta dinâmica é capaz de ampliar e renovar os ambientes fluviais ao criar um complexo ambiente sedimentar ligado ao desenvolvimento das planícies fluviais. A natureza dos depósitos preexistentes na planície, que são remobilizados pela migração lateral, é importante para a interpretação da dinâmica deposicional, sendo fundamental para identificação da evolução dos meandros. A heterogeneidade das fácies é formada por vários ciclos de evolução sedimentar pela migração do canal fluvial, gerando uma sucessão de depósitos com grau de coesão diferentes. Os próprios ambientes deposicionais afetam a continuidade da migração lateral e a evolução dos meandros. Investigou-se a evolução atual dos meandros e a influência da vegetação ripária ou ciliar e os seus antigos depósitos sobre os processos de migração lateral do baixo curso do rio Claro. Utilizou-se de fotografias aéreas, imagens orbitais, análise faciológica e pinos fixados nas margens para identificar as influências da vegetação e material nos processos de migração dos meandros. O canal fluvial apresentou alta mobilidade, verificada pela elevada quantidade de processos de migração em 47 anos, em virtude da difusão de feições marginais e lagoas de meandros (*oxbow lakes*) e pelos depósitos e fácies sedimentares do paleocanal. A vegetação não apresentou efeito atenuador diante da erosão marginal nas duas curvas de meandros analisadas, as taxas de erosão para os segmentos com cobertura vegetal foram de até 1,3m de avanço sobre os ambientes da planície. Atestou que a intensidade da migração do canal apresenta diferenças entre as curvas. A migração avança com pouca resistência entre depósitos inconsolidados da planície fluvial atual, enquanto que nos depósitos mais antigos, pedogeneizados e consistentes dos terraços, tem avanço lateral dificultado, em função dos seus materiais.

Palavras-Chaves: geomorfologia fluvial; erosão marginal e associação de fácies sedimentares.



I E S A

**Universidade Federal de Goiás
Instituto de Estudos Socioambientais
Programa de Pós-Graduação em Geografia**

**MIGRATION OF MEANDRES OF CLARO RIVER'S DOWNSTREAM, GOIAS:
PROCESSES AND FACTORS CONTROLLING**

Wallas de Souza Castro

Abstract

Meanders rivers have sinuous channel with singular dynamic of lateral migration by eroding its concave bank and depositing on its convex bank. This dynamic is able to expand and restore fluvial environments when creates a sedimentary environments complex linked to development of floodplain. The nature of preexistent deposits on floodplain, which are remobilized by lateral migration, is important to interpret depositional dynamics, being central to the identification evolution of meanders. Heterogeneity of the facies is formed by several cycles of sedimentary evolution through channel migration, generating a succession of deposits with different degree cohesion. These depositional environments affect the continuity migration and the evolution of meanders. It was researched the current evolution of meander and riparian vegetation influence and theirs deposit about lateral migration process on downstream Claro river. It was used aerial photographs, satellite images, facies analysis and pin set on the banks to identify the influences of vegetation and material in the migration processes of meanders. The channel showed high mobility verified by the high amount of migration process in 47 years, due to the planforms diffusion and oxbow lakes and by deposits and paleochannel sedimentary facies. The vegetation has not shown attenuating effect against the bank erosion in the two curves analyzed meanders, erosion rates for the segments with vegetation cover were up to 1,3m ahead of the environments of floodplain. It was found that the intensity of channel migration differs between the curves. Migration advances with little resistance from unconsolidated deposits of the current floodplain, whereas in older deposits, pedogenesis and consistent terraces have hindered lateral advance, due to theirs material.

Key Words: fluvial geomorphology, bank erosion, analysis sedimentary facies.

Índice

1. Introdução	8
2. Método	11
2.1. Materiais e Procedimentos	17
3. Área de estudo	26
3.1. Bacia Hidrográfica	26
3.1.1. Geologia	33
3.1.2. Geomorfologia	37
3.2. Perfil Longitudinal	41
4. Resultados	44
4.1. Migração dos Meandros	44
4.2. Depósitos e Fácies Sedimentares	52
4.3. Erosão Marginal	61
4.3.1. Contexto Fluviométrico	61
4.3.2. Taxas de Erosão Marginal e Desagregação	70
5. Discussão	80
6. Conclusão	90
7. Referências Bibliográficas	92

1. Introdução

Os sistemas fluviais desempenham grandioso papel na dinâmica espacial dos continentes, influenciando e sendo influenciado pelas diversas civilizações, especialmente as que se desenvolveram ao largo das margens e planícies dos seus canais fluviais. Os rios constituem uma vasta rede arterial ao drenar os continentes. O fluxo contínuo das águas em curso para o mar reflete o agente dominante da alteração da paisagem. Entender como os rios trabalham é entender como as paisagens evoluem.

Buscar cooperar com investigações quanto a evolução e dinâmica de canais fluviais é uma proposta desta dissertação de mestrado, por entender o valioso papel desempenhado no espaço e nos desdobramentos ecológicos e humanos. Deste modo, o canal fluvial estudado nesta dissertação apresenta padrão morfológico de meandros (LEOPOLD e WOLMAN, 1957; SCHUMM, 1981). O termo meandro tem origem no rio Büyük Menderes, que nasce no Oeste da Turquia e atinge o Mar Egeu a leste da cidade de Mileto (GUNERALP *et al.*, 2012). Estes rios sinuosos eram conhecidos pelos Gregos antigos por Maíandros do latim “*Meander*”. O termo evoluiu e tem uso para se referir a rios com padrão morfológico de canal sinuoso, além do uso relacionado a adornos e até mesmo ao expressar complexidades do cotidiano.

Os rios meandrantess possuem canal fluvial sinuoso, respondem a um sistema fluvial auto-organizado em função de ajustes ao longo do tempo e espaço. É referido como modelo central entre as variações de padrões de canais, entre retilíneos e entrelaçados (LEOPOLD; WOLMAN, 1970; SCHUMM, 1981). Estas variações decorrem de processos morfodinâmicos provenientes das alterações no gradiente fluvial, nas características de carga detrítica e na geometria hidráulica (SCHUMM, 1981). As relações foram observadas em mudanças de canais entrelaçados para meandrantess por meio de datações de radiocarbono conduzidas por Leigh (2006) e similarmente por Stevaux (1994), ao identificar depósitos de canais entrelaçados sotopostos a depósitos de meandros no rio Paraná.

Os diversos processos e a característica fluvial dos rios meandrantess o fazem dinâmicos, devendo-se a estes canais o processo de migração lateral ao erodir suas margens côncavas e depositar nas margens convexas. A dinâmica é capaz de ampliar e renovar os ambientes fluviais por meio de processos como o corte de meandro (*cutoff*), imprescindíveis para o desenvolvimento ecossistêmico (HARRISON *et al.*, 2011) e segundo Camporeale (2008) capaz de influenciar a dinâmica espaço temporal de todo o rio. A importância da migração lateral para

ambientes fluviais tem sido constatada por avanços nas investigações de rios meandrantos (GÜNERALP *et al.*, 2012), especialmente em decorrência da consagração do Sistema de Informação Geográfica (SIG). Ao utilizar fotografias aéreas em ambiente SIG, Ollero (2010) identificou processos como corte, expansão e rotação de meandros em virtude da migração e mudanças da planície fluvial do rio Ebro. Pesquisas a cerca da produção de lagos de meandros (*oxbow lakes*), por meio da sinuosidade do canal em rios da Rússia, Colômbia e Nova Guiné, possibilitaram Constantine e Dunne (2008) observar a frequência dos processos de cortes de meandros (*chute e neck cutoff*), a partir de imagens orbitais do banco de dados do Google Earth™. A identificação dos processos migratórios ajuda a compreender a formação e desenvolvimento de rios meandrantos e de planícies fluviais.

A característica processual da migração lateral é responsável por criar um complexo ambiente sedimentar ligado ao desenvolvimento das planícies fluviais (NANSON e CROKE, 1992). A criação de ambientes deposicionais por meio da migração lateral constrói morfologias como barras de meandros (*point bars*) e lagos de meandros (*oxbow lakes*) investigados por Deschamps *et al.* (2013) por apresentarem reservatórios de óleo e betume. Os ambientes de planícies fluviais e demais terras úmidas (*wetlands*) respondem por importantes estoques de carbono (MITRA *et al.*, 2005), e podem apresentar ordem e magnitude maiores que os encontrados nos oceanos (AUFDENKAMPE *et al.*, 2011).

Em um dos principais sistemas fluviais do Brasil, o rio Araguaia apresenta extensa planície aluvial formando um mosaico de ambientes fluviais marginais no seu alto e médio curso, trecho em que o rio Claro, objeto desta dissertação, faz confluência com o rio Araguaia. Foram observados sensibilidade nos ambientes fluviais do trecho (CANTARELLI e ALVES, 1999), influência na distribuição da vegetação (VALENTE *et al.*, 2013) e classes de unidades da paisagem instáveis (BAYER, 2002), dos quais resultam dos diversos ambientes deposicionais nas planícies fluviais produzidos pela migração do canal. Considera-se que os depósitos sedimentares destes ambientes afetem a continuidade da migração lateral e a evolução dos meandros.

A ocupação humana destes ambientes desde a antiguidade e o alto potencial a riscos de degradação ambiental que apresentam, mostram a necessidade de contar com dados que avaliem a estabilidade do sistema vislumbrando a compreensão destes ambientes e o comportamento mediante as atividades humanas. Em relação a esta última, considera-se por exemplo os estudos de Ollero (2010), que atribui a mudança no número de abandono de

meandros a impactos antrópicos no rio Ebro, na Espanha, assim como Li *et al.*, (2007), que reconhece tais impactos como inerentes aos processos de mudança do canal fluvial do rio Yangtze na China. Isto é, a influência antropica tem parte integrante no modelado atual, principalmente no tocante aos processos erosivos e deposicionais, devido ao curto espaço de tempo de desenvolvimento.

A morfologia do canal e a sua estabilidade dependem da granulometria dos sedimentos transportados, não só na composição (tamanho, volume), mas também da maneira que permite a criação de bancos com graus de coesão diferenciados, originando margens que podem ser mais ou menos estáveis. Desta maneira a geração de diversos mecanismos de migração lateral do canal e as taxas variáveis de deslocamento de margens estão relacionados a natureza dos materiais (VAN DIJK; 2013; MOTTA *et al.*, 2014).

A vegetação ciliar ou ripária e dos ambientes aluviais podem ter influência sobre a erodibilidade da margem e sedimentação, e, portanto, efeitos de períodos de baixo fluxo refletem nas margens, em função dos processos de erosão principalmente. A cobertura vegetal ciliar ou ripária e dos ambientes aluviais tem sofrido extensos desmatamentos da metade do último século em diante, despertando as atenções da comunidade científica de diferentes segmentos para trazer a luz os efeitos que a ação suscita.

Diante da problemática levantada, o objetivo desta dissertação é avaliar possíveis fatores controladores dos ambientes marginais sobre os processos de migração de meandros. Para tanto, traçou-se como objetivos específicos verificar a evolução atual dos meandros, as taxas de erosão em margens com vegetação preservada e desmatada e as características das associações de fácies sedimentares de dois trechos meândricos do baixo curso rio Claro, afluente da margem direita do rio Araguaia, Microrregião de Aragarças, oeste do estado de Goiás.

Objetivou-se avaliar a evolução atual dos meandros em função da influência dos depósitos sedimentares e da vegetação ripária da planície fluvial do baixo curso do rio Claro, oeste do estado de Goiás.

2. Método

Estudos integrados são destaque no suporte a análise do espaço, sobretudo os relacionados ao meio ambiente. No entanto, discutido há tempos, a análise do espaço total é assunto de estudos bastante pretéritos, que vez por outra o abordavam-no segundo um sistema geral. Estes portanto nas palavras de Santos (2008) faz alusão aos “diferentes espaços e os sistemas correlatos, uma espécie de hierarquia; e isto contribuiria para explicar as localizações e as polarizações”. Segundo o mesmo autor “a primeira concepção de um sistema geral foi introduzida por Ludwig von Bertalanffy, pouco depois da Segunda Guerra Mundial”, em meados da década de 1950. Porém os estudos do espaço em termos de sistema eram feitos anteriormente do referido autor apresentar a Teoria Geral do Sistema ou Teoria dos Sistemas Gerais.

Entre as contribuições mencionadas há uma série de outros autores que trabalharam a temática, utilizando diferentes denominações e em diferentes ramos das Ciências, incluso a Geografia e Ecologia. Os estudos da paisagem contribuíram sobremaneira a sistematização da teoria do Geossistema, ganhando destaque autores como Troll¹ (1950) e Klink² (1974) *apud* Monteiro (1996). As influências da escola naturalista, sempre lembradas na Geografia, são bases importantes para o desenvolvimento dos estudos sistêmicos, tendo como fonte consagrada as contribuições de von Humboldt e von Richthofen no século XIX, visando a integração do meio físico – biótico (RODRIGUES, 2001).

A partir do desenvolvimento e contribuição da Teoria Geral dos Sistemas, Sotchava (1977) cria o termo Geossistema, não somente apresentando as proposições, mas aplica a visão sistêmica a Geografia. Encarrega a Geografia Física a missão de sistematizá-la para ensejar o seu campo de investigação, do qual soluciona um complexo problema interno das subdivisões das disciplinas que procuram lugar independente no rol da Ciências da Terra (SOTCHAVA, 1977). Sintetiza o autor:

“Geografia Física, como estudo de Geossistemas, não abrange apenas um simples ramo da disciplina geográfica. Apresenta mútuos problemas com os demais, concernentes à ordem de ligação dos componentes geossistêmicos;

¹ TROLL, Carl. Die geographische Landschaft und ihre Erforschung *Studium generale*, n.3 (1950) — p. 163-181.

² KLINK, Hans-Jurgen Geocology and Natural Regionalisation — Basis for Environmental Research. Applied sciences and development — v.4. In: A Biannual Collection of Development Trough Applied Sciences. p. 48-74 — Ilustr. Tubingen: Inst. for Scientific Cooperation, 1974.

baseia-se em seus dados mas, de nenhum modo, os modifica não podendo ser, igualmente, por eles modificado” (SOTCHAVA, 1977, p.83)

No mesmo texto o autor apresenta oito tarefas chaves da Geografia Física formuladas a partir dos principais problemas do estudo dos Geossistemas, dentre eles destaca-se uma, do qual relaciona-se com a investigação dos processos formadores da paisagem pela Geografia Física.

Sotchava (1977) esclarece sobre “a investigação de métodos racionais para a avaliação quantitativa de geossistemas e processos formadores da paisagem, particularmente do aparato matemático adequado à sua descrição”. Isto é, cabe aos estudos geossistêmicos a investigação e avaliação de processos da paisagem, definindo, de certo modo, a paisagem como um dos ou o principal objeto do Geossistema. Seria uma inquirição da diferenciação de áreas a partir dos processos que se dão na paisagem, sendo estes naturais e sociais, demonstrando certa relação com a “diferenciação das áreas” de Hartshorne (1978). Que se estreita segundo Sotchava (1977) quando das forças endógenas e exógenas os processos de homogeneização e diferenciação do ambiente natural atuam no desenvolvimento do espaço geográfico, acrescentando ainda que a diferenciação se realiza ao longo de toda a história do ambiente natural. No entanto traz apenas as consequências físico-naturais, deixando de lado a diferenciação dos espaços geográficos desenvolvidos pela dinâmica social. Apesar de que os geossistemas sejam fenômenos naturais, todos os fatores econômicos e sociais, influenciam sua estrutura e peculiaridades espaciais, tomados em consideração durante o seu estudo (SOTCHAVA, 1977).

O que suscita a proposta teórica de Sotchava (1977) é a condição de integração dos componentes do espaço geográfico a partir de uma visão biogeográfica, sem delimitar cartograficamente os subsistemas, o fazendo de modo hierarquizado, em função de uma escala geográfica. Faz crer em processos modeladores (diferenciadores do espaço geográfico), extrapolando a escala cartográfica para definição do objeto de investigação do Geossistema, ou seja, a paisagem.

Dentre as várias proposições posteriores, a obra de Bertrand (1972), apresenta um marco relevante no desenvolvimento da concepção e aplicação do Geossistema. Inserindo o estudo da paisagem como objeto de estudo da Geografia Física Global, numa tentativa de integrar à paisagem natural todas as implicações da ação antrópica, considera a definição de Geossistema como sendo uma categoria espacial cuja estrutura e dinâmica resultam da interação entre o “potencial ecológico”, a “exploração biológica” e a “ação antrópica” (Figura 1) (BERTRAND, 1972).

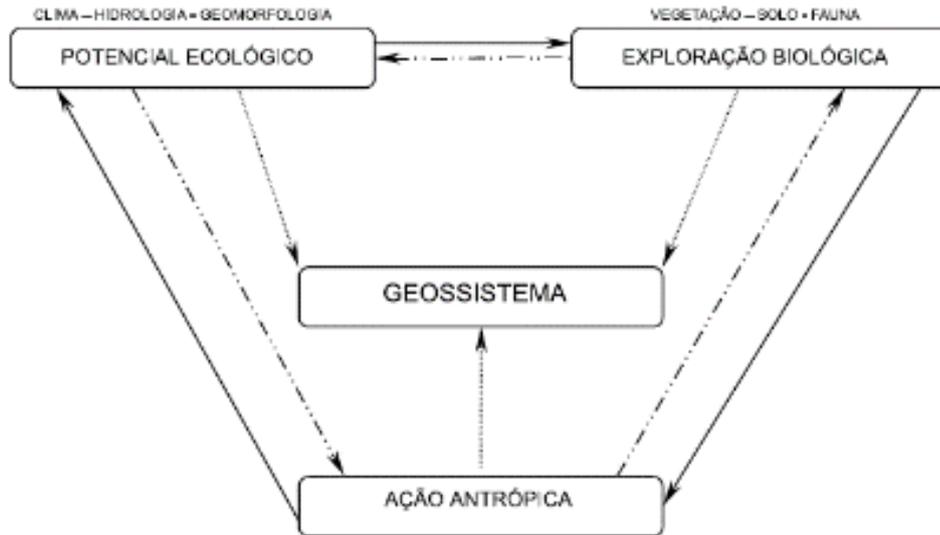


Figura 1 – Esboço de uma definição Teórica de Geossistema
Fonte: Bertrand (1972)

A proposta de Bertrand (1972) coloca em evidência o objeto de investigação do Geossistema, implicando ainda a sua condição de método. Após seu esboço do que é o Geossistema traz em seu trabalho uma proposta taxonômica fortemente associada a taxonomia do relevo proposta por Cailleaux e Tricart (1956), do qual merecem destaque, pois servem de base para a classificação da paisagem de Bertrand (1972), que segundo o autor ao classificar as paisagens devem-se situa-la na dupla perspectiva do tempo e do espaço, ou seja “a definição da paisagem em função da escala”.

Christofolletti (1979), também influenciado pela Teoria Geral dos Sistemas, busca ensejar a compreensão dos Geossistemas, com vistas a apreensão investigativa dos elementos que compunha, bem como dos processos envolvidos, a parti de duas ideias complementares:

“Todos os sistemas naturais são dinâmicos e capazes de modificar os seus estados através de transformações contínuas. Essas transformações são caracterizadas pelas transferências de massa e energia. [...] em segundo lugar, conforme as propriedades individuais dos subsistemas, uma mesma influência externa poderá ocasionar consequências diferentes (CHRISTOFOLETTI, 1979, p. 25)”

Compreende-se a partir do comportamento dinâmico sob influências também externas que os sistemas encontram-se incorporados em conjuntos maiores, mantendo conexões de matéria e energia, constituindo o seu ambiente. Desta maneira o presente estudo encara o Geossistema como o todo, como Sistemas Naturais, do qual o Sistema Fluvial é incorporado.

Diante da definição do sistema natural fluvial como tema a ser investigado, e considerando sua condição de funcionamento, o seu comportamento ocorre somado as influências internas e externas com o meio. Este trabalho empenha-se em avaliar influências do próprio meio no seu comportamento – cobertura vegetal e ambientes sedimentares. Quando submetido a influências exteriores, das quais não tem controle sobre tais, entende-se o Sistema Fluvial como aberto, do qual implica em processos-repostas (CHRISTOFOLETTI, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981; CHORLEY, 1962; PIÉGAY e SCHUMM, 2005), como é o caso dos eventos pluviométricos que elevam o volume de água escoada pelo canal fluvial, trazendo consequências no seu padrão morfológico. Segundo Christofolletti (1979) tal sistema surge da combinação de sistemas em seqüências e sistemas morfológicos, do qual assinala o entrosamento entre as estruturas morfológicas e as transferências de matéria e energia, mostrando-se correlações simples e múltiplas. Isto é, havendo modificações na intensidade dos processos, como consequência, haverá modificações nos aspectos das formas. Conforme indica Chorley e Kennedy (1971) *apud* Christofolletti (1979) “o pensamento em sistema aberto dirige a atenção para a heterogeneidade da organização espacial”, leva também a crer na complexidade que um sistema aberto é em virtude, por exemplo, da intervenção humana em seu comportamento.

A estrutura do Sistema Fluvial apresenta elementos que o constitui enquanto sistema: rede drenagem, vegetação ripária, vertentes fluviais, entre outros. Neste caso o rio (canal fluvial) é considerado como elemento básico deste sistema.

Considerando o sistema fluvial como sistema de retroalimentação, que altera suas características após impulso exterior, ocasionando uma sucessão de ajustes, Christofolletti (1979) vislumbra a retroalimentação do canal fluvial da seguinte maneira:

“Se aumentar o volume de água (variação externa), haverá aumento da velocidade. O aumento da velocidade ocasionará aumento da erosão (correlação positiva), e esse provocará aumento na largura do canal; todavia, o aumento da largura provocará a diminuição na velocidade da água (correlação negativa)” Christofolletti (1979).

Torna-se concreto o reajustamento pelo qual rio é submetido em virtude das novas condições de entrada de água (*inputs*). Os elementos do canal fluvial, como o débito e a descarga de sedimentos, são considerados como fundamentais na estruturação do sistema fluvial (SCHUMM, 1963; NANSON e CROKE, 1992; HOOKE, 1979). Para Petts e Amoros (1996) o canal fluvial deve ser analisado como sistemas tridimensionais, estando na dependência de transferências de energia e matéria nas direções longitudinal, lateral e vertical.

A dinâmica do sistema fluvial depende das interações dos processos hidrológicos, geomorfológicos e biológicos atuantes em amplitudes diferenciadas da escala temporal e espacial. A importância da dinâmica, elucidada pelos autores, coloca a variabilidade dos processos básicos hidrológicos e geomorfológicos como determinantes quanto aos tipos de setores dos habitats, além da força, duração e frequência das conectividades existentes (PETTS e AMAROS, 1996). Além disso, formas de ajustamento devido ao impacto humano, devem ser relacionados para melhorar a compreensão da morfologia da mudança do canal a ser refletido nas classificações das tipologias dos canais fluviais (HOOKE, 1997), pois a gama de causas de mudanças do canal é acompanhada por uma diversidade de efeitos (GREGORY, 2006).

Sobre rios de planícies fluviais, Nanson e Croke (1992) mencionam que, “os canais de rios aluviais podem ser diferenciados em função de determinadas relações de força de resistência”. Portanto, a associação entre o canal e a planície deve refletir um equilíbrio entre a capacidade do fluxo para fazer o trabalho (ou seja, o poder de fluxo), ou, mais especificamente, para arrastar e transportar os sedimentos (advindo do stress de cisalhamento), e a resistência do limite do canal à erosão. A vegetação ripária, a interferência humana e uma variedade de condições antecedentes hereditárias também afetam os processos de desenvolvimento do canal e, portanto, das planícies fluviais (NANSON e CROKE, 1992)

Uma vez que o sistema fluvial é aberto, onde os elementos rio, vegetação ripária, ambientes marginais e débito fluvial compõe o sistema, considera-se a vegetação ripária como elemento de relevância na troca de fluxos energéticos e de materiais com o rio, bem como a influência que os ambientes sedimentares marginais exercem sobre a dinâmica do canal e conseqüentemente no desenvolvimento das planícies. A influência das intervenções na vegetação ripária e o possível controle que os ambientes sedimentares marginais exercem no ajustamento processual erosivo do canal fluvial é a problemática indagada por esta pesquisa. Entende-se que o processo dinâmico de troca permanente de energia e matéria entre os componentes da natureza, as inserções humanas, por seus modos de produção e de apropriação dos recursos naturais, passam a exercer influências na intensidade dos fluxos energéticos e de matérias, alterando suas intensidades, que forçam a natureza a encontrar novos pontos de equilíbrio funcional.

Como mencionado, as transferências submetidas pelo sistema fluvial correspondem a processos-respostas de diferentes escalas, a nível de bacia hidrográfica, na escala das vertentes, na planície fluvial e na dinâmica do seu canal principal. De tal modo que, um canal fluvial

principal apresenta distintos padrões morfológicos, podendo ser identificados trechos retilíneos, meandrantes e anastomosados (SCHUMM, 1985), bem como as nuances entre cada padrão. É evidente a complexidade do sistema fluvial, uma vez que, para cada trecho distinto do rio se tem agentes internos e externos agindo de diferentes maneiras. Por sua vez, o canal fluvial também reage de maneira distinta, morfológico e fisiologicamente. Para exemplificar as mudanças que ocorre de um canal para outro, diante de alterações introduzidas no sistema fluvial, Schumm (1981) *apud* Schumm (1985) apresenta um modelo relacionando gradiente fluvial, características da carga detrítica, características da geometria hidráulica e morfologia do canal fluvial, ilustrado na figura 2.

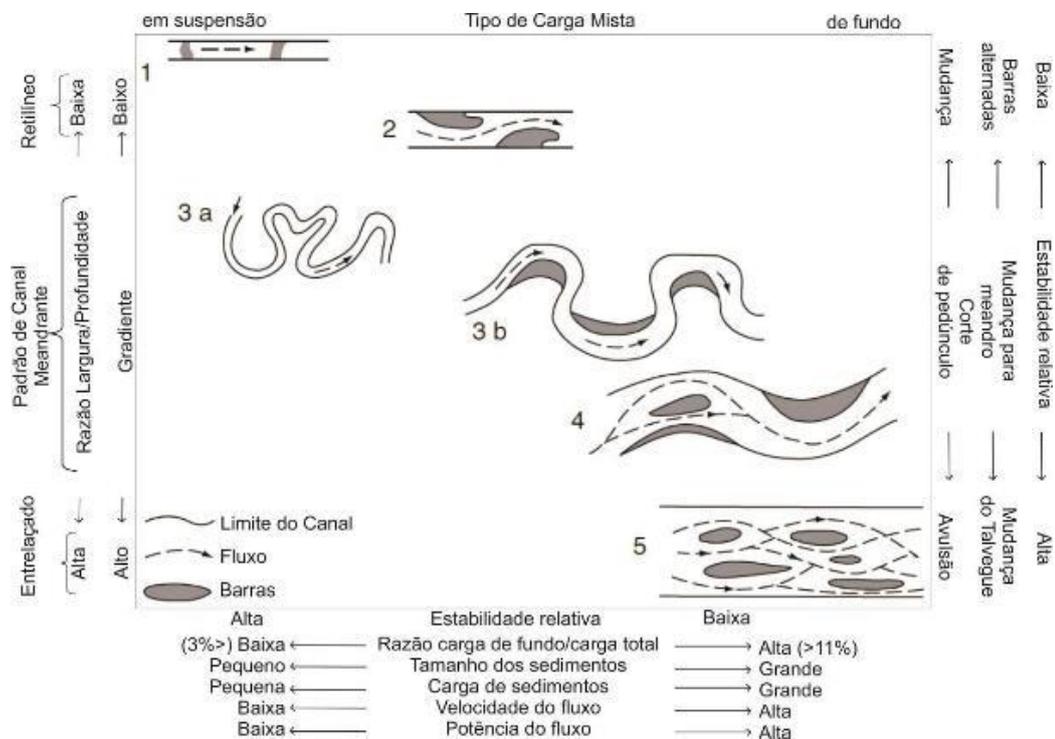


Figura 2 – Classificação do canal fluvial baseada em padrões e tipos de carga de sedimentos: tipos de canais, a sua relativa estabilidade, e algumas variáveis associadas. Fonte: Adaptado de Schumm (1981) *apud* Schumm (1985)

Consoante ao modelo da figura 2, é possível verificar a mudança do canal fluvial (1 a 5), correlato aos tipos de cargas, morfologias, velocidade do fluxo, dentre outros, que ao passo da sua oscilação, altera a forma em decorrência dos processos desencadeados pelo novo ajustamento do sistema, principalmente os de origem erosiva e deposicional. Segundo Schumm (1985), quando há alternância dos padrões do canal, os aspectos da sua morfologia também se alteram; tanto o gradiente quanto a relação entre largura e profundidade do canal muda.

Com tais mudanças geomorfológicas e hidrológicas, diferentes situações podem ser esperadas. Inclusive alteração na força de tração e potência do escoamento (SCHUMM, 1985). Insere-se no sistema, a capacidade de alternância dos padrões morfológicos do rio, do qual

originam-se formas geomorfológicas esculpidas pelo seu trabalho, gerando formas que desenvolvem heterogêneos habitats. No médio rio Araguaia, Bayer (2010, p. 14) sugere por exemplo, que

“As respostas dos sistemas fluviais, particularmente em ambientes tropicais sujeitos à forte antropização, condiciona ritmos acelerados de mudanças, gerando uma rápida evolução de parâmetros morfológicos do canal e uma acelerada mudança nos ambientes sedimentares da planície aluvial”.

Diante do exposto, tratar-se-á a dinâmica do canal do rio Claro, enquanto processo básico do sistema fluvial, principalmente quanto as mudanças que ocorrem na morfologia de meandros em função dos processos intrínsecos, do qual avalia-se sua evolução recente em associação a cobertura vegetal ripária e aos ambientes sedimentares processualmente elaborados.

2.1. Materiais e Procedimentos

Para alcançar o objetivo definiu-se avaliar a atividade de migração lateral do canal fluvial em função dos seus processos, da erosão marginal e da formação de ambientes sedimentares em função da dinâmica dos meandros do rio Claro. Deste modo foram empregados quatro principais procedimentos metodológicos: (1) identificou-se a migração recente do canal de dois trechos meândricos do rio Claro por meio da análise dos processos de migração dos seus meandros a partir de imagens de sensores remotos diversos; (2) detectou a natureza dos depósitos sedimentares marginais por meio da interpretação de fácies sedimentares, dos quais são afetados pela migração lateral e evolução recente do rio Claro; (3) usando-se de pinos fixados nas margens do canal sob depósitos sedimentares distintos e conhecidos, avaliou-se a erosão marginal em segmentos marginais com e sem a presença da cobertura vegetal ripária ou ciliar; (4) por meio de ensaios de desagregação em submersão, identificou-se o comportamento dos materiais dos depósitos sedimentares analisados face as frequentes cheias de verão no rio.

A evolução e migração recente foi baseada na análise do padrão morfológico dos meandros, associando a mudança da forma que o canal apresentou ao longo do período de observação. A análise da migração dos meandros foi estabelecida pelo deslocamento dos eixos das curvas e das mudanças do raio de curvatura (Figura 3). Este procedimento foi adaptado de Hooke e Harvey (1983) em estudo realizado sobre a migração do rio Daner (Inglaterra) entre 1840 e 1980, e de Hickin e Nanson, (1975) e Zancopé, *et al.*(2009), este último sobre os meandros do rio Mogi Guaçu (SP). Contudo, estudos dessa natureza ainda são escassos, principalmente no tocante a resultados empíricos em rios meandantes de ambiente tropical. Acrescenta-se a esta

ausência à necessidade de utilização de técnicas com fotografias aéreas e/ou bases cadastrais com período mais extenso no estudo da evolução morfológica dos meandros, e que em virtude de sua escassez colaboraram com a reduzida abordagem em escala temporal e espacial do tema.

Os processos de migração dos meandros foram classificados em: expansão, quando o seu raio de curvatura aumenta ao longo do período de tempo analisado; encurtamento, inverso da expansão, quando o meandro reduz o raio de curvatura; translação, quando há deslocamento paralelo do eixo da curva; rotação, deslocamento angular do eixo da curva; desenvolvimento de lóbulo, quando houve alargamento de parte do meandro; e, abandono por corte de meandro (*cutoff*), quando ocorre a ligação entre as curvas de montante e jusante, reduzindo a sinuosidade no segmento. Em síntese, a figura 3 exemplifica os parâmetros morfométricos considerados para identificação do deslocamento do canal fluvial.

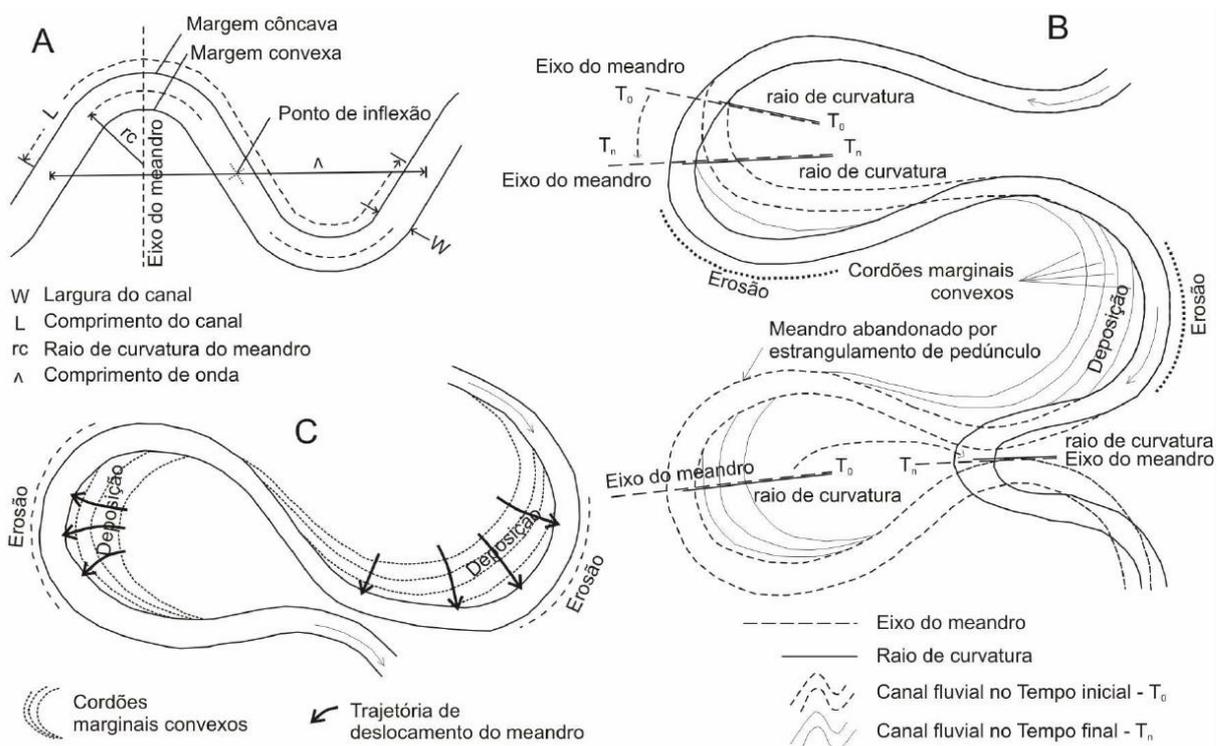


Figura 3 - Variáveis geométricas e parâmetros para análise dos meandramentos. A – Principais variáveis geométricas dos meandros; B – elementos ligados à migração dos meandros; e C – processos geomorfológicos ligados à migração dos meandros. Fonte: Christofletti (1981) modificado por Zancopé (2009).

Mapeou-se a migração dos meandros em dois trechos com aproximadamente 15 km cada, no baixo curso do rio Claro. Ambos trechos apresentam canal com padrão meandrante e cerca de 42m de largura média, intercalados por segmentos retilíneos. Os materiais foram definidos a partir da disponibilidade temporal dos produtos cartográficos. As análises foram realizadas a partir de fotografias aéreas e imagens de satélite de três diferentes anos (1965, 1988

e 2012), perfazendo 47 anos no total. A migração do canal do rio Claro foi examinada a partir da sobreposição dos vetores extraídos das fotos aéreas verticais e imagens de sensores orbitais. As fotos usadas pertencem ao acervo do projeto *United States Air Force* (USAF), folha SD.22Y-D-VI, escala 1:60.000 de 28/07/1965. As imagens orbitais usadas foram obtidas pelo sensor TM+ do Landsat 5, órbita 071, com composição RGB/453 datada de 7/08/1988; e do satélite WorldView de resolução de 15/30cm datada de 16/05/2012 oriunda da plataforma Microsoft® Bing™ Maps.

Os depósitos sedimentares da planície fluvial do rio Claro foram analisados conforme associação de fácies sedimentares, definidas por Miall (1996) como unidades de sedimentos uniformes capazes de refletir condições de deposição semelhantes. A determinação e a caracterização espacial da geometria dos depósitos fluviais demonstram ser uma importante ferramenta para interpretar a evolução e a construção de ambientes de planícies (MIALL, 1996; 2014).

A observação dos depósitos sedimentares, baseados nos modelos implementados a partir da relação e arranjos entre duas ou mais fácies (MIALL, 1996; 2014), permitem identificar características dos processos atuantes na formação de depósitos e conseqüentemente dos ambientes sedimentares de sistemas fluviais. Como exemplo, presenciou-se deposição ao longo do canal e margens atuais do rio Claro, por acreção lateral e vertical, diante do qual o canal fluvial se ajusta.

A partir das características geométricas e propriedades físicas dos materiais atuais, realizou-se a interpretação morfológica das condições operantes no momento da deposição em seções verticais que abrangeram as margens côncavas de duas curvas de meandros, uma em cada trecho estudado. Na curva do primeiro trecho foram analisadas sete seções verticais e na curva do segundo trecho, a montante do primeiro, foram analisadas cinco seções. Nas seções descritas em campo, foram coletadas amostras para análise granulométrica dos materiais constituintes das fácies sedimentares em Granulômetro a Laser (Mastersizer 2000E®) pertencente ao Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (LABOGEF-UFG) (Figura 4). A granulometria foi organizada conforme a escala de Wentworth (1922), usando-se de dispersante químico.



Figura 4 – Análise granulométrica dos depósitos sedimentares das margens (Wallas Castro, Janeiro de 2015).

Os grupos de fácies sedimentares e a associação dos ambientes deposicionais foram ajustados a partir da adaptação e reconstrução de ambientes fluviais tropicais desenvolvidos por Stevaux (1994), Etchebehere e Saad (2003), e Bayer e Zancopé (2014). Deste modo a interpretação e reconstrução ambiental dos depósitos no rio Claro foram definidas em um conjunto de associações de fácies sedimentares, tornando possível identificar os ambientes sedimentares marginais das duas curvas meândricas associadas aos códigos faciológicos conforme proposto por Miall (1996; 2014), como apresentado no Quadro 1 .

Quadro 1 - Associação faciológica e interpretação dos ambientes deposicionais do rio Claro.

Ambientes deposicionais	Fácies Sedimentares Fluviais	Códigos Faciológicos
Depósitos de Planície de Inundação	Correspondem a deposições de planície de inundação, com material de granulometria muito fina, como silte, argila e matéria orgânica (MO). Os materiais finos são formados por corpos laminados planos, podendo ser maciço devido a agregação exercida pela matéria orgânica. Possuem até 0,5m de espessura, e são horizontalmente contínuos, chegando a apresentar dezenas de metros de comprimentos.	Fm
	São corpos superficiais constituídos por areia fina e silte de laminação ondulada a cruzada. São presentes nos terraços e barras de pontal com grande continuidade horizontal e espessuras que não ultrapassam 0,5m.	Fl
	Constitui formações laminares planas, com presença de areia fina, silte e argila. Possui espessura de até 1m, com baixo desenvolvimento horizontal, restringindo-se a metros. São corpos comuns nas barras de pontal (<i>point bars</i>).	Sh
	Correspondem a deposições de areia grossa, média e fina. A estrutura é de estratificação tabular a plano-paralela, os corpos formados podem ter sua estrutura alterada pela ação pedogenética, principalmente no seu topo. Possuem espessuras de 1 a 2m, com ampla continuidade horizontal.	St

Depósitos de Canal	Deposição de areia grossa a mal selecionada, formando corpos de estratificação cruzada. Possui contato marcado, com granulodecrescência sentido do topo. Espessura variável, não ultrapassando 2m, com continuidade horizontal variável, podendo ultrapassar dezenas de metros.	Sp
	Constituído de seixos arredondados menores que 2cm e areia muito grossa, com granulometria decrescendo sentido ao topo, pobremente selecionados em conformação plana a difusa. Não formam pacotes espessos e sua continuidade horizontal restringe-se a poucos metros.	Gms
	Oriundos de processo de deposição no interior do canal, correspondem aos materiais grosseiros, areia grossa e seixos maiores que 2 cm, bem arredondados. Nas porções basais apresentam imbricados de estrutura maciça, com contato plano-paralelo, e granulodecrescência no sentido do topo.	Gm

Fonte: Adaptado de Miall (1996; 2014)

Por maior que seja os avanços tecnológicos algumas técnicas de campo não devem ser descartadas. É importante que sejam implementadas e/ou compartimentadas juntos as novas tecnologias de análise, como por exemplo o sensoriamento remoto. Os pinos de erosão, por exemplo, são tratados por procedimentos continuamente revistos e até anacrônicos em função do uso e avanço das novas tecnologias (JAMES e MARCUS, 2006). Ao contrário, o que se observa é a erosão marginal (*bank erosion*) sendo comumente mensurada e analisada usando-se de pinos de erosão tanto em ambientes de clima Temperado (ZAIMES *et al.*, 2005; CAPELLO, 2008; HOOKE, 2008; COFFMAN, 2009), quanto em sistemas fluviais Tropicais (DIAS, 2012; SOUZA e CUNHA, 2007).

Verificado como um procedimento capaz de registrar o recuo da margem em função da erosão marginal (*bank erosion*), bem como demonstrar a resposta dos diferentes depósitos sedimentares e a influência que a presença ou ausência da vegetação ripária ou ciliar têm nas margens, foi utilizado os pinos de erosão (*erosion pins*) para a análise da erosão marginal durante a estação chuvosa de 2013-2014 no rio Claro. Os pinos foram instalados nas margens côncavas dos mesmos meandros da análise faciológica. Foram perfilados em seções equidistantes verticalmente e horizontalmente. A fixação dos pinos ao longo das margens teve como critério a ampla distribuição nas curvas côncavas, os diferentes materiais constituintes e a condição da vegetação ripária, apresentado um segmento de mata conversada e outro com mata ausente para ambas as curvas. De modo horizontal, os pinos foram dispostos a abranger toda a margem da curva, com equidistância aproximada de 60m. Verticalmente, foram dispostos na margem em três posições: a inferior, correspondente ao nível da lamina d'água do período de vazante, a média altura e a superior, próximo ao topo da margem. No total foram usados 21 pinos na curva do primeiro trecho, distribuídos em 7 seções; e, na curva do segundo

trecho, a montante do primeiro, foram usados um total de 15 pinos ao longo de 5 seções verticais.

Para se conhecer a taxa da erosão nas margens, foram feitas medições antes do período chuvoso em 2013, e após o período caudaloso em 2014, que se encerra aproximadamente no mês de Abril.

As taxas de erosão lateral foram interpoladas pelo método do tipo Vizinho Natural (equação 1), acoplados a um SIG (Sistema de Informação Geográfica), possibilitando espacializar as taxas encontradas e a relação entre o total de erosão na curva em função da migração.

$$Z = \sum_{i=l}^n w_i Z_i$$

Onde:

- . Z representa o valor interpolado para o nó de um “Grid”;
- . Z_i representa os valores das amostras vizinho ao nó; e,
- . W_i representa o peso obtido em função do tipo de método de interpolação.

Para verificar a magnitude da erosão marginal para esta estação chuvosa (2013-2014) foi necessário contextualizar sob qual condição fluviométrica de cota e vazão ocorreram as erosões no rio Claro.

A estação utilizada para conhecimento da descarga fluvial do rio Claro foi definida pela maior quantidade de registros anuais, proximidade com as curvas meândricas onde estão alocados os pinos e pela maior área de drenagem, uma vez que as áreas em estudo estão localizadas no baixo curso do rio Claro. Os registros das descargas fluviais consideradas são da estação de Montes Claros de Goiás (Código ANA -24950000), localizada na latitude 431975 e longitude 8278275, com área de drenagem de 10.100 km², cerca de 18 km a jusante do primeiro trecho (Figura 5). A estação apresenta registros desde 1972. No entanto, apresenta várias falhas nos registros, chegando-se a anos sem informação. Devido a isso, optou-se por avaliar o regime do rio Claro a partir do ano de 1999 até abril de 2014, perfazendo 15 anos, pois os dados apresentam boa continuidade de registros, com exceção de algumas falhas mensais. Deste modo, correlacionou as vazões máximas diárias de cada mês entre 1999 a 2013 (Código ANA -24950000) com as precipitações máximas diárias para os meses de 1999 a 2014 (Código ANA

-1551001), e com as cotas máximas diárias do mesmo período (Código ANA -24950000) (Tabela 2).

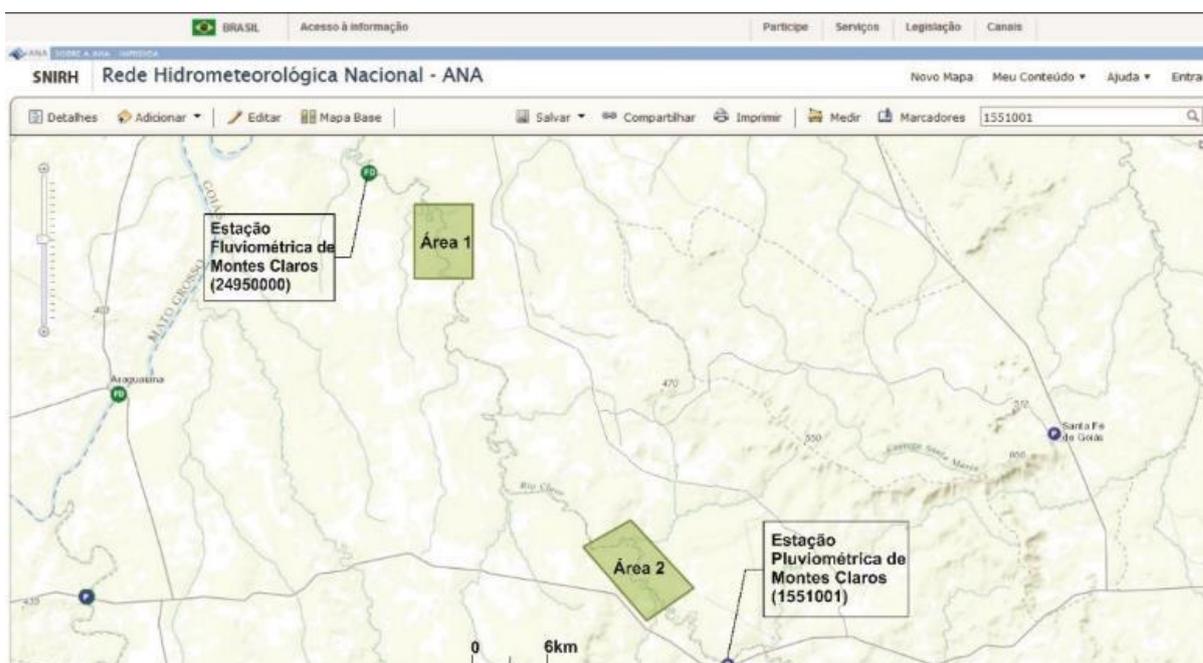


Figura 5 - Localização da estação Fluviométrica e Pluviométrica de Montes Claros de Goiás em relação aos trechos 1 e 2 (Área 1 e 2). Fonte: ANA (2014)

Tabela 2 - Estações utilizadas para correlação entre precipitações, vazões e cotas do nível d'água

Estação Pluviométrica	Período	Município	Altitude	Código
Montes Claros de Goiás	1999-2014	Montes Claros de Goiás	400	1551001
Estação Fluviométrica	Período	Município	Altitude	Código
Montes Claros de Goiás	1999-2014	Montes Claros de Goiás	512	24950000

Fonte: ANA (2014) INMET (2014)

O reconhecimento das cheias anuais foram feitas valendo-se de uma metodologia regional de análise de frequência das vazões diárias máximas anuais, registradas nos postos fluviométricos localizados no rio Claro, Montes Claros e Ivolândia (24900000). Deste modo buscou-se conhecer uma cheia de referência (*Index-Flood Method*) para compreensão da magnitude da cheia de 2013-2014 em relação a média das cheias de referência dos últimos 41 anos. Essa análise tem a intenção de qualificar a erosão marginal do período avaliado. Por exemplo, ao observar que os processos ocorreram durante um período onde a vazão e cota do rio foram menores que a média máxima, ou ao contrário, se deram durante um intenso evento de cheia do rio Claro, ou até mesmo condizem com a média histórica das máximas.

Na metodologia de regionalização, as amostras foram referidas a um período base comum. Para a obtenção desse período de base comum, procurou-se proceder ao preenchimento de falhas das amostras de vazões máximas anuais, pois estas estações possuem períodos de

dados distintos e ao longo das referidas séries existem diversas falhas. Porém, alguns autores, como Hosking e Wallis (1997), defendem que, se as séries são homogêneas e representativas da variável em análise, não é necessário o uso de períodos comuns. Deste modo foram usados os dados que marcam o registro de ambas estações, gerando uma série de vazões de 41 anos, contemplando o período de 1972 a 2013, entretanto, seria desejável estender ao máximo as séries históricas.

Considerou importante saber o comportamento geotécnico dos depósitos constituintes das margens sob a elevação do nível da água ou mesmo inundações durante as estações caudalosas (Out-Abr). Conhecendo o comportamento dos depósitos marginais é possível correlacionar e qualificar aos dados de erosão marginal obtidos através das seções dos pinos. Optou-se por realizar ensaios de desagregação nas amostras constituintes das margens côncavas dos meandros analisados.

Este ensaio é baseado nos experimentos de Holmgren e Flanagan (1977), ao correlacionar os resultados deste ao ensaio de Inderbitzen. O procedimento foi adaptado por Santos (1997) para identificação da desagregação e caracterização geotécnica de amostras pedológicas em ambiente de Cerrado.

Os ensaios de desagregação consistiram na inserção de amostras dos depósitos marginais em um recipiente sob elevação do nível da água, tomando nota das reações ocorridas com as amostras ao processo de submersão. As amostras foram colhidas em caixas de 14cm³ obtendo-se material indeformado (Figura 6), próximos dos locais onde foram fixados os pinos. Os setores das margens que não apresentaram ensaio não obtiveram agregação suficiente para serem levadas ao laboratório de maneira indeformada.

As amostras foram colocadas sobre uma superfície porosa, ao qual possibilita a ascensão da água desde a sua base. O nível d'água foi mantido na base das amostras durante 15 minutos, a seguir o nível d'água era elevada em 1/3, depois 2/3 em intervalos iguais de 15 minutos, até a submersão total das amostras (Figura 6), ficando a última observação definida em 24 horas.

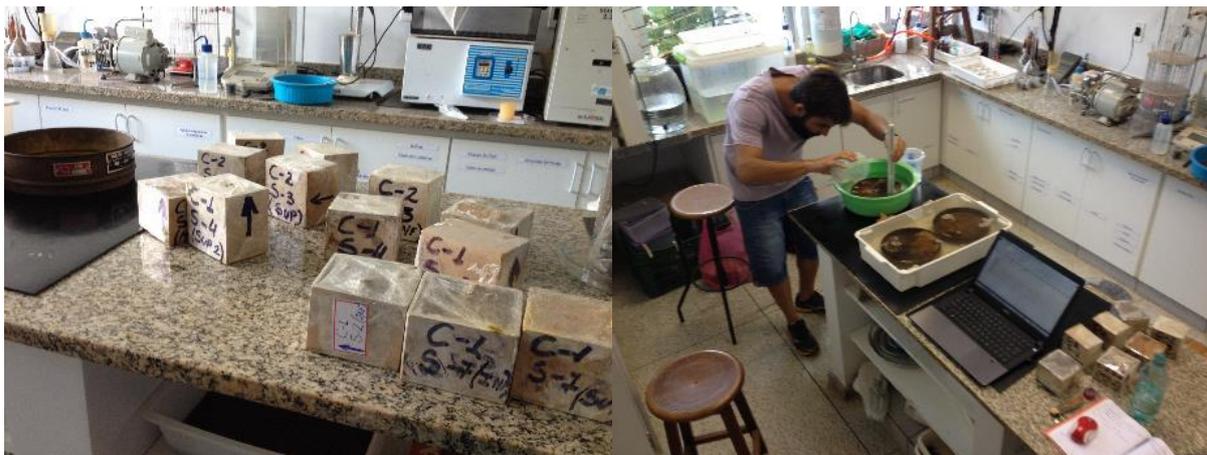


Figura 6 - Amostras dos materiais das margens condicionadas em caixas vedadas e posterior realização do ensaio de submersão do nível d'água. (Márcio Zancopé, Dezembro de 2014).

Após cada etapa da elevação do nível da água e posterior observação em 24 horas, registrou o comportamento das amostras em 4 tipos de desagregação. Holmgren e Flanaga (1977), após realização de uma série de ensaios de desagregação, classificaram os tipos de reação à inundação em:

Sem Resposta (SR): quando a amostra mantém a sua forma e tamanho originais;

Dispersão (Ds): as paredes tornam-se difusas ao formar uma “nuvem” coloidal que cresce à medida que a amostra é dissolvida. De acordo com Holmgren e Flanaga (1977) este processo está associado as maiores pressões de expansão, suficientes para provocar a separação entre partículas individuais.

Faturamento (Fr): quando a amostra deforma em fragmentos, mantendo-se as faces externas com a forma original. Segundo Santos (1997), o principal mecanismo atribuído ao processo é a expansão osmótica, ao ser maior a concentração de íons na face sólida em relação a solução ambiente. A água tende a mover-se para dentro do solos a fim de reduzir esta concentração, causando expansão, por consequência fraturamento (SANTOS, 1997);

Abatimento (*slumping*) (Ab): quando a amostra se desintegra formando uma pilha de material desestruturado. Os mecanismos primários causam a desintegração, como por exemplo, hidratação e desaeração que atuam gerando pressões positivas que desagregam o solo

3. Área de estudo

3.1. Bacia Hidrográfica

O objeto de estudo desta dissertação é o canal fluvial meandrante, do qual têm dinâmica de migrar lateralmente a partir do processo chave de erosão marginal (*bank erosion*). Esta dinâmica é, portanto, observada no baixo curso do principal canal fluvial da bacia hidrográfica do rio Claro. Neste setor o padrão do seu canal é meandrante e divaga atualmente sob extensa planície fluvial, do qual limita-se com a planície do rio Araguaia no encontro de suas águas. O rio Claro é tributário do rio Araguaia, importante Sistema Fluvial desenvolvido totalmente em território nacional, o qual limita-se a Sul com o Sistema Fluvial do rio Paraguai, a Leste com o do rio São Francisco, Oeste com o do rio Amazonas e desemboca a Norte no Oceano Atlântico.

O rio Araguaia drena uma área de aproximadamente 385.060 km² (ANA, 2009), e tem suas nascentes entre os estados de Goiás e Mato Grosso, em altitude aproximada de 850 m. Seu curso médio é tipicamente um rio de planície, percorrendo cerca de 2.000 km na cota de 90m. Sua bacia hidrográfica possui configuração alongada, com sentido Sul–Norte, seguindo a direção predominante dos cursos d’água principais.

A bacia do rio Araguaia é reconhecidamente rica em diversidade ecológica por apresentar características biofísicas que proporcionam desenvolvimento biológico singular na maior área úmida (*wetlands*) do Bioma Cerrado. A característica de apresentar em seu curso médio ampla planície fluvial, representa a condicionante ao desenvolvimento de biodiversidade abundante, inerente a cultura social desenvolvida ao largo dos seus principais rios. Um dos seus grandes atrativos é a abundância de espécimes de peixes. Segundo Coutinho e Coutinho (1979), por exemplo, a ictiofauna da bacia dos rios Araguaia e Tocantins apresenta 80% de semelhança com a fauna da Bacia Amazônica. As planícies aluviais do médio Araguaia propiciam um aumento na complexidade da comunidade ictífica, à medida que estes ambientes são controlados pelas mudanças que o canal fluvial desenvolve. Estes ambientes marginais, por exemplo, são considerados como as áreas de desova de espécies de peixes migratórias, principalmente as de grande distância (Jaú e Piramutaba) (COUTINHO e COUTINHO, 1979).

Como importante tributário, a bacia hidrográfica do rio Claro está incluída no denominado Alto Araguaia, segundo a classificação do Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica dos Rios Tocantins-Araguaia – PERH (ANA, 2009), que também inclui o rios Garças, Caiapó, Piranhas, dentre outros (Figura 7).

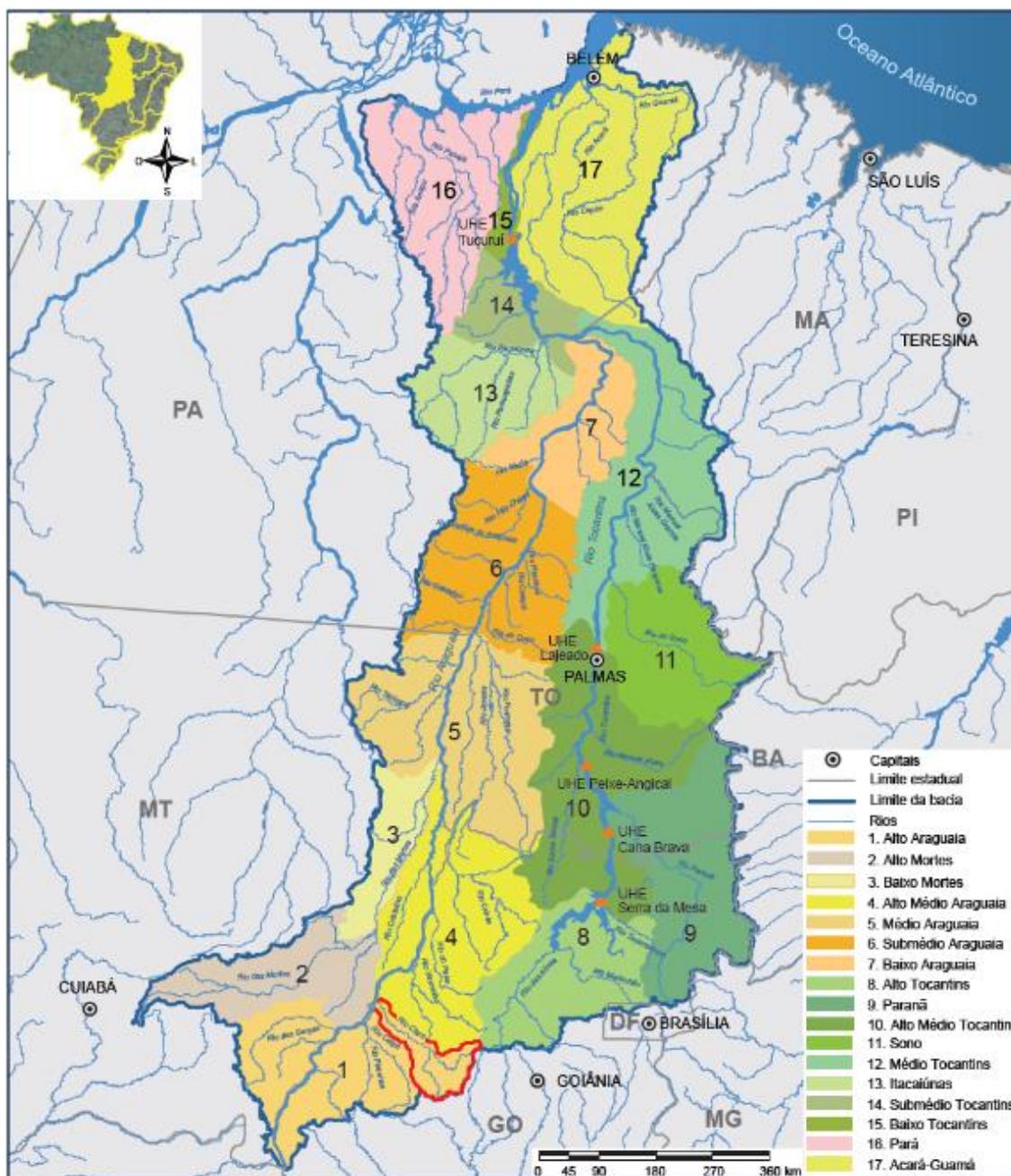


Figura 7 -Unidades de Planejamento da Região Hidrográfica do Rio Araguaia, evidenciando, em vermelho, a localização dos divisores da Bacia Hidrográfica do Rio Claro como parte do setor da Alta Bacia do Rio Araguaia em vermelho.

Fonte: Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica dos Rios Tocantins-Araguaia (ANA, 2009)

A bacia hidrográfica do rio Claro está localizada no estado de Goiás, no quadrilátero formado pelas coordenadas geográficas aproximadas de latitudes sul, $15^{\circ}26'$ e $17^{\circ}02'$ e longitudes oeste, $51^{\circ}43'$ e $50^{\circ}02'$ (Figura 8). Seu sistema fluvial drena área aproximada de 125.605 km². Têm suas principais nascentes no Planalto Sedimentar da porção setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná e no Rebordo Metassedimentar de Sudeste da Serra Dourada. Seu canal percorre trajeto, até sua foz no rio Araguaia, de cerca 346,8 km. Ao longo da sua bacia, apresenta típicas características morfoclimáticas do Bioma Cerrado (AB'SABER, 1977). Seus

principais afluentes são os rios Farturas e dos Pilões.

Sua bacia está inserida na porção Meso-Oeste do estado de Goiás. Abrange, total ou parcialmente, terrenos dos municípios de Jussara, Montes Claros de Goiás, Diorama, Fazenda Nova, Novo Brasil, Jaupaci, Iporá, Israelândia, Córrego do Ouro, Sanclerlândia, Adelândia, Mossâmedes, Buriti de Goiás, Amarinópolis, Ivolândia, Moiporá, São Luís de Montes Belos, Cachoeira de Goiás, Aurilândia, Firminópolis, Paraúna e São João da Paraúna, todos no estado de Goiás. A pecuária figura como principal atividade econômica, seguido da cultura da soja (FARIA, 2006).

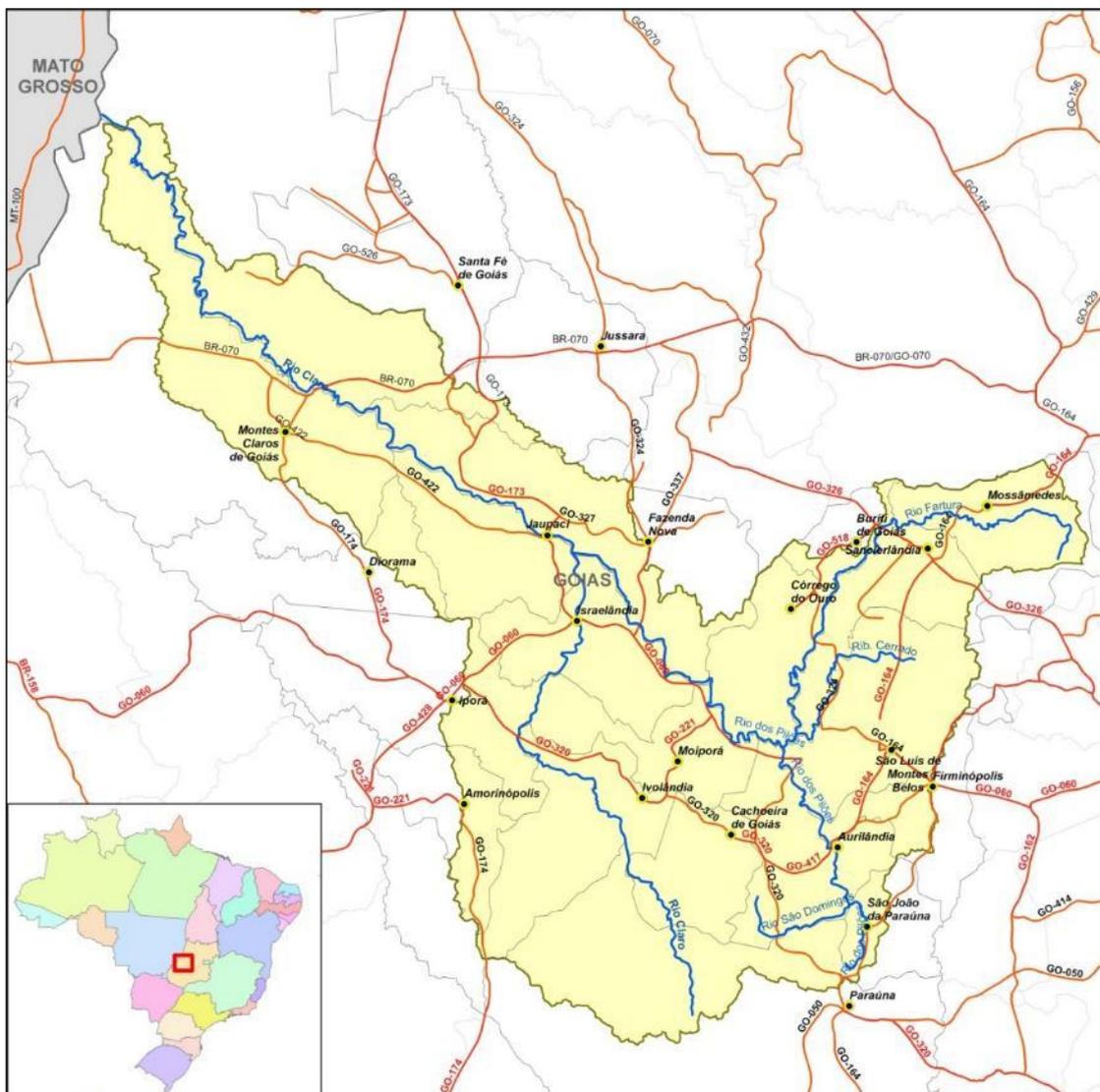


Figura 8 - Localização e Acessos à bacia hidrográfica do rio Claro
Fonte: DNIT (2002)

Os principais afluentes do rio Claro são, de jusante para montante: ribeirão da Estaca, ribeirão Matrinxã, córrego Cachoeirinha, córrego Salombrona, ribeirão Porções, ribeirão do Mutum, córrego do Guarda-Mor, ribeirão Santa Marta, córrego do Lajeado, ribeirão Tapera,

ribeirão do Cervo e ribeirão do Desengano, pela margem esquerda; e córrego Barreirão, ribeirão Indaiá, ribeirão Impertinente, rio Pilões, ribeirão do Brumado, córrego do Esmeril, rio Santo Antônio, córrego das Três Barras e ribeirão do Roncador, pela margem direita. O rio Pilões recebe esta denominação após a confluência do rio São Domingos com o rio Fartura, cujo principal afluente é o ribeirão do Cerrado.

A bacia do rio Claro assenta-se sobre terrenos com altitudes entre 250 m e 1000 m (Figura 20). Cerca de 60% da Bacia encontra-se em altitudes entre 450 m e 1000 m, e cerca de 40% está entre cotas de 250 m e 450 m. Os tributários de cabeceira (ribeirão Desengano, córrego dos Macacos e córrego Quebrado) apresentam elevações entre 550 e 800m. A junção destes afluentes dá origem ao rio Claro, o qual inicia o seu percurso em cotas que variam de 600 m a 550 m e sua foz no rio Araguaia com cotas altimétricas quem perfazem 250m. Assim o desnível do rio Claro pode chegar a 350 m, entretanto, a maior parte do curso do rio Claro se dá entre as elevações de 400 m e 250 m, cujo desnível é 150 m

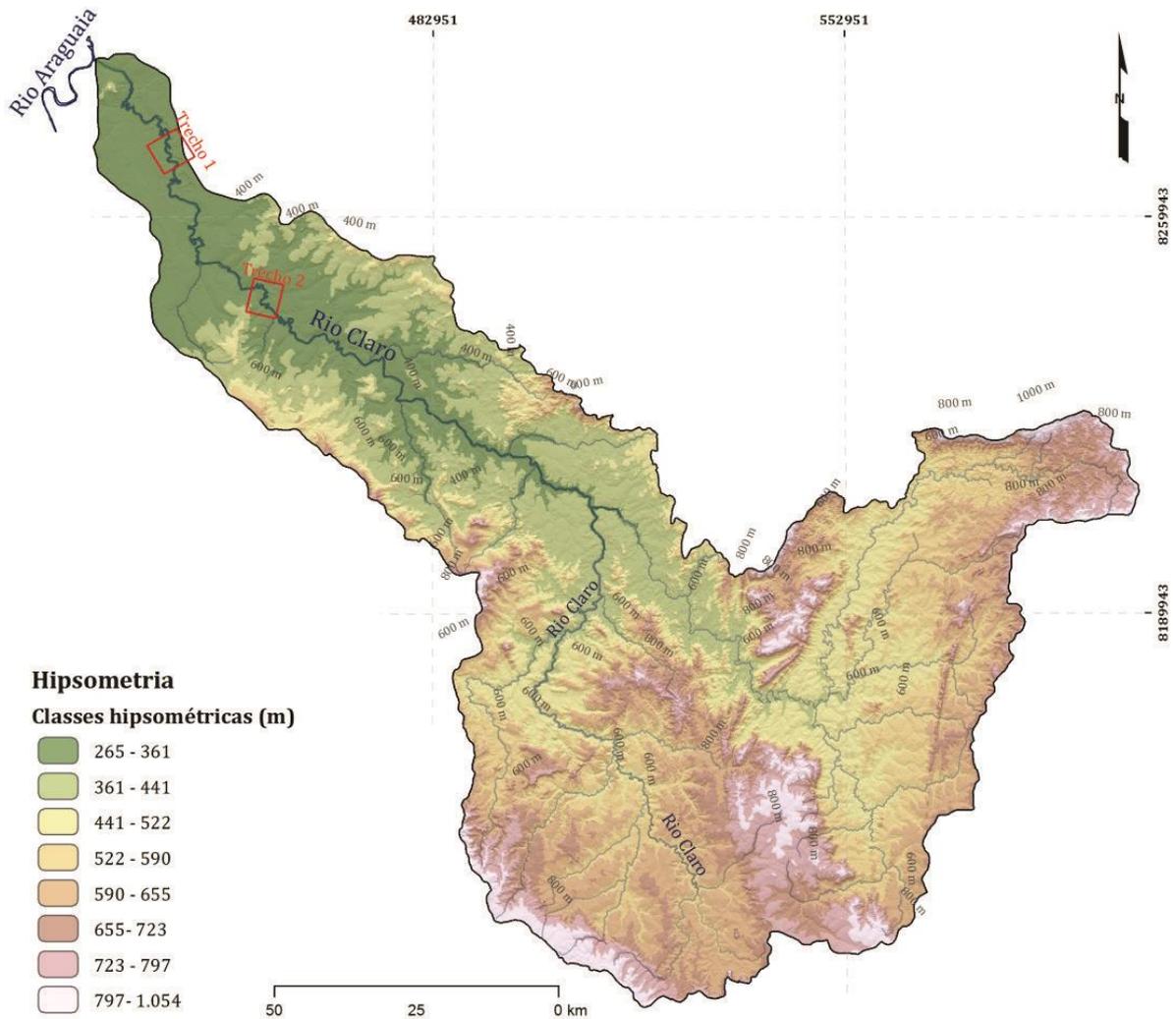


Figura 9 – Mapa Hipsométrico da bacia hidrográfica do rio Claro. Destaque para os trechos 1 e 2 na baixa bacia.

As referências geográficas mais marcantes na definição dos divisores de água da bacia do rio Claro são a Serra das Divisões ao longo da porção sudeste da bacia, as Serras Salobrinha e da Garrucha a oeste, e as Serras Dourada e do Impertinente ao norte.

Considerando que os aspectos físicos de uma bacia constituem elementos de grande importância na avaliação do seu comportamento fluvial, uma vez que auxiliam na interpretação dos resultados analíticos, elenca-se por fim as características morfométricas da bacia do rio Claro, desde suas nascentes até sua foz no rio Araguaia:

- Área de drenagem (A_D)..... 10.276 km²;
- Perímetro da bacia.....704 km;
- Comprimento aproximado do curso d'água principal.....350 km;
- Declividade média equivalente do talvegue (S_i) 0,35 m/km;

- Coeficiente de compacidade (K_C).....1,95;
- Fator de forma (K_F).....0,08;

Segundo as informações de Nimer (1979), a região onde a bacia do rio Claro se insere abrange isoietas de precipitação média total anual em torno de 1.750mm. Entretanto, essa precipitação não se distribui igualmente ao longo do ano. Seu regime é caracteristicamente tropical, com máxima no verão e mínima no inverno. Em quase toda região, mais de 70% do total de chuvas acumuladas durante o ano se precipita de outubro a março, sendo geralmente mais chuvoso, o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro.

Em contrapartida, o inverno é excessivamente seco. Nesta época do ano as chuvas são muito raras, havendo em média, geralmente, 4 a 5 dias de ocorrência deste fenômeno por mês. Ressalta-se ainda que não apenas o trimestre de inverno é seco, mas também o mês que antecede (maio) e o que sucede (setembro) são pouco chuvosos.

Analisando os dados provenientes das estações selecionadas da bacia do rio Claro (Tabela 3), pode-se concluir que:

- O valor de precipitação total média anual está em torno de 1560 mm.
- A transição para o período chuvoso ocorre nos meses de setembro e outubro, sendo que o último apresenta maiores valores de precipitação total mensal.
- O período chuvoso vai de outubro a março (Figura 9).
- O trimestre mais chuvoso na área é representado pelos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, com total médio de 826 mm, que equivale a cerca de 52,9% do total anual.
- A maior precipitação registrada na bacia, referente ao total mensal, corresponde a 806mm, na estação Iporá, em dezembro (Figura 10).
- Abril e Maio são os meses de transição para o período seco, sendo abril o mês mais chuvoso.
- O trimestre mais seco acontece nos meses de junho, julho e agosto, com total médio de 25,6 mm, que equivale a cerca de 1,7% do total anual (Figura 11)

- Os meses com maior ocorrência de eventos de precipitação são dezembro, janeiro e fevereiro, com média de 51 dias chuvosos. Aqueles com menor incidência pluviométrica são junho, julho e agosto, com média de 3 dias (Figura 12).

Tabela 3 – Totais das médias mensais de Precipitação (mm) nas estações na bacia do rio Claro

Estação		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
01650000 Cachoeira de Goiás	Méd	274	217	226	85,8	29,7	9,2	3,2	12,1	44,2	121	191	273	1470
	Max	513	600	508	221	146	114	24,	41,7	136	375	373	551	-
	Min	106	66,0	73,0	9,7	0	0	0	0	0	0	25,5	46,8	88,0
01650001 Córrego do Ouro	Méd	313	204	250	95,9	25,0	10,3	4,5	10,0	38,9	122	201	303	1543
	Max	695	449	722	245	98,5	101	49,	65,3	144	347	449	548	-
	Min	120	27,5	87,6	11,6	0	0	0	0	0	0	55,4	87,7	-
01650002 Israelândia	Méd	327	227	221	97,7	26,8	11	2,6	11,7	41,9	120	206	305	1596
	Max	803	511	594	294	156	130	22,	80,2	124	293	396	777	-
	Min	103	60,5	30,7	17,0	0	0	0	0	0	28,7	66,3	101	-
01651001 Iporá	Méd	319	233	260	94,7	29,7	13,1	2,4	11,5	45,6	130	215	307	1629
	Max	551	560	512	237	173	201	21,	47,9	144	244	373	806	-
	Min	153	76,6	87,6	18,4	0	0	0	0	0	25,0	94,0	146	-

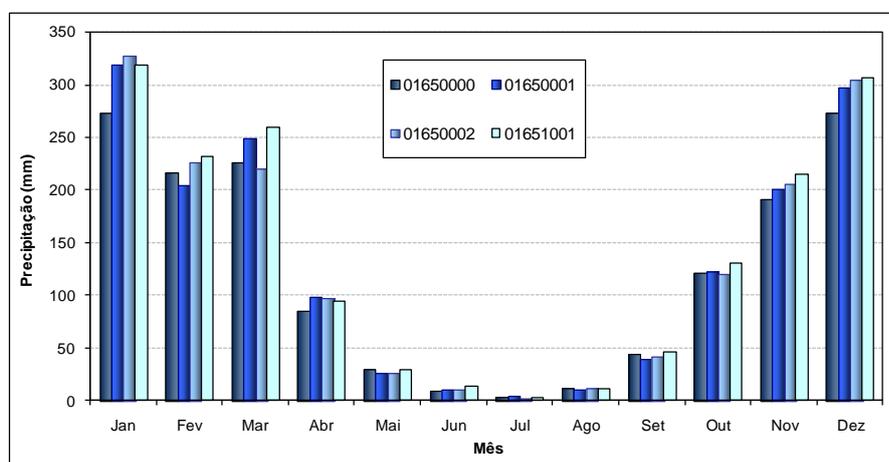


Figura 10 - Características Pluviométricas Médias Mensais da Bacia do Rio Claro

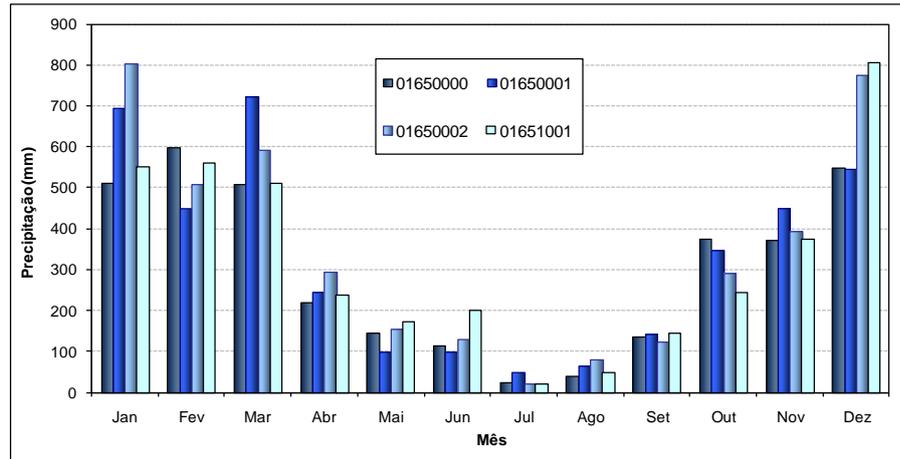


Figura 11 - Características Pluviométricas Máximas Mensais da Bacia do Rio Claro

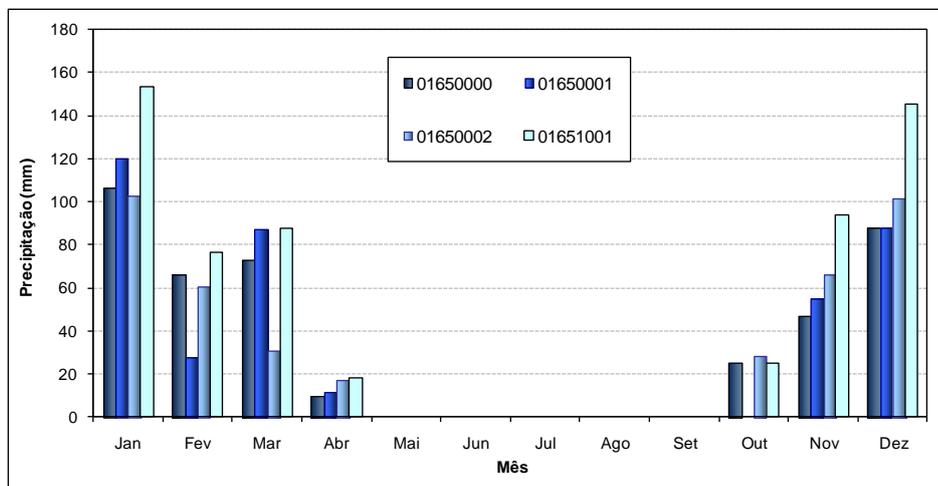


Figura 12 - Características Pluviométricas Mínimas Mensais da Bacia do Rio Claro

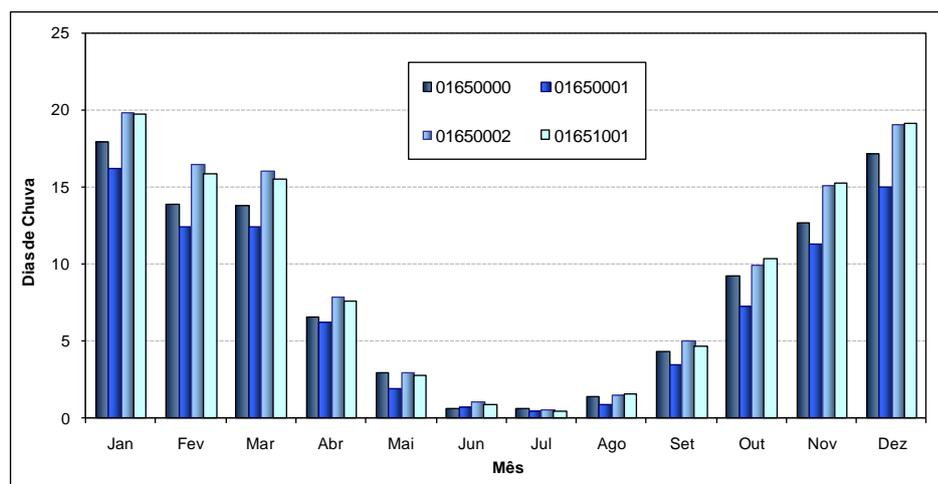


Figura 13 - Dias de Chuva na Bacia do Rio Claro

3.1.1. Geologia

O rio Claro é um dos grandes tributários pela margem direita do rio Araguaia. Sua bacia hidrográfica localiza-se na porção central da Província Tocantins e parte Sudeste no setor setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 13). A Província do Tocantins é uma região orogenética neoproterozóica formada pela convergência e encontro dos blocos continentais da Amazônia, São Francisco/Congo e cráton do Paranapanema ou Paraná, encoberto por rochas sedimentares ao qual constitui a Bacia Sedimentar do Paraná (VALERIANO *et al.*, 2004). A amalgamação desses blocos são partes do processo de aglutinação do antigo continente Gondwana Ocidental (BRITO-NEVES e CORDANI, 1991). Devido ao processo de convergência formou-se faixas de dobramentos, como o cinturão Brasília, cinturão Araguaia e cinturão Paraguai (Figura 8). A bacia hidrográfica do rio Claro apresenta expressivas formações rochosas oriundas do Domínio Goiano, na sua alta e média bacia, diante da qual exercem controles litoestruturais na paisagem deste setor, tanto ao influenciar o arranjo espacial das drenagens das sub bacias de contribuição, quanto nas formas do relevo dobrado, escarpado, dômico, etc.

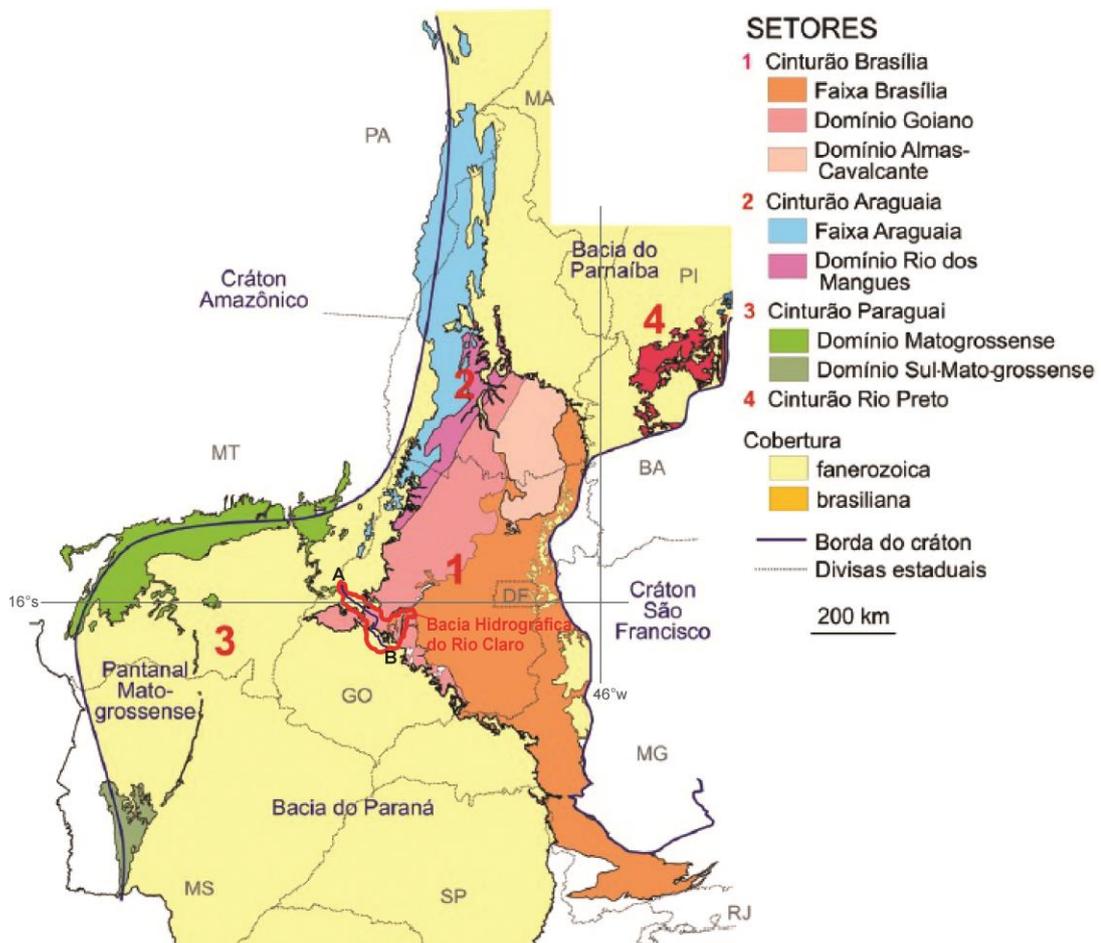


Figura 14 – Localização da bacia hidrográfica do rio Claro em relação aos setores e domínios da Província Tocantins e Bacia Sedimentar do Paraná. (HASUI, 2012)

As formações rochosas compreendem rochas cristalinas arqueanas, paleoproterozoicas e neoproterozoicas, rochas sedimentares paleozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná, rochas alcalinas intrusivas mesozoicas e depósitos sedimentares e detrito-lateríticos recentes (MOREIRA *et al.*, 2008).

Na área da bacia, as rochas arqueanas afloram em estrutura dômica à oeste da cidade Córrego do Ouro, e são caracterizadas por gnaisses bandados heterogêneos, com intercalações de bandas quartzo-feldspáticas e bandas mais máficas, ricas em anfibólio (Figura 14a). As rochas paleoproterozoicas estão associadas aos gnaisses arqueanos e ocorrem sustentando a Serra Dourada, no limite nordeste da bacia. Compreendem rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, incluindo quartzitos esverdeados com fuchsite, formação ferrífera bandada e xistos quartzosos (Figura 14b).



Figura 15 -(A) Gnaisses bandados arqueanos do Complexo Uv (UTM Fuso 23K 539.705L / 8.188.992N); (B) Quartzitos esverdeados paleoproterozoicos do Grupo Serra Dourada (UTM Fuso 23K 586.960L / 8.221.916N); (C) Gnaisses cinzas protomilonticos da Unidade de Ortognaisses do Oeste de Goiás (UTM Fuso 23K 567.848L / 8.186.891N); (D) Granada-mica xistos neoproterozoicos da Sequência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí (UTM Fuso 23K 568.324L / 8.170.798N). (Vinícius Tieppo Meira, Fevereiro de 2015)

Dentre as rochas neoproterozoicas, destacam-se ortognaisses, unidades metavulcanossedimentares e plutons graníticos. Os ortognaisses são caracterizados por rochas bandadas homogêneas de coloração cinza e composições tonalíticas a granodioríticas, frequentemente protomilonitizados (Figura 14c). As unidades metavulcanossedimentares possuem baixo grau metamórfico e incluem quartzitos micáceos, granada-mica xistos (Figura 14d) e rochas metavulcânicas, variavelmente deformadas. Os plútons graníticos são intrusivos nas unidades ortognaissicas e metavulcanossedimentares e possuem deformação incipiente.

As rochas paleozoicas da Bacia do Paraná ocorrem nos extremos noroeste e sul da bacia, com predominância das formações Furnas e Aquidauana nas porções noroeste e sul, respectivamente.

A Formação Furnas ocorre como pequenas escarpas de arenitos médios com estratificação cruzada, próximo ao curso do baixo Rio Claro (Figura 15a).

Por outro lado, as rochas da Formação Aquidauana sustentam platôs e morros testemunhos na porção da Alta Bacia (Figura 15b). Matacões e blocos de rochas máficas e ultramáficas maciças de granulação grossa representam os afloramentos das rochas intrusivas alcalinas de idade Cretácea (Figura 15c). Já os depósitos recentes incluem terraços fluviais, principalmente no leito do rio Claro (Figura 15d), depósitos aluvionares da Formação Araguaia no baixo Rio Claro e coberturas detrito-lateríticas ferruginosas associadas principalmente às seqüências metavulcanossedimentares neoproterozoicas.

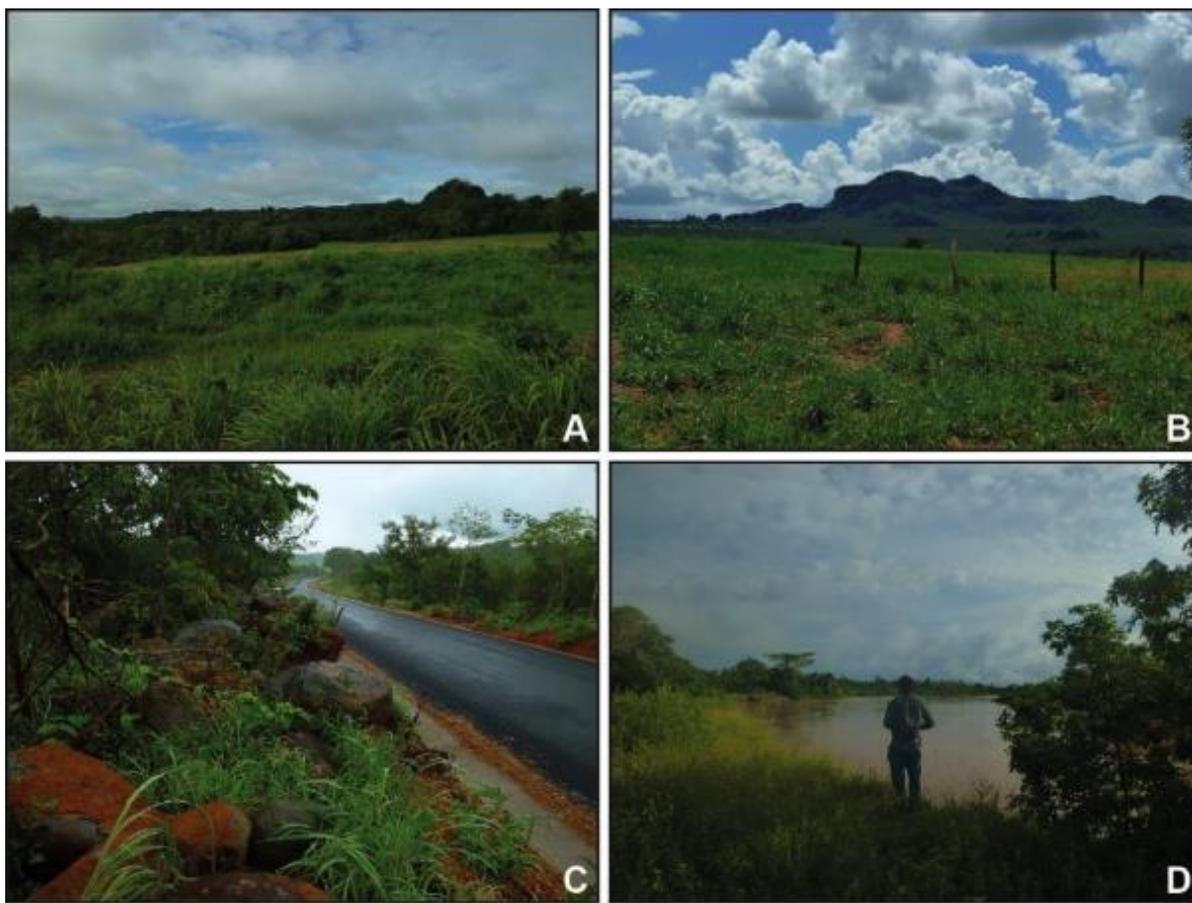


Figura 16 - (A) Pequenas encostas sustentadas por arenitos médios da Formação Furnas (UTM Fuso 23K 454204L 8246310N); (B) Morros testemunhos constituídos por arenitos, pelitos e diamictitos da Formação Aquidauana (UTM Fuso 23K 512065L 8160953N); (C) Matacões e blocos de rochas máficas e ultramáficas maciças de intrusões alcalinas cretáceas (UTM Fuso 23K 487875L 8216344N); (D) Terraços constituídos por depósitos recentes no leito do baixo Rio Claro (UTM Fuso 23K 454204L 8246310N). (Vinícius Tieppo Meira, Fevereiro de 2015).

3.1.2. Geomorfologia

A Geomorfologia da bacia tem grande influência dos processos (neo)tectônicos, que culminaram por formações recentes na baixa bacia, sob o qual o rio Claro meandra, formando diversas morfologias fluviais. Na porção média e de Nordeste a Geomorfologia reproduz feições de relevo resultantes da exumação de estruturas dobradas no decorrer de vários ciclos tectônicos, refletidos por meio de diferentes estilos estruturais que explicam as particularidades do relevo. A tectônica representa um fator de grande influência no arranjo da drenagem. Na porção de Sudeste da alta bacia são drenadas áreas formadas por rochas sedimentares da Bacia Sedimentar do Paraná, sob o qual a unidade de planalto encontra-se fortemente arrasada, formando chapadões e largos interflúvios, apresentando formas ruiformes e morros bem arredondados (Figura 16).

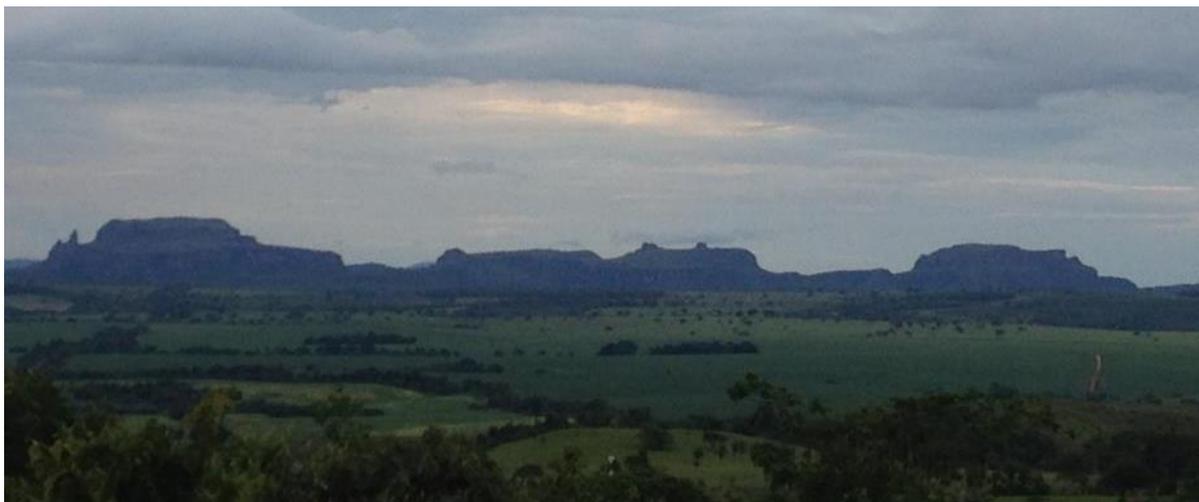


Figura 17 - Morraria ruiniforme na região do Planalto Setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná no Sudeste da bacia do rio Claro (Wallas Castro, Fevereiro de 2015).

Na bacia ocorrem formas de relevo classificadas como de dissecação (aguçadas, convexas e tabulares), formas erosivas (pediplanadas e de terraço fluvial), formas estruturais (domos, hogbacks e cristas) e formas de acumulação (inundáveis e de planície fluvial).

Observa-se que a bacia constitui um largo mosaico morfológico com estruturas que se diferenciam entre si, reflexos da dinâmica de processos intempéricos distintos, que atuam desde o início do atual período climático global (Inter glaciação). Este mosaico é detalhado por trabalhos que buscam apresentar uma classificação de unidades geomorfológicas capazes de ilustrar a Geomorfologia do território Goiano, em aproximações pioneiras como de Mamede e Nascimento (1981), Mauro *et al.*, (1982) e Mamede *et al.* (1983), desdobrando-se em revisão apresentada por Nascimento (1991) e recentes publicações diante dos avanços em Sistemas de Informação Geográficas (SIG) (LATRUBESSE e CARVALHO, 2006; e CPRM, 2013). Com base no mapeamento geomorfológico elaborado por Latrubesse e Carvalho (2006) temos para a bacia hidrográfica do rio Claro 5 unidades geomorfológicas distintas, aos quais apresentam sub unidades (Figura 17).

A Zonas de Erosão Recuante (ZER) caracteriza-se como grandes reentrâncias que marcam a erosão das superfícies de aplainamento antigas a partir de um nível de base local, associado à rede de drenagem, desenvolvidos na porção sul sobre rochas sedimentares da bacia do Paraná (Figura 17). À medida que a ZER evolui, surge uma paisagem de morros e colinas residuais. As áreas constituídas por Morros e Colinas (MC) ocorre nas porções nordeste, central e oeste da bacia, sendo sustentadas por remanescentes de litologias mais resistentes à erosão, como os ortognaisses e os granitóides, testemunhas das antigas superfícies regionais de aplainamento à medida que estas evoluíram. Apresentam altitudes entre 660 a 760 m. Embora

esta unidade se encontra largamente distribuída por toda a bacia hidrográfica do rio Claro, foram identificadas concentrações de morros e colinas principalmente nos interflúvios da baixa bacia.

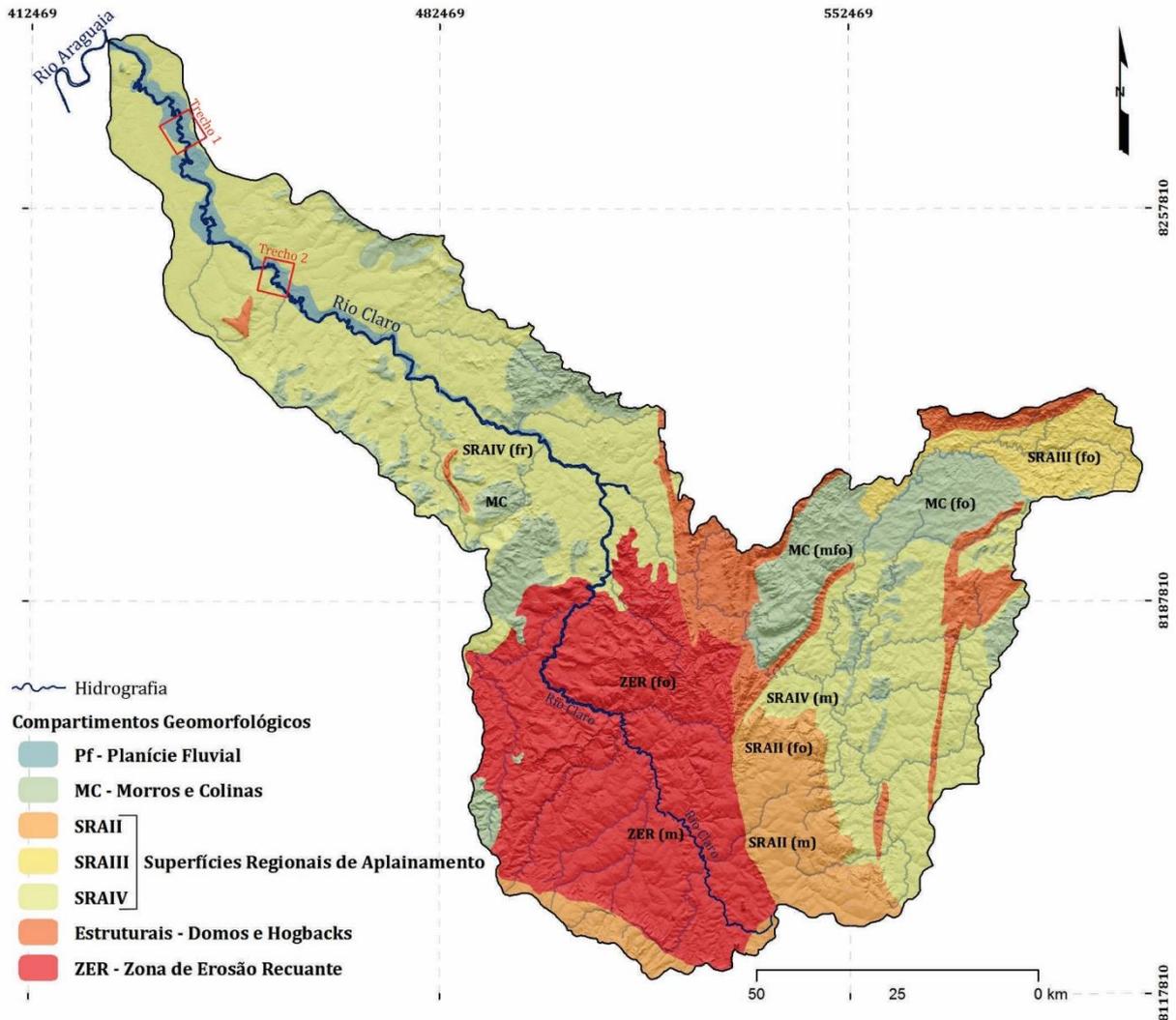


Figura 18 - Mapa das Unidades Geomorfológicas da Bacia Hidrográfica do Rio Claro. Fonte Latrubesse e Carvalho (2006)

As Superfícies Regionais de Aplainamento (SRA) são unidades denudacionais, geradas pelo aplainamento do terreno em um intervalo de cotas e este aplainamento ocorre relativamente independente dos controles regionais (litologias e estruturas) (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006). Apresentam subunidades como a SRAII, do qual apresenta relevo de chapadões tabuliformes desenvolvidos sobre rochas sedimentares na porção sul da área com altitudes entre 760 e 860 metros, cobrindo 1.048 km² da bacia, corresponde a 8,69%. A SRAIII se desenvolve sobre rochas do embasamento cristalino na porção nordeste da área, com altitudes entre 460 e 560 metros, fazendo contato com unidades de Morros e Colinas e cobre uma área de 396,88 km².

A SRAIV corresponde a 4.871 Km² representando cerca de 52% do total da área com altitudes entre 360 a 660 m. Apresenta morfologia e se desenvolveu sobre rochas das Formações Ponta Grossa e Furnas da Bacia Sedimentar do Paraná, situadas ao longo de vários setores da bacia hidrográfica. As planícies fluviais dos rios Araguaia e Claro estão associadas a SRAIV, com altitudes entre 260 e 360 m e declives de 0 a 3%.

No geral as Superfícies Regionais de Aplainamento (SRA) são amplas e suavizadas, o que favorece usos agropecuários, sobretudo relacionados a solos mais profundos e desenvolvidos. Juntas somam mais de 71% da área total da bacia, o que pode ser considerado como padrão de relevo da bacia hidrográfica.

A classe Estruturais correspondem a uma série de morros, colinas e estruturas dômicas relacionados à tectônica de dobramento em rochas pré-cambrianas. As formas mais características são domos e *hogbacks* (Figura 18). Segundo Latrubesse e Carvalho (2006) as cristas de quartzito da Serra Dourada de Goiás, desenvolvidas sobre o Grupo Araxá, também se comportam como um sistema de *hogbacks*, mergulho geral entre 30 e 40° ao sul com variações para S-SW e S-SE. O mais característico destas geoformas são as associações de morros, colinas e cristas estruturais sobre rochas do Domínio Goiano ao longo da bacia hidrográfica. Nessa mesma categoria, porém de Estruturas Dobradas têm-se os Morros e as Colinas (MC), que se relacionam à tectônica de dobramentos pré-cambrianos.

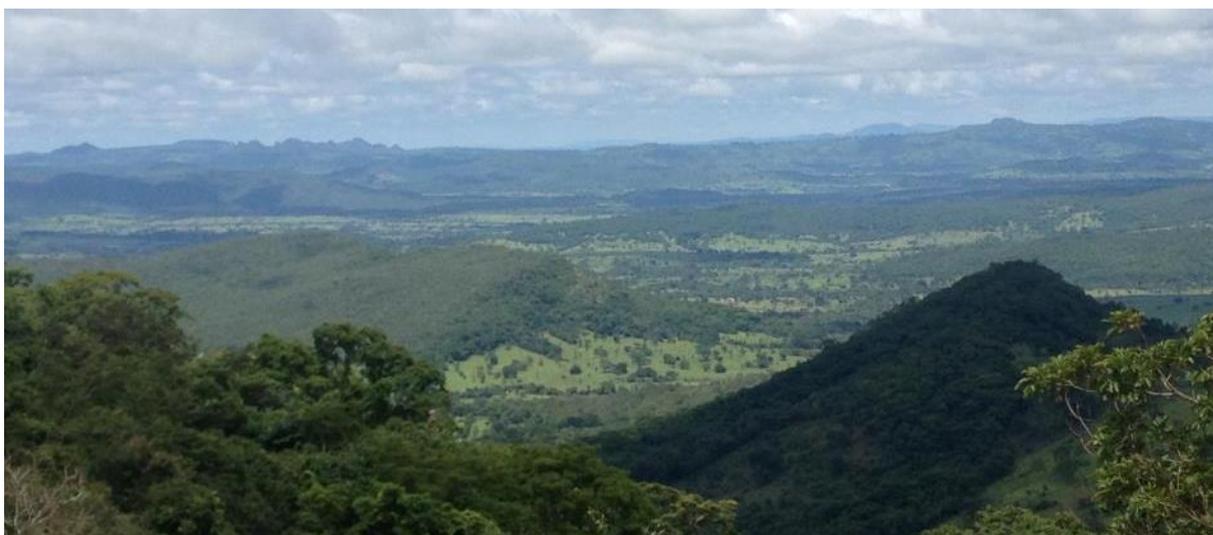


Figura 19 – Visada de Sudeste da bacia hidrográfica do rio Claro, próximo a cidade do Córrego do Ouro. Ao centro, no primeiro plano, observa-se a formação de *Hogbacks* em terrenos dobrados cobertos por vegetação primária, ao fundo, na linha do horizonte as feições tabulares e residuais da bacia do Paraná (Wallas Castro, Fevereiro de 2015).

Por fim, a Planície Fluvial e a Faixa Aluvial juntas cobrem pouco mais de 157 km² e representam 3,22% da área, com altitudes de 260 a 360 metros. Formam-se grandes extensões recobertas por cobertura detrítico-laterítica, em depósitos aluvionares e coluvionares pleistocênicos, além dos depósitos recentes (Figura 19). A individualização da unidade é dada pela regularidade das cotas altimétricas, pela magnitude da rede de drenagem comandada pelo rio Araguaia e por apresentar abundante e extensas feições de morfologias fluviais. Encontra-se, topograficamente, embutida nos Patamares do Interflúvio Araguaia-Tocantins cuja morfologia de contato evidencia maior grau de dissecação (domínio de formas convexizadas), que, aos poucos, em direção oeste, vai assumindo o domínio tabular, com reflexos de aplainamento, até a substituição progressiva das coberturas sedimentares relacionadas às deposições quaternárias. É nesta unidade geomorfológica que a presente pesquisa desenvolveu-se, em setores cuja a dinâmica dos processos de erosão e deposição dos meandros são ativos (trechos 1 e 2 na Figura 17).



Figura 20 - Processos deposicionais ativos no baixo curso do rio Claro formando barras laterais e depósitos de enxurradas recentes. (Wallas Castro, Fevereiro de 2015)

3.2. Perfil Longitudinal

O trajeto do rio Claro está assentado sob unidades geológicas de idades muito distintas: rochas cristalinas com alto grau de metamorfismo do Pré-Cambriano no alto curso, rochas

metassedimentares do neoproterozoico ao longo do percurso médio, além de rochas intrusivas, e coberturas sedimentares do fanerozoico na baixo curso do rio Claro (Figura 21).

Sob o cinturão orogênico o canal fluvial escoava sobre rochas Neoproterozoicas pertencentes ao Domínio Goiano e ígneas do início do Fanerozóico (unidades Np1γ1gn, Np2jp, Npy3snis, Jky - Figura 21). No baixo curso, o canal meandra sobre sedimentos aluvionares (unidade Q2a - Figura 21) de idade Cenozoica assentados sobre rochas sedimentares do Devoniano (unidade D1f - Figura 21). Conforme atesta Bartorelli (2012) a evolução da rede de drenagem da bacia do rio Araguaia, e conseqüentemente do rio Claro, foi implantada à época da elaboração do Pediplano Pliopleistocênico. Esta se adaptou a importantes lineamentos de direção norte-sul após o Cretáceo. Abatimentos tectônicos de idade mesozoica ou cenozoica associados a falhas normais foram responsáveis pelo preenchimento da planície aluvial do rio Araguaia e seus tributários por espessos pacotes de sedimentos pleistocênicos e holocênicos, drenados pelo canal principal do rio Araguaia e seus afluentes, como o rio Claro.

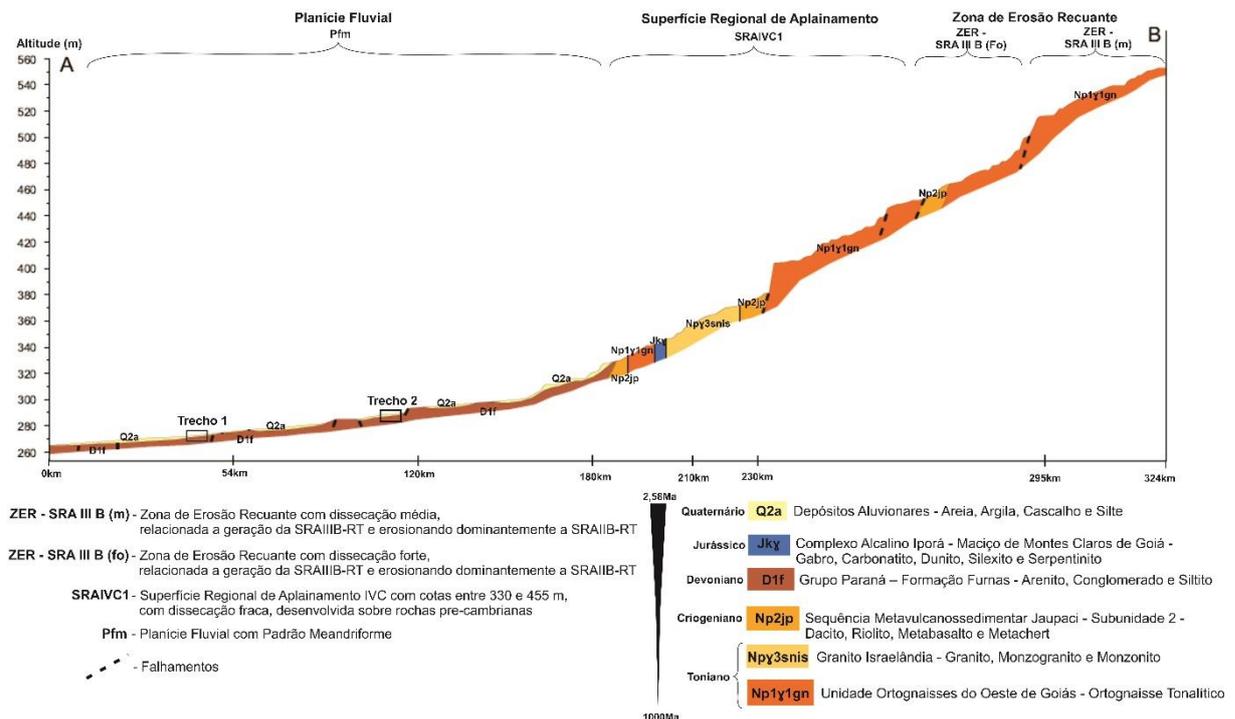


Figura 21 - Perfil longitudinal do rio Claro, contemplando as unidades litoestratigráficas, falhamentos principais de direção NE-SW e a compartimentação geomorfológica ao longo do curso principal. Destaque para a localização dos trechos 1 e 2 no baixo curso. Fonte: Geologia (MOREIRA et al., 2008) e Geomorfologia (LATRUBESSE; CARVALHO, 2006)

O perfil longitudinal do rio Claro atravessa três unidades geomorfológicas distintas (Figura 21). No alto curso drena a unidade Zona de Erosão Recuante (ZER) na qual as rochas metamórficas estão sendo fortemente entalhadas pelo canal fluvial. No médio curso, o canal modela a superfície de aplainamento regional SRAIV e no baixo curso os sedimentos

aluvionares da unidade Planície Fluvial (Pfm). É neste último compartimento (Pfm-Q2a) em que selecionou-se dois trechos para análise da migração lateral do canal em segmentos de cerca de 15km cada, entre os quais investigou-se os depósitos sedimentares e a erosão marginal que os atinge em duas curvas de cada trecho (Trechos 1 e 2 - Figura 21).

O baixo curso do rio Claro apresenta uma extensa planície fluvial alongada com características de deslocamento lateral recente do rio. A morfologia do canal configura-se na área como a base estrutural dos ambientes aquáticos da sua planície, produto da dinâmica que os meandros do rio produz, formando: meandros abandonados e/ou lagos de meandros (*oxbow lakes*), barras de meandros (*point bars*), diques marginais, bacia de inundação, paleomeandros e terraços fluviais (Figura 21). Baseado nos pressupostos tratados por Suguo e Bigarella (1979), Christofolletti (1981) e Nanson e Croke (1992), estas formas são consideradas da seguinte maneira:

- a) Os meandros abandonados (*oxbow lakes*) representam os trechos abandonados de curvas meândricas, em virtude dos processos de corte (*neck e chute cutoff*); são comuns em virtude dos processos migratórios das curvas meândricas, aumentando em decorrência do aumento da sinuosidade do canal (maior erosão e deposição). Os meandros abandonados são lentamente preenchidos por sedimentos, sofrendo inicialmente entulhamento rápido das pontas terminais, antes ligadas ao canal principal. Lagos de meandro apresentam-se similarmente aos meandros abandonadas, com particularidade adotada aqui em virtude da sua forma circular fazendo alusão a um lago.
- b) Barra de meandro, cordões marginais convexos e barras em pontal (*point bars*) é oriundo do material erodido na margem côncava de uma curva de meandro, a ser depositado na margem convexa imediatamente a jusante, considerando que a largura do canal permanece constante, pois reflete a intensidade erosiva e a regressão da margem côncava. A sedimentação nas barras resulta na formação de estratificações gradacionais característica e diagnóstica destas fácies.
- c) Diques marginais ou cristas são construídas por trabalho do canal fluvial acima da superfície da planície de inundação e adjacentes ao canal fluvial, geralmente contendo materiais grosseiros depositados quando nas fases de transbordamento das margens plenas;

- d) Bacias de inundação contém depósitos de transbordamento, com materiais mais finos acumulados nas águas represadas entre os diques marginais e as escarpas dos terraços mais elevados ou com as vertentes dos vale;
- e) Paleomeandros são os meandros a muito abandonados, pelo qual atualmente apresentam-se colmatados e/ou entulhados por sedimentos, não havendo lâmina d'água, onde a vegetação pioneira arbustiva/herbácea encontra-se em desenvolvimento.
- f) O Terraço Fluvial constitui o plano aproximadamente horizontal situados acima do curso de água atual. São antigas planícies de inundação que foram abandonadas, composta por material detrítico aluvial com estágio pedogênético mais avançado, cujas as estruturas sedimentares refletem os mecanismos e os processos deposicionais do leito fluvial.

4. Resultados

4.1. Migração dos Meandros

Recentes avanços teóricos e práticos em estudos sobre rios meandrantés demonstram a importância em avançar com as investigações sobre sua dinâmica e evolução (HOOKE *et al.*, 2011; SEMINARA e PITTALUGA, 2012; GÜNERALP *et al.*, 2012). Um grande salto para os diversos pesquisadores que se debruçam pesquisando sistemas fluviais é a consagração do Sistema de Informação Geográfica (SIG), usado largamente, em especial para verificação da migração que o canal apresenta ao longo do tempo e espaço (CONSTANTINE e DUNNE, 2008; HOOKE, 2008; OLLERO, 2010). Similarmente utilizou-se da ferramenta (SIG) para demonstrar a migração do canal do rio Claro.

Desde 1965 o baixo curso do rio Claro apresentou mudanças importantes no seu canal fluvial. A migração do rio mostrou-se ativa e por vezes intensa, demonstrando elevada mobilidade a partir da análise dos processos de migração dos seus meandros. A análise da migração dos meandros no intervalo de 47 anos permitiu identificar para o trecho 1 (Figura 21, pág. 42) doze curvas com processos de migração ativos (curvas 1a à 1l - Figura 22).

Nesse trecho foram identificados 11 processos de migração de meandros no intervalo de 1965 a 1988 e 14 processos entre 1988 e 2012, com predomínio, respectivamente, do processo de expansão do meandro, translação e encurtamento, e um processo de rotação na curva 1k. Os

primeiros processos foram os que ocorreram com maior frequência, com destaque para o processo de expansão, o qual indica o predomínio do processo erosivo das margens. A curva 1k se destaca pois a contínua expansão provoca uma situação de corte de meandro (*cutoff*) eminente. Caso isso ocorra, a curva 1l pode sofrer abandono e formar um lago de meandro (*oxbow lake*). Na curva 1l nota-se pouco deslocamento do meandro, no qual a expansão da curva 1k produziu o desenvolvimento de lóbulo na curva 1l com sentido para montante.

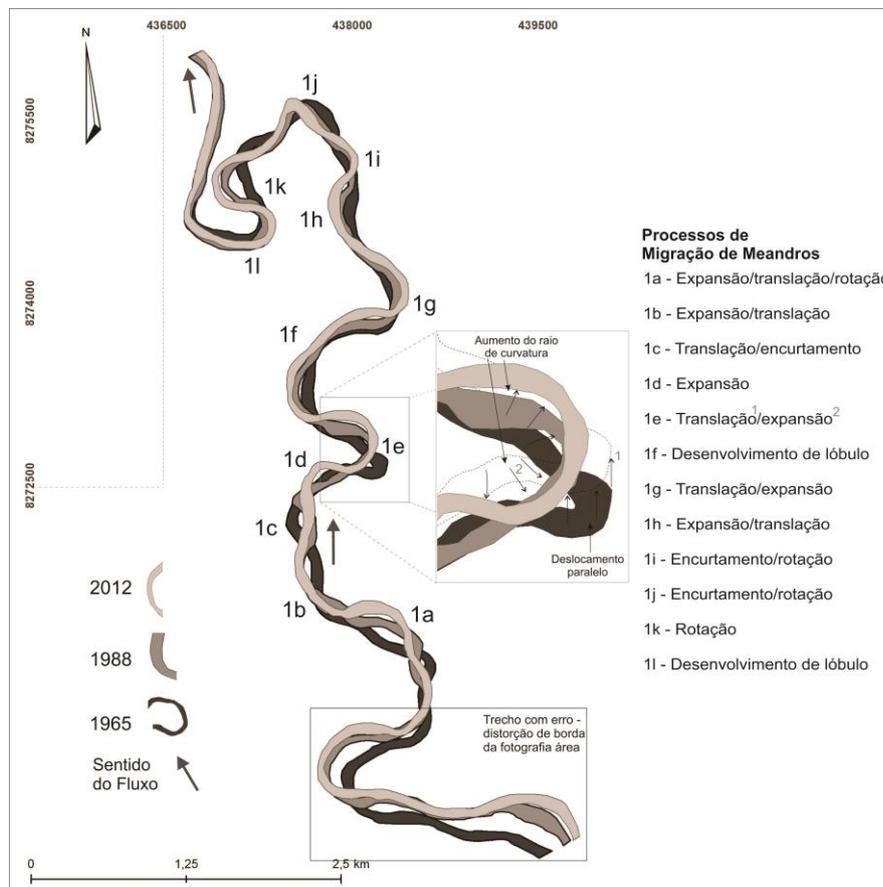


Figura 22- Processos de migração dos meandros no Trecho 1

No ano de 1988, nota-se o afastamento da curva 1e (Figura 22) do meandro abandonado, com concomitante encurtamento da curva a montante e expansão de jusante. O processo misto de expansão e rotação segue em curso até no ano de 2012. A análise demonstra a complexidade da dinâmica dos meandros face as condições naturais e/ou em virtude de mudanças antropogênicas no trecho ou na área de contribuição fluvial.

Na curva 1h da figura 23, registra-se meandro abandonado anterior a 1965. O processo de corte do meandro (*cutoff*), anteriormente ao período analisado em área marginal de mata

ciliar e de planície úmida conservada, demonstra pouca influência da vegetação ciliar na sua mitigação, especialmente os relacionados com corte do pedúnculo (*neck cutoff*). Entre os anos de 1965 a 2012 é observado na figura 23 a franca expansão da curva 1h em função do aumento seu raio de curvatura, tornando o trecho mais sinuoso. Neste caso a curva 1h aumenta a sua concavidade na margem direita, o que torna a ação erosiva nesta margem maior, tornando a expansão da curva contínua. Observa-se que a vegetação ciliar não demonstrou inibir o processo entre o período, persistindo a migração lateral.



Figura 23 – Processos de migração da curva 1h entre 1965 e 2012. As setas indicam o sentido do fluxo. Escala 1:6.000.

Houve, na curva 1k, ocorrência de erosão associada a rotação da curva (Figura 24). Contudo no trecho onde não apresentou vegetação em 1965 (tracejado em vermelho) não houve processo de migração para o sentido de montante, pelo contrário, o processo de rotação teve orientação contrária, seguindo rotacionando para jusante, onde a vegetação ripária manteve-se conservada durante o período. A ausência de vegetação das margens de montante da curva 1k não demonstrou influenciar a migração, a rotação da curva para jusante não pareceu sofrer impedimento da cobertura vegetal preservada do setor. Mesmo com o setor de planície vegetado, a rotação da curva é visível. Autores como Perucca *et al.* (2006) admitem o papel dos processos relacionados à migração dos meandros, como o seu corte (*cutoff*), na renovação de espécies arbustivas e arbóreas dos ambientes de planícies fluvial e isso pode ter ocorrido na curva 1k.



Figura 24 - Processo de migração da curva 1k entre 1965 e 2012. As setas representam o sentido do fluxo. Escala 1:6.000.

No trecho 2 (Figura 17, pág. 42), localizado a cerca de 50 km a montante do trecho 1, foram classificados processos de migração de meandros em 18 curvas (curvas 2a à 2r – Figura 25) para o período de 47 anos. Foram identificados 30 processos de migração de meandros, sendo que houve predomínio de mais de um processo por curva, o que é demonstrativo da complexidade da dinâmica do canal nesse trecho. A figura 25 ilustra a evolução na migração dos meandros no trecho 2, em que pode ser visto o adensamento dos processos de migração de canais no seu terço médio.

Nesse trecho, houve predomínio de curvas com aumento do raio de curvatura (expansão), induzindo ao aumento do índice de sinuosidade e posterior abandono de canal por corte do meandro (*cutoff*). Ressalta-se que o processo de migração que leva o meandro a expansão contínua, faz os meandros adjacentes unirem-se por meio do seu estrangulamento (HICKIN e NANSON, 1975; ZANCOPE, 2008). Corroborando os autores anteriores, a sequência de eventos entre os processos de migração demonstra o quanto os meandros estão interligados, conforme pode ser observado no aumento do raio de curvatura da curva 2i, resultando no encurtamento da curva adjacente, 2h.

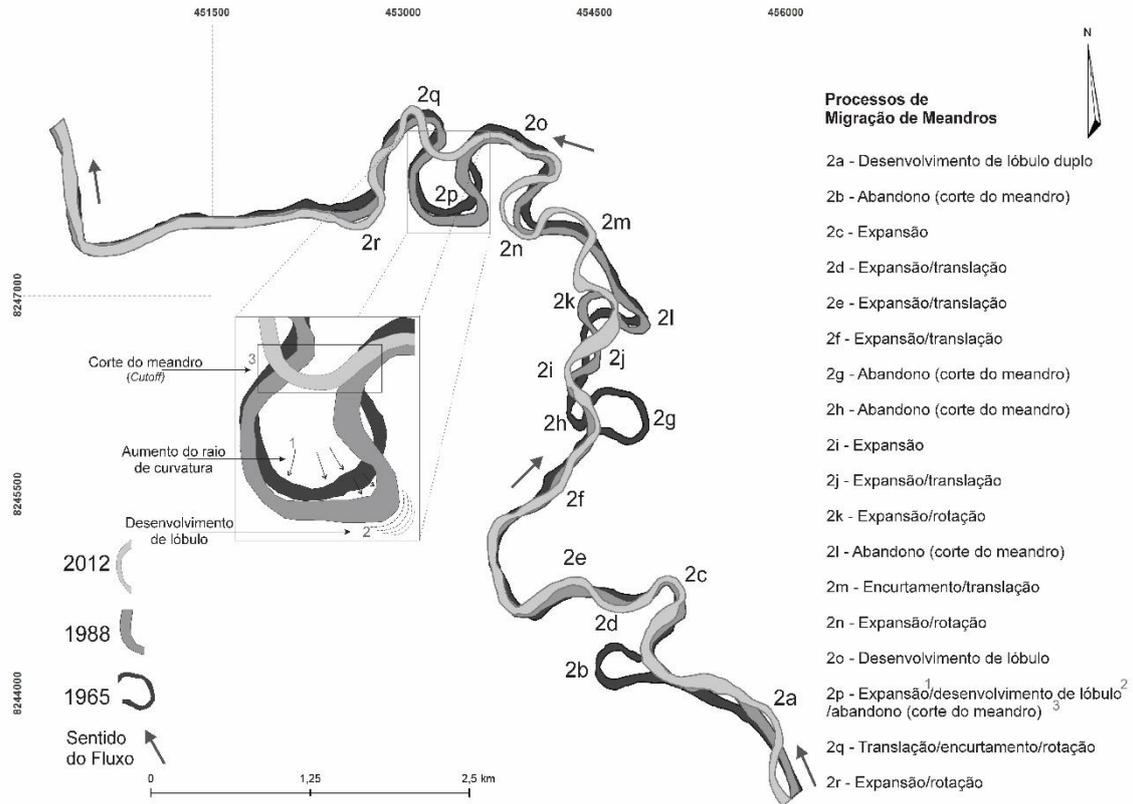


Figura 25– Processos de migração dos meandros no Trecho 2

Observou-se segmentos do canal em que não houve mobilidade significativa, como entre as curvas 2e e 2f. O terço inferior do trecho 2, a jusante da curva 2r, mostra evidência de controle litoestrutural em virtude da reduzida migração do canal e da retilinidade do segmento.

O trecho 2 apresentou formação de 5 lagos de meandros (*oxbow lakes*) em decorrência dos cortes de meandro (*cutoff*). A formação dos lagos associam-se a ambientes com alta biodiversidade na região. No sistema fluvial do rio Araguaia foram observados por Cantarelli e Alves (1999) a alta sensibilidade de lagos de meandros no seu médio curso. Os processos de corte de meandros são responsáveis pela geração de lagos. Semelhante ao que foi observado para o rio Claro, estudos conduzidos no rio Latrube na Austrália por Hillemacher *et al.* (2012) verificaram desenvolvimento de lagos formados por corte de meandro. Os autores sugerem a manutenção e reconstituição destes ambientes para aumento da atividade da fauna aquática, principalmente para reprodução da ictiofauna, após intervenções humanas alterarem o regime hídrico do canal.

Com destaque para a curva 2p (Figura 26), nota-se no primeiro período, de 1965 a 1988, o processo de migração do canal associado a expansão, conjuntamente com o desenvolvimento

de lóbulo. O desenvolvimento de lóbulo, juntamente com a rotação da curva a jusante (2q), permitiram o estreitamento de ambas as curvas, a ponto de se unirem por meio da ligação das curvas. Ao se juntarem ou devido ao transbordamento do canal, desenvolveu caminho entre as curvas estabelecendo a situação atual, com o abandono da curva 2p.

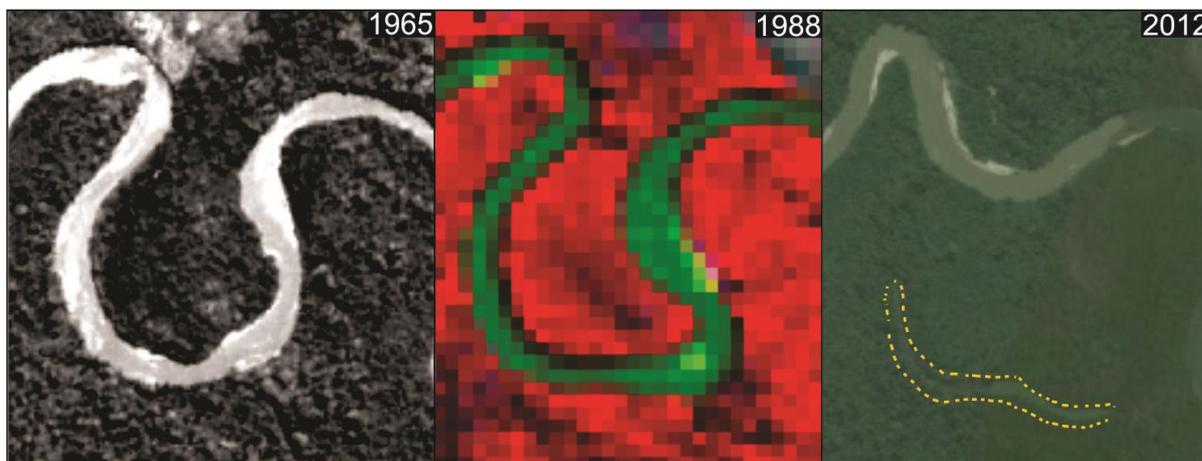


Figura 26 - Imagens das curvas 2p para os respectivos anos de estudo, cuja comparação possibilita identificar a migração do meandro com desenvolvimento de lóbulo (1988) e o abandono do canal por corte do meandro (*cutoff*) (2012).

Fato semelhante foi observado em outras curvas. Na figura 27, por exemplo, a curva 2b é abandonada após sofrer corte entre 1965 e 1988. Durante o período, os processos de migração das curvas adjacentes também apresentaram-se ativos, mesmo com a presença de vegetação ao longo das margens e no entorno da planície fluvial, mantendo a dinâmica do canal a ponto de abandonar a curva 2b. Alguns autores, como Schumm (1985), observaram o processo de abandono de meandros como sendo parte do ajuste intrínseco do sistema fluvial que se desenvolve ao longo do tempo, não sendo necessariamente o resultado de desequilíbrio no sistema. Perucca *et al* (2007) observaram que a vegetação pode de fato induzir maiores ou menores taxas de erosão marginal (*bank erosion*), influenciando assim a evolução temporal das curvas de meandros.

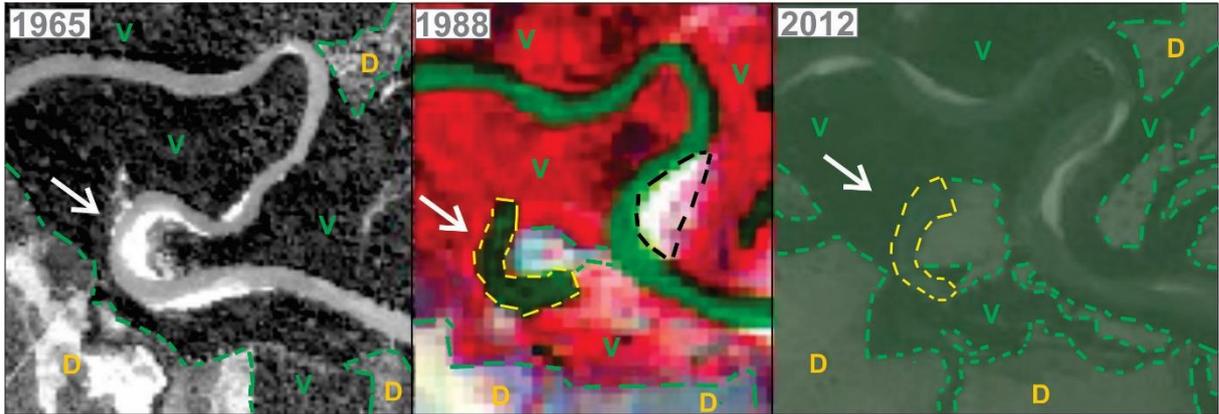


Figura 27 - Sucessão de migração da curva 2b (Seta) considerando a relação desmatamento de vegetação ripária. Escala 1:40.000. V = Vegetado; D = Desmatado

Ebisemiju (1994) aponta a relação das migrações rápidas com trechos tortuosos instáveis, especialmente nas curvas onde ocorre considerável erosão das margens. Contudo, seu estudo no rio Eleme na Nigéria indica a maior coesão das margens do canal fluvial diante da cobertura vegetal preservada.

A observação geral permitiu verificar o total dos processos de migração dos meandros para ambos os trechos delimitados, entre 1965 e 1988 e 1988 a 2012, são de 51 processos de migração. Conforme indicado no gráfico da figura 28, o número de curvas cujo raio de curvatura aumentou foi predominante entre os processos classificados para ambos os trechos. Isto é, o processo de erosão que precede a expansão e translação dos meandros, indicou ter intensa ocorrência na área estudada.

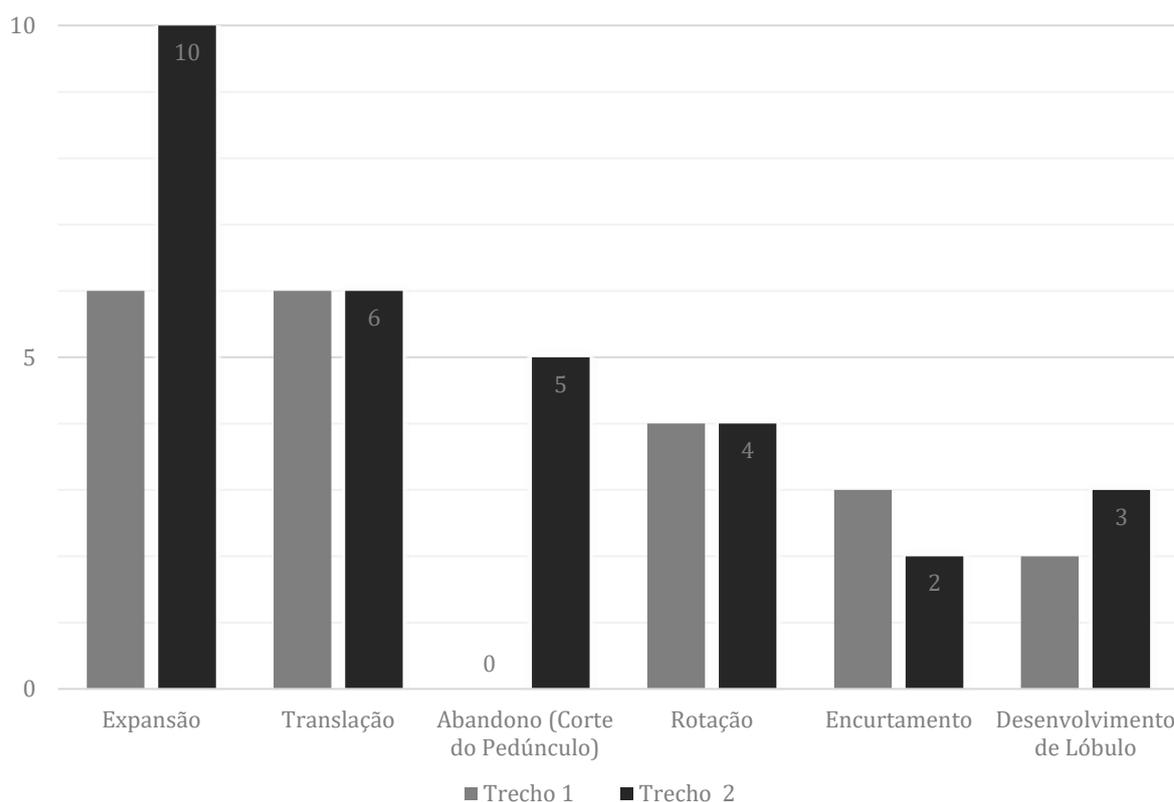


Figura 28 - Gráfico do total dos tipos de processos de migração dos meandros para os dois trechos de estudo - entre o período de 1965 a 1988 e 1988 a 2012

Diferente do trecho 1, no trecho 2 houve um alto número de abandono dos canais, como consequência, foram formados lagos de meandros e paleocanais de planície de inundação. A evolução morfológica do sistema fluvial meandrante demonstra o dinamismo do canal e a sua capacidade de migrar lateralmente orientado pelos processos de erosão e deposição. Autores como Ab'Saber (2000) aludia a migração dos meandros a resposta dos rios tropicais para vencer os setores de baixa declividade do seu perfil longitudinal, que inclui modificações radicais nas dinâmicas sedimentológica e hidrogeomorfológica.

Apesar de poucos trabalhos sugerirem as mudanças do canal terem relação com atividades antrópicas, os trabalhos existentes são alicerçados na visão de que mudanças autogênicas se referem a organização natural e são dotadas de umas das mais complexas estruturas de reprodução sobre modelo de padrão do sistema fluvial (HOOKE, 2008). Apesar da ampla distribuição geográfica das planícies fluviais, estas unidades da paisagem apresentam características de deposição e erosão comuns associadas a migrações de meandros, quando se compara a migração de canais fluviais de diferentes regiões hidrográficas.

4.2. Depósitos e Fácies Sedimentares

As formas marginais do baixo curso do rio Claro são produtos da dinâmica recente do seu canal fluvial. A planície fluvial do rio possui depósito sedimentar composto por material detrítico de fluxo misto, carregado por saltação e boa parte por suspensão, segundo as condições geológico-geomorfológicas do canal e das bacias de contribuição. O rio Claro possui contribuintes que drenam as superfícies dos depósitos sedimentares da porção Setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná a Sudeste, e cadeias de morros, hog backs e outras formas dobradas sustentadas por rochas cristalinas a Nordeste e Centro da bacia hidrográfica. Modelos hidrológicos gerais sugerem que ao longo das estações chuvosas de verão, a quantidade de sedimentos transportados são naturalmente maiores que em relação aos períodos secos do inverno do Brasil Central (CARVALHO, 2008). Como observado no seu perfil longitudinal, o principal canal da bacia hidrográfica do rio Claro escoia sob rochas Pré-Cambrianas no seu alto e médio curso. Por outro lado, seu baixo curso tem seu fluxo sob sedimentos inconsolidados de dinâmica recente, desenvolvendo a planície fluvial que permite o meandramento do canal. Estes ambientes tem definição própria ao comportar um organizado mosaico geomorfológico ligados a sua gênese fluvial, segundo Nanson e Croke (1992):

“A gênese de Planícies Fluviais são definidas pelo largo horizonte dos terraços aluviais e formas de relevo adjacente ao canal, separadas por barras de meandros, construído por sedimentos transportados pelo atual regime fluvial”

No relevo de planície fluvial do rio Claro está intrínseca a mobilidade do seu canal meandrante, pois considera-se uma condição de troca mútua de energia e matéria com dinâmica ainda pouco conhecida, sob o qual se dão os processos de migração atuais responsáveis pela esculturação do relevo e que originam as formas de alta profusão de diversidade, sejam elas sob a ótica geomorfológica, biogeográfica, ecológica e antrópica.

Evidencia-se a erosão marginal como processo relevante na migração lateral de sistemas fluviais meandriformes. A sua ocorrência apresenta regulação diante das condições hidrodinâmicas dos fluxos e especialmente das morfologias locais desenvolvidas pelos depósitos sedimentares marginais (MOTTA *et al.*, 2014). Nesse trabalho, estudo dos depósitos sedimentares foi realizado nas curvas 1a e 2i dos trechos 1 e 2, respectivamente, com intuito de avaliar a influência destes depósitos na erosão marginal e migração de meandros, em contraprova da influência da vegetação. A análise realizada destes depósitos sedimentares

permite demonstrar correlações entre o registro faciológico e o deslocamento do canal fluvial (MIALL, 1996 e 2014). Bem como a dinâmica do canal e a (re)construção das planícies fluviais sob condições de clima úmido/subúmido e predomínio de estabilidade tectônica. Verificou-se a variação vertical e lateral dos depósitos ao longo das margens côncavas das curvas 1a e 2i, em 7 e 5 seções colunares, respectivamente.

Nas curvas estudadas do rio Claro, os materiais depositados durante a evolução do canal fluvial produziram fácies que comportam-se de modo distinto em relação a erosão marginal (*bank erosion*). Os depósitos da margem côncava da curva 1a (Figura 29) apresentaram estratificações plano-paralelas e cruzadas com intercalação de estrutura maciça as quais possuem continuidade lateral na margem mapeada entre as seções verticais 4 e 7 (Figura 29). Entre as seções verticais 2 e 7 os depósitos sedimentares apresentaram granulodecrescência ascendente (*fining upward*) (Figura 29), como resultado da adição crescente de materiais cada vez mais finos formados em função da diminuição gradual da velocidade da corrente. Os sedimentos mais finos, identificados nos topos destas seções, são oriundos de depósitos marginais formados quando o canal migrou lateralmente, abandonando o leito antigo responsável pela deposição dos sedimentos mais grosseiros presentes na base da seção. Na margem convexa da curva 1a é possível identificar a formação de barras de meandros, os sedimentos de topo são constituídos essencialmente por areia fina e silte, aumentando a espessura dos depósitos por acreção lateral contínua, devido ao deslocamento da curva a partir da margem côncava por processo de expansão.



Figura 29 - Distribuição das seções analisadas na margem da curva 1a, associada a morfologia da planície fluvial. As setas indicam o sentido da corrente. Visão oblíqua da imagem (EARTH, 2014).

Identificou-se sequências de estratos arenosos, compondo os depósitos entre as seções 4 e 7 da curva 1a (Figura 30). Ao longo das seções, os depósitos constituídos por areia grossa com estratificação cruzada predominaram na base e foram classificados como associação de fácies Sp, enquanto os depósitos mais finos constituídos por areia média e fina com estratificação plano-paralela ocorrem no topo dos primeiros 2 m da seção, medidos a partir do nível de água do período de vazante, e se caracterizam como associação faciológica St/Sp (Figura 30).

Na base da sequência (Sp), os depósitos arenosos com estratificação cruzada demonstram o antigo processo de migração lateral do canal e estão vinculados aos depósitos de preenchimento, formando estratificações cruzadas de baixo ângulo na base dos depósitos de barra de meandro. Sua constituição é pobre em seixos, contudo a granulometria dos sedimentos tem caráter grosseiro (areia grossa), o que confere uma baixa agregação das partículas sedimentares.

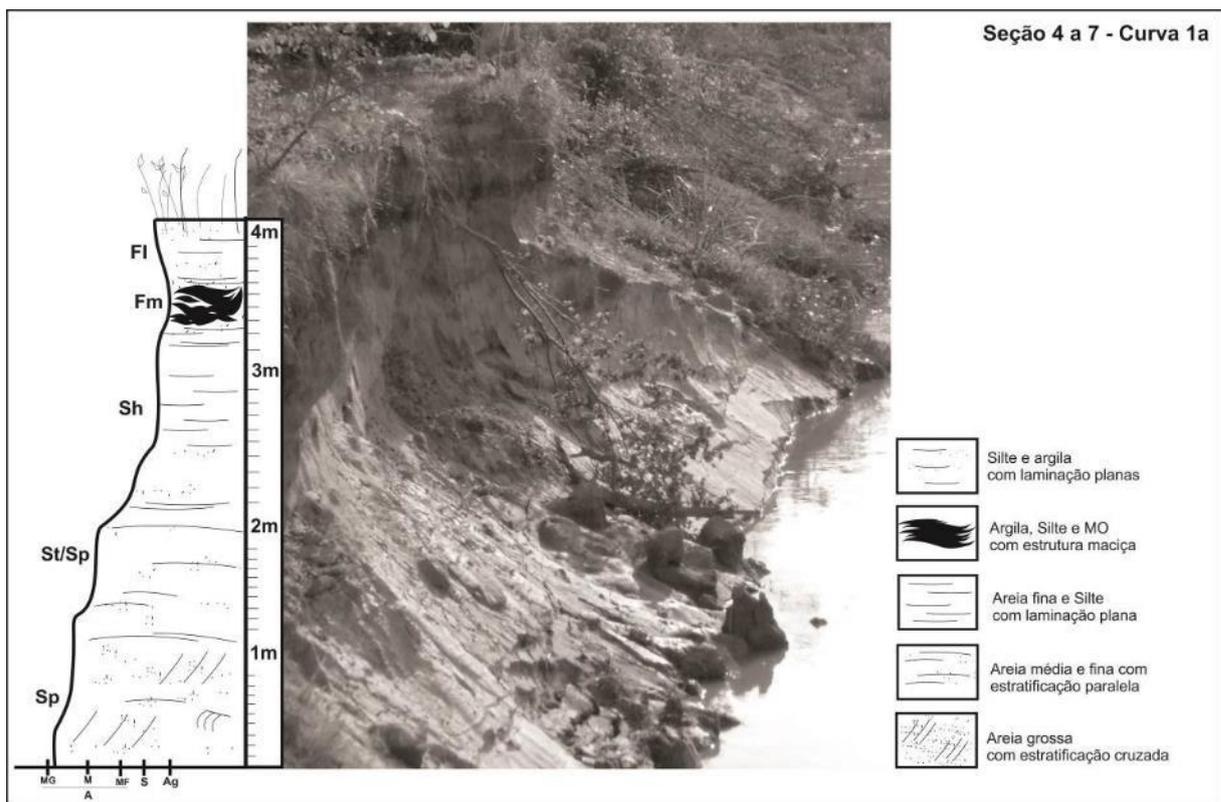


Figura 30 - Frente erosiva em barra de meandro entre as seções 4 e 7 – curva 1a

No contato superior (St/Sp), o material depositado possui granulometria mais fina em relação a Sp, refletindo a condição de regime de águas calmas, conforme SUGUIO (2003). A deposição na margem direita identificada em St/Sp ocorreu às margens do canal, devido a migração deste sofrida em relação ao depósito inferior (Sp) e por isso a granulometria

apresenta-se mais selecionada. Durante a deposição de St/Sp a situação era inversa a atual. Atualmente a margem direita onde se encontram os depósitos de barras de meandros está sendo erodida. Essa constatação ilustra a evolução dos meandros nesse trecho do rio, a qual se caracteriza pela deposição e posterior erosão marginal das barras de meandros.

No segmento superior da sequência da barra de meandro (Figura 30), as unidades de deposição encontram-se com espessuras menores, formando laminações predominantemente planas nas fácies Sh, Fm e Fl. A granulometria dos sedimentos depositados é cada vez menor em direção ao topo da sequência, contudo, observa-se depósitos mais arenosos (Fl) sob depósitos com argila e matéria orgânica (Fm). Este último marca um período de decantação dos sedimentos finos na antiga planície, as fácies arenosas indicam a migração lateral do canal sendo retomada para esta margem, pois o fluxo de transbordamento durante o período de cheias traz os sedimentos arenosos que são depositados sobre a antiga planície.

As fácies com laminações plano-paralelas são estruturas sedimentares originadas na fase de leito plano de regime de fluxo inferior que apresentam maior incremento de argila e matéria orgânica ou podem ter sido depositadas como material em suspensão, associadas a depósitos de planície de inundação quando o canal atingiu o nível das margens plenas (*bankfull discharge*). Os sedimentos constituintes das fácies Fm e Fl apresentaram estado de agregação superior aos da porção basal da seção em função do maior incremento de matéria orgânica.

As seções 2 e 3 apresentam depósitos com granulodecrescência ascendente (*fining upward*) (Figura 31), fruto da adição crescente de sedimentos cada vez mais finos em função da corrente que diminuiu gradualmente de velocidade ao migrar lateralmente sentido a margem oposta. Os depósitos encontrados nas seções 2 e 3 se diferem daqueles encontrados nas seções 4 e 7 por apresentarem na base depósitos de preenchimento de canais (*channel lags*), fácies Gm e Gms (Figura 31). Santos (2005) indicou que a deposição de fácies Gm e Gms está associada aos depósitos de fundo, ocorrendo em águas rápidas, com alta energia sobre a superfície. Assim, a sedimentação do material grosseiro encontrado nas seções 2 e 3 ocorreu em regime de águas rápidas. Na porção basal nas seções 2 e 3, a fácies Gm apresenta sedimentos com granulometria areia grossa e seixos maiores que 2 cm, bem arredondados. Os seixos apresentam-se imbricados formando estrutura maciça e granulodecrescência sentido ao topo, ao qual faz contato plano-paralelo com a Gms na seção 2 (Figura 31). Esta por sua vez é constituída na base por seixos arredondados menores que 2cm pobremente selecionados com areia muito grossa e granulometria decrescendo em direção ao topo em contato plano e difuso. Não se formaram

camadas espessas e a continuidade lateral da fácies Gms e Gm restringe-se a poucos metros. Os depósitos rumo ao topo mostram a mesma sequência de camadas sedimentares encontradas nas seções 4 e 7, conformando fácies St/Sp e Fl/Fm na porção superior.

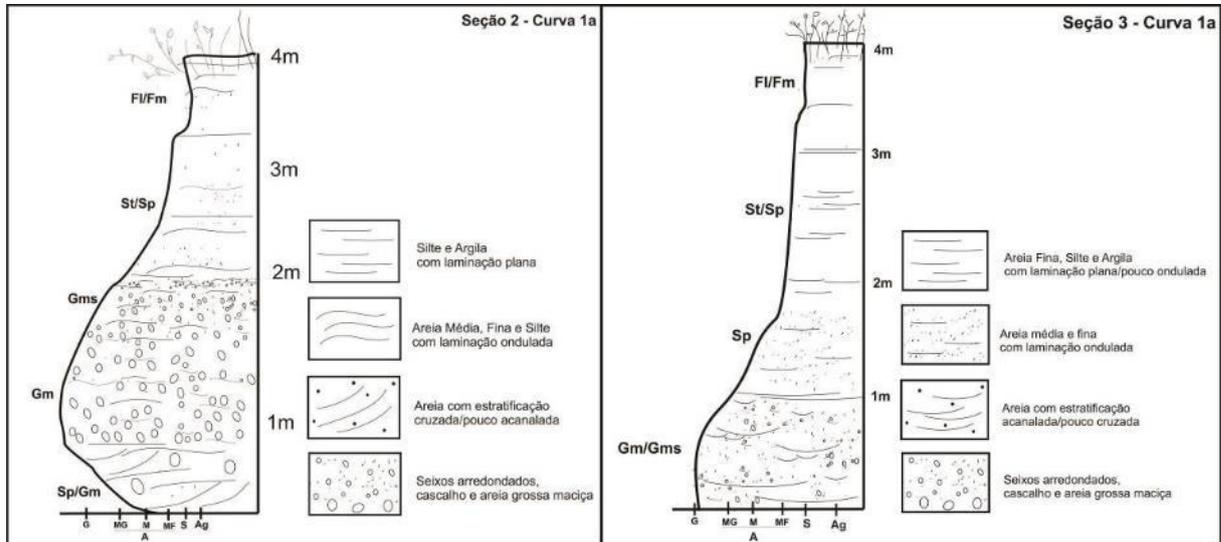


Figura 31 – Seções faciológicas 2 e 3 da curva 1a

A seção 1 apresenta uma intercalação de fácies associadas a formação de barras de meandros (Sp, St/Sp, Fl/Fm) com fácies associadas a depósitos de preenchimento de canal (Gm) (Figura 32). A seção 1 localiza-se no limite entre o paleoambiente de barra de meandro (Seções 2 a 7) e o meandro abandonado, marcando a colmatação do paleocanal posteriormente ao corte do meandro (*cutoff*), com a presença de água na porção central, formando um lago de meandro (*oxbow lake*). A sua base é formada por seixos arredondados a sub-arredondados não maiores que 2cm de diâmetro. A fácies Gm apresenta matriz areia grossa a muito grossa formando uma estrutura maciça que possui extensão lateral pequena, sendo esta confinada a extensão do antigo canal fluvial.

Após a sedimentação dos depósitos de material grosseiro de águas rápidas, predominou a sedimentação de areia média e fina, com estratificação suavemente cruzada acanalada (Sp). As camadas de areia média e fina possuem limite superior em contato com material mais grosseiro, formando depósitos seixosos com laminações de areia grossa a muito grossa de pequena espessura (Gm). Apenas no topo da seção houve predomínio da granulometria argilosa (44,17%) seguida por silte (26,88%), ambas associadas a laminações plano-paralela. No topo ocorrem as fácies Fl/Fm associadas a planície de inundação, a qual se caracteriza pela formação de depósitos de sedimentos transportados em suspensão em regime de águas calmas. A sequência de fácies encontrada na seção 1 demonstra como se formam os depósitos durante a

colmatação de meandros abandonados no rio Claro, as quais decorrem do preenchimento nas suas extremidades após estes sofrerem corte do canal (*cutoff*).

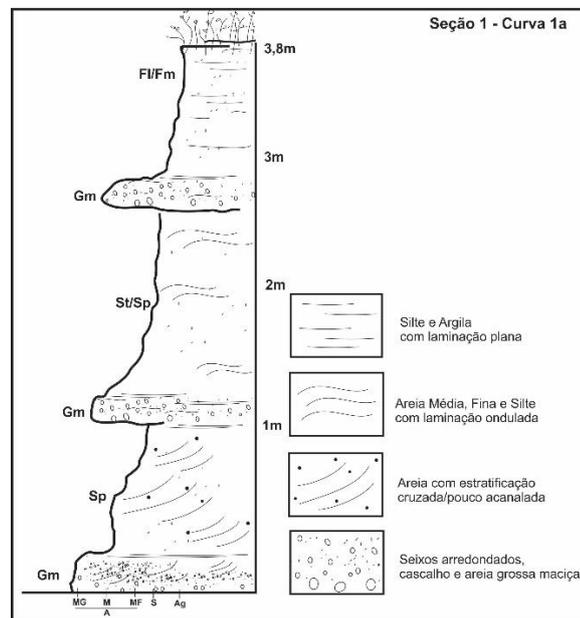


Figura 32 - Seção 1 da curva 1a, com depósitos intercalados de areia muito grossa a fina

A curva 2i também apresentou uma variação lateral de associação de fácies devido à multiplicidade de morfologias, tendo em vista a migração lateral verificada no período de 1965 a 2012 (Figura 33). Foram verificadas cinco seções colunares na curva 2i. As seções de 1 a 3 foram descritas na face de terraço fluvial na margem esquerda, e as seções 4 e 5 em ambiente de paleomeandro e barras de meandros bem desenvolvidos na sequência de jusante (Figura 33).

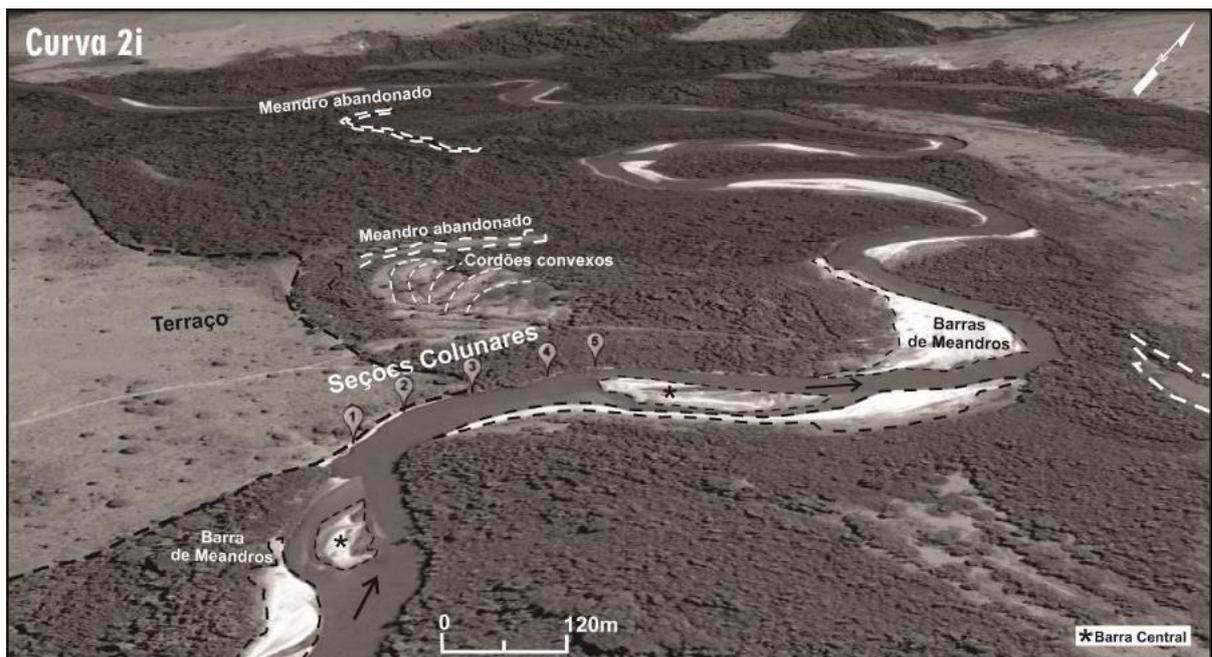


Figura 33 - Trecho com localização das seções faciológicas da curva 2i (margem esquerda), e morfologias fluviais adjacentes. Visão oblíqua da imagem (EARTH, 2014).

Nas seções levantadas de 1 a 3 identificou-se na porção basal a formação de seixos arredondados imbricados (Gm), relativamente consolidados, que tornam o material sedimentar um conglomerado (Figura 34). Na base das seções encontra-se estrutura sedimentar difusa a plano-paralela, que mostra extensão lateral ao longo de toda a porção inferior da morfologia por cerca de 180m, e que reduz sua espessura lateralmente da seção 1 para a 3, nesta apresentando 0,5m de espessura (Figura 34). A transição gradual da fácies Gm para Sp, sugere redução progressiva na capacidade de transporte no ambiente deposicional. Diferenças verticais quanto a granulometria e consistência são marcantes nas seções de 1 a 3. Em Sp predominam depósitos com granulometria areia média em processo incipiente de pedogênese. As fácies Fm e Fl permitem supor deposição em ambiente de planície de inundação com sedimentos laminares siltosos (73%) e secundariamente argilosos (25%), principalmente a Fm em virtude do maior incremento de matéria orgânica.

Os elementos arquitetônicos identificados por meio das fácies são similares aos de “rios errantes com carga de fundo cascalhenta” (*gravel-bed wandering river*), descritos em Miall (1996). Conforme o autor, durante os estágios de menor vazão é comum o desenvolvimento de barras arenosas sobre depósitos de cascalhos mais antigos, o que resulta em depósitos com transições graduais e material com seixos para fácies arenosas, como no caso da fácies Sp. Depósitos fluviais granulodecrescentes são típicos de ambientes com canais meandantes e estão relacionados com fluxos detríticos possivelmente drenados por canais abandonados durante estágios de baixa energia. A fácies Sp sobre os depósitos de sedimentos grosseiros possuem nódulos negros. Na fácies Fl há presença de areia fina e silte associados a estruturas maciças, com nódulos de oxidação de cor avermelhada. A característica e composição das fácies sugere que a deposição não é recente face a pedogênese moderada, sob o qual encontra-se retomada pela erosão marginal atual, mesmo que pequena.

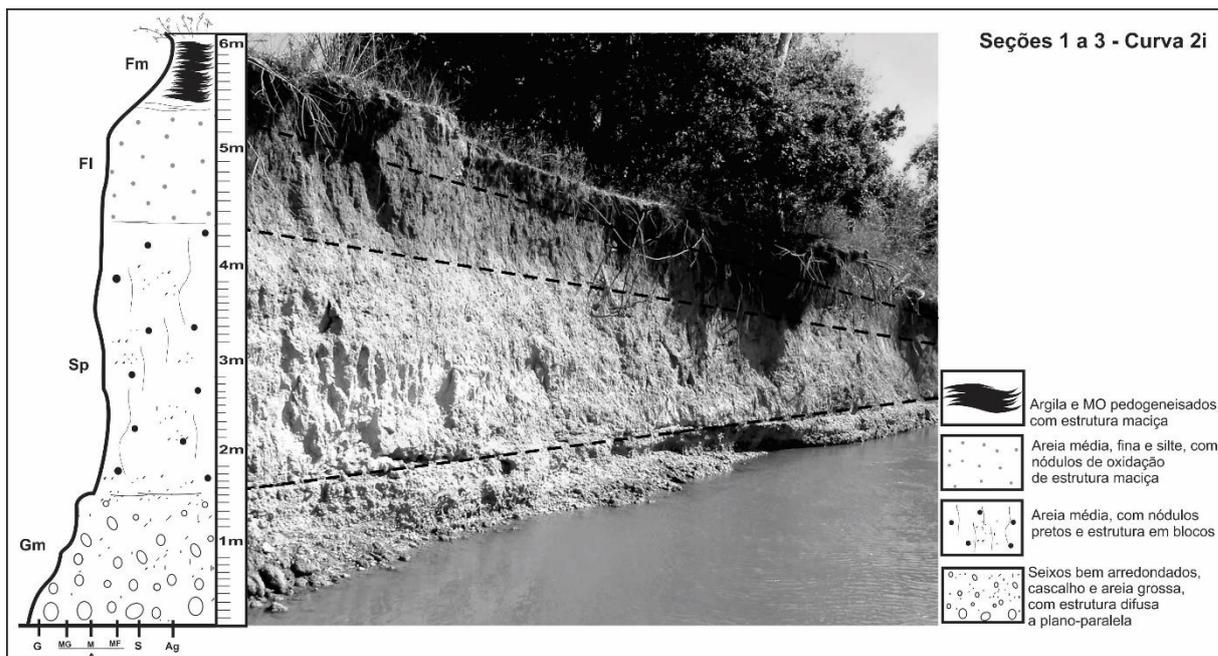


Figura 34 – Margem esquerda da curva 2i, entre as seções verticais 1 e 3, mostrando a redução de energia do canal ao reduzir a granulometria dos depósitos em direção ao topo da seção

A morfologia e a estrutura sedimentar são correspondentes a um terraço fluvial entre as seções 1 e 3. Os depósitos de terraço do baixo curso do rio Claro foram construídos por ação fluvial e processos deposicionais conexos. Muitos aspectos relativos às condições ambientais em que esta sedimentação se processou, passando por outros tipos de subambientes, como a barras de meandros, são identificados pela associação faciológica dos depósitos, fruto da dinâmica da migração do canal. A migração lateral da paleocorrente e longitudinal das unidades de barras de canais gera um padrão de acreção de barras. As intercalações lenticulares e tabulares de sedimentos mais grossos com depósitos de sedimentos finos de planície de inundação diminuem em proporção e espessura rumo a Leste (média e alta bacia), o que sugere a redução da frequência e intensidade dos eventos de transbordamento de canal.

Sedimentos consolidados, como aqueles encontrados no terraço, encontram-se espacialmente em contato com depósitos mais recentes ao longo da planície do rio Claro (Figura 35). Na curva 2i os depósitos de barras de meandros foram caracterizados nas seções 4 e 5. Estes formam uma sequência sedimentar essencialmente granulodecrescente ascendente (*finning upward*) onde da base para o topo ocorrem as fácies St/Sp, Sp, Fm, Sh e Fl (Figura 35) que são semelhantes aquelas identificadas na curva 1a (Figura 30). Os depósitos da base das seções 4 e 5 mostram-se com estratificação cruzada (Sp) associada a águas rápidas que se formaram quando a linha de fluxo do paleocanal encontrava-se mais próxima do trecho entre as seções. Este migrou lateralmente para margem direita (atual convexa) favorecendo a sedimentação com argila (49%) e silte (33%) com estratificações tabulares (St) associadas a

águas mais calmas. Tendo em vista a brusca mudança granulométrica entre as fácies, esta indica uma intensificação no processo de migração do canal, observando as fácies Sp maior espessura, tornando-se mais favorável a processos de erosão marginal.

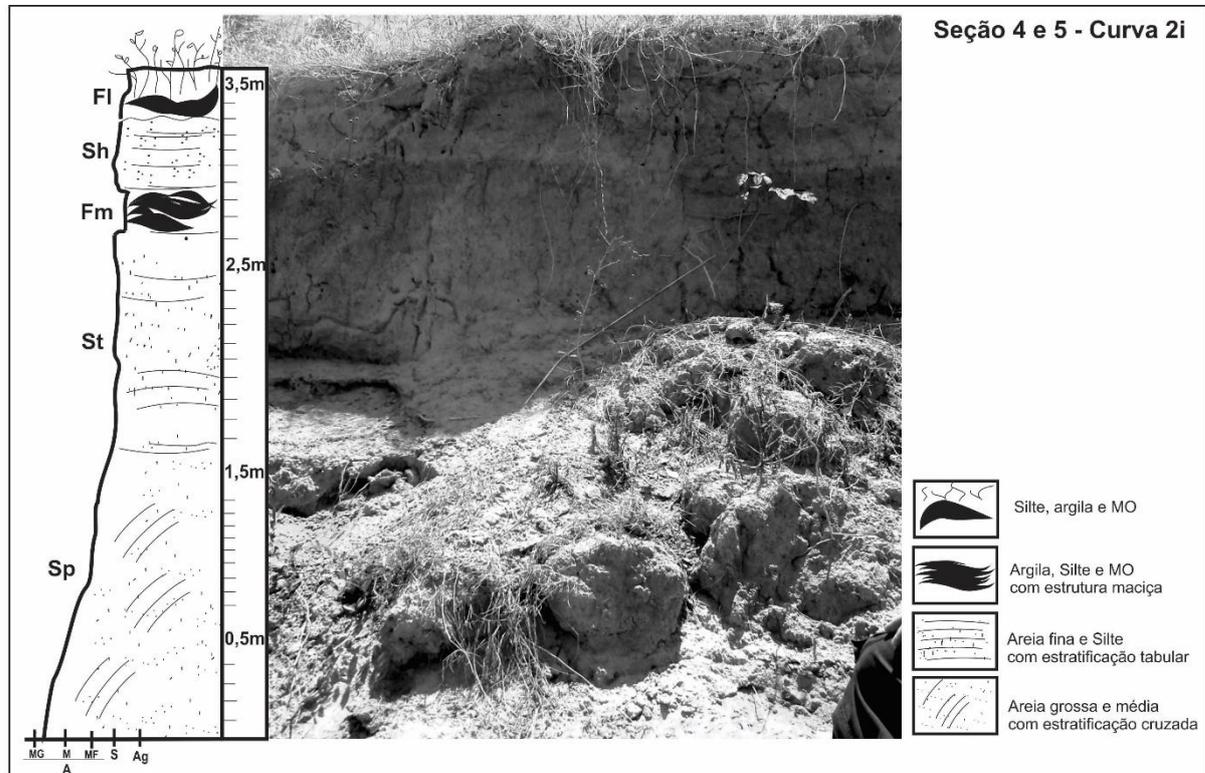


Figura 35 – Perfil Faciológico correspondente às seções 4 e 5 da curva 2i

Na porção superior das seções 4 e 5 (Figura 35) os depósitos apresentaram granulometria mais fina em relação a base, tornando as fácies do topo mais argilosas e com maior incremento de matéria orgânica (Fm e FI). Estes materiais foram depositados em águas rasas e formados em eventos de transbordamento das margens plenas na planície de inundação. Sobrepostos a fácies Fm ocorrem depósitos constituídos por areia fina e silte com laminações plano-paralelas pertencentes a fácies Sh. Estes se associam ao aumento da velocidade da água em ambiente de canal meandrante decorrente do deslocamento do canal para a atual margem direita. Em seguida, observa-se depósitos de decantação acompanhados por silte e argila (FI, FI), em decorrência de inundações quando o canal encontrava-se mais distante possivelmente migrando para margem direita.

A alternância da energia do ambiente deposicional verificada pela associação de fácies St-Fm/Sh-FI na metade superior das seções 4 e 5 da curva 2i (Figura 35) estaria ligada a mobilidade lateral acentuada desenvolvida por este trecho do rio Claro. A figura 25 (pág.60) mostra o deslocamento promovido pela migração entre 1964-1988 e 1988-2012, justamente no

setor das seções 4 e 5. Essa migração lateral leva o canal ora para mais longe, ora para mais perto. A deposição de sedimentos arenosos ocorre quando o canal migra se afastando (1964-1988), enquanto que a deposição dos sedimentos argilosos ocorre quando o canal estava mais distante. Quando a migração (translação da curva a montante) traz de volta o canal (1988-2012), ocorre nova deposição arenosa, que é sucedida por nova deposição argilosa quando o canal volta a se afastar e verificada pela divisão do fluxo e instalação de banco central (2012).

4.3. Erosão Marginal

Rios meandrantos são considerados ambientes fluviais dinâmicos e sensíveis, que mudam de forma e condições ambientais devido a variações nas descargas fluvias (AQUINO et al., 2008; LATRUBESSE et al., 2009; VALENTE et al., 2013). A alternância entre inundações e reduções do nível das águas é considerada a condição básica que comanda as ações erosiva e deposicional nas planícies fluviais (ALLEN, 1965, apud CHRISTOFOLETTI, 1981). Partindo desse pressuposto, temos uma correlação entre a variabilidade do nível d'água no canal e os processos de erosão e deposição que ensejam a migração dos meandros. A velocidade maior da corrente sobre a margem côncava acentua a erosão, o material removido é transportado e boa parte deposita-se em suas margens convexas, fomentando a elaboração da planície fluvial. Em estudos desenvolvidos no rio Araguaia, Latrubesse *et al.* (2005) observaram o controle hidrológico, que possui variação espacial e temporal durante os períodos de cheias do rio Claro e influencia a morfologia do canal e seus processos de migração lateral ativos. Hooke (2008) sugere que a incidência de erosão e deposição mostra relação com os picos de descargas fluviais, sendo altamente variável de ano para ano e indicativo da capacidade de resposta do sistema a variações climáticas.

Deste modo, considera-se importante contextualizar inicialmente a taxas de erosão marginal (*bank erosion*) identificadas para as curvas 1a e 2i, baseadas nas condições pluviométricas e fluviométricas da estação chuvosa do período de 2013-2014. Uma vez identificado o regime do rio Claro neste período será possível qualificar a erosão marginal, possibilitando verificar se os valores de erosão podem vir a ser menores, maiores, ou iguais em função da cota ou vazão máxima do baixo curso do rio Claro.

4.3.1. Contexto Fluviométrico

As taxas de erosão marginal foram mensuradas durante a estação chuvosa de 2013-2014. Coube verificar inicialmente a vazão máxima, bem como da cota máxima do nível da água,

ambos para os meses da estação caudalosa de 2013-2014. O registro da vazão apresenta-se interrompido, não havendo registro disponível para o período avaliado. Diante do fato, usou-se da relação linear entre a vazão e cota para apresentar um panorama do regime da área, assim como se estabeleceu uma cheia de referência para definir uma situação de vazão extrema que se relaciona com uma alta capacidade do rio de erodir suas margens.

O reconhecimento das cheias em estudo foi feita valendo-se da frequência das vazões diárias máximas anuais, registradas nos postos fluviométricos localizados a montante (Ivolândia) e jusante (Montes Claros de Goiás) das curvas 1a e 2b do baixo curso do rio Claro. Para tanto, buscou-se conhecer uma cheia de referência para identificação do nível da cheia do rio Claro na estação de verão chuvoso entre 2013 e 2014. As séries de vazões máximas anuais, para os períodos das estações selecionadas são apresentadas na tabela 4.

Tabela 4 - Séries de Vazões Diárias Máximas Anuais para o Período Completo

Estação	24950000 – Montes Claros de Goiás		24900000 - Ivolândia	
Ano Hidrológico	Dia/Mês	Vazão m³/s	Dia/Mês	Vazão
71-72	26/12	341	-	-
72-73	23/12	831	-	-
73-74	20/03	508	-	-
74-75	06/02	321	-	-
75-76	02/03	287	15/02	81,2
76-77	29/01	1000	01/02	301
77-78	11/03	896	-	Falha
78-79	-	Falha	16/02	204
79-80	-	Falha	16/02	326
80-81	31/03	735	-	Falha
81-82	14/01	603	-	Falha
82-83	11/02	876	11/02	508
83-84	14/12	651	14/12	179
84-85	29/01	907	28/01	241
85-86	-	Falha	07/01	190
86-87	-	Falha	26/12	175

87-88	12/03	755	11/03	203
88-89	12/02	369	10/02	103
89-90	31/12	901	30/12	282
90-91	27/03	780	27/03	165
91-92	26/01	1013	23/01	662
92-93	16/02	679	-	Falha
93-94	-	Falha	29/12	201
94-95	-	Falha	12/02	134
95-96	03/01	724	02/01	165
96-97	06/01	884	05/01	587
97-98	-	Falha	31/01	48,0
98-99	08/01	519	03/03	127
99-00	11/02	602	10/02	170
00-01	17/12	944	10/03	217
01-02	10/02	719	12/01	244
02-03	23/02	497	-	Falha
03-04	25/02	905	24/02	305
04-05	04/03	666	03/01	158
05-06	05/04	540	04/04	176
06-07	15/02	711	04/02	187
07-08	17/03	818	-	Falha
08-09	08/04	794	-	Falha
09-10	-	Falha	-	Falha
10-11	22/03	819	21/04	194
11-12	01/02	663	01/01	125

Fonte: ANA (2014)

Deste modo procurou-se adotar, como cheia de referência, os valores referente às cheias médias, obtidos pela média aritmética das amostras de vazões máximas anuais de cada uma das estações (Tabela 5). Devido à proximidade e maior área de drenagem a estação de Montes Claros de Goiás (24950000) será considerada para associação dos eventos de cheias do canal fluvial do período chuvoso 2013-2014. Deste modo considera-se o valor de 705m³/s para avaliar a variabilidade dos eventos de cheias do rio Claro, especialmente para contextualizar as taxas de erosão registradas.

Tabela 5 - Cheia de referência para as estações fluviométricas localizadas no rio Claro

Estação	Área (km ²)	Cheia de Referência (m ³ /s)	
		Período Completo	Período Seco
24900000	2022	236	54,1
24950000	9045	705	163

É durante os eventos de pico de vazão do rio Claro que o poder erosivo aumenta, quando as águas do canal preenche a calha do rio podendo vir a transbordar para a planície de inundação. A relação linear entre as chuvas e as descargas do rio Claro equiparadas para estação de Montes Claro de Goiás (fluviométrica e pluviométrica) estão apresentadas no gráfico da figura 36. Considerado um sistema aberto, o ciclo hidrológico é fortemente dinâmico e bastante regulado pelos *inputs* das precipitações da região, que por sua vez tem grande influência no regime fluvial do rio Claro no que se refere as suas cheias e secas. No entanto, a resposta que o curso fluvial tem para eventos pluviométricos não é imediata, quando associada ao aumento da vazão e conseqüentemente do aumento da descarga do rio, e apresenta o retardo de tempo que o mesmo sofre em relação aos picos das cheias posteriores aos picos de chuvas que nesse caso é de aproximadamente 1 mês. Este retardo da resposta chuva-vazão implica numa baixa correlação (Figura 36). Contudo, ao observar o gráfico da figura 37 nota-se a variabilidade das altas descargas relacionadas com as maiores precipitações que possibilitam definir o período de maior erosão marginal do rio Claro entre os meses da estação chuvosa.

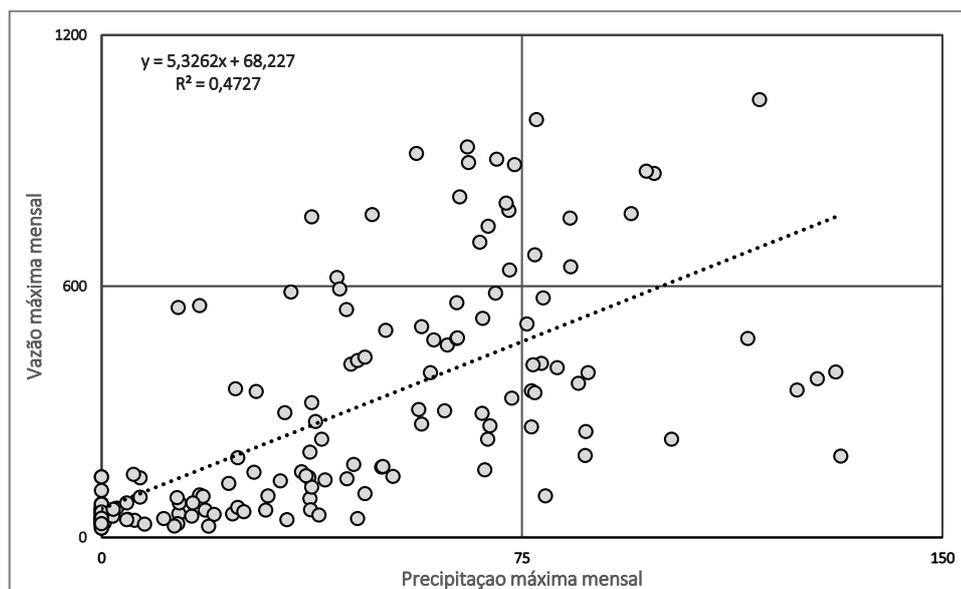


Figura 36 - Gráfico de relação linear da precipitação máxima mensal (mm) e vazão máxima mensal (m³/s)

São ressaltadas as precipitações do verão chuvoso de 2013-2014, que apresentam dias de chuva máxima próximos a 60mm. A exceção fica a cargo do mês de Janeiro de 2014, com precipitação máxima diária de mais de 90mm, valor 9 vezes maior que a precipitação média do período de vazante. No entanto, ao considerar os registros pluviométricos, nota-se um decaimento da intensidade das chuvas acompanhando os meses da estação chuvosa em análise. Ao longo dos anos os eventos chuvosos de maior precipitação foram acompanhados de descargas fluviais máximas acima de 850m³/s. Vale mencionar, que no canal fluvial do rio Claro e dos seus principais afluentes (rios Pilões e Fartura) não há regularização do escoamento fluvial por barramentos.

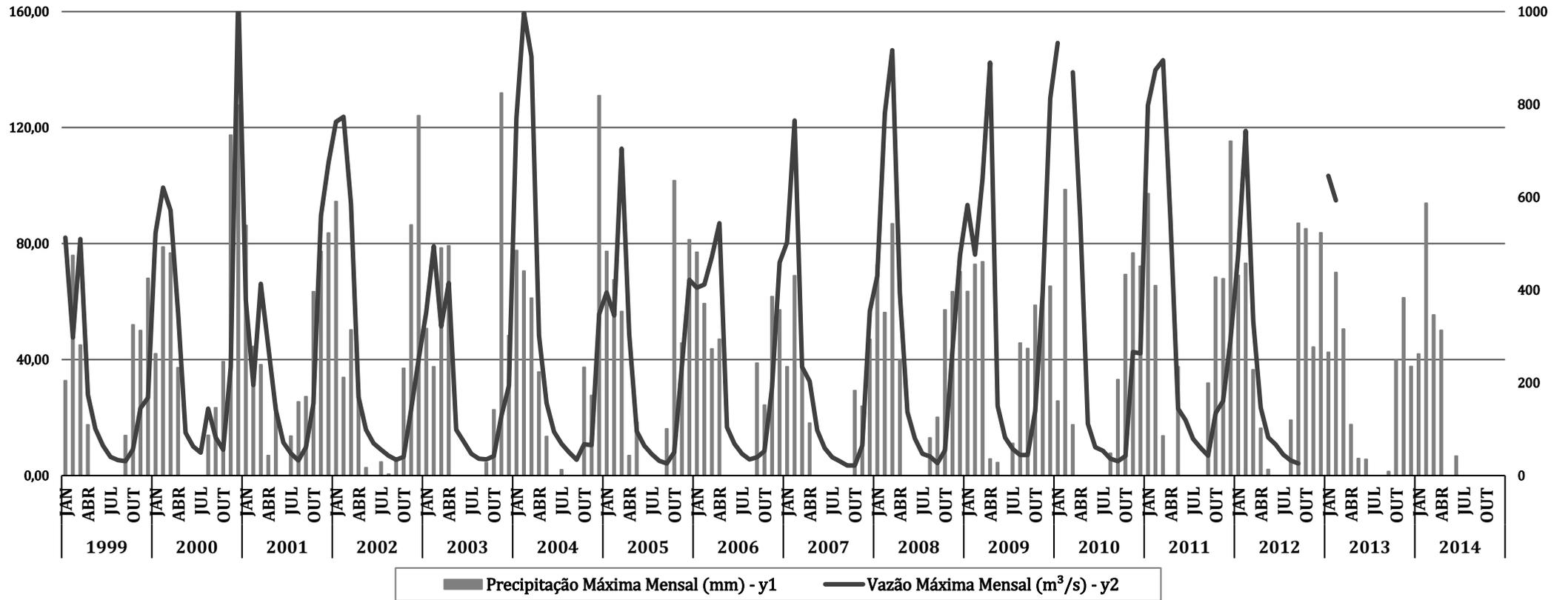


Figura 37 - Precipitação máxima diária mensal e vazão máxima diária mensal da estação pluviométrica e fluviométrica de Montes Claros de Goiás

Diante da ausência do registro de vazão para o período avaliado e em função das implicações marginais da alternância entre inundação e redução do nível da água, condição básica que comanda as ações erosiva e deposicional, adotou-se o registro das cotas máximas mensais do rio Claro, medidas até o mês de Junho de 2014 a jusante da curva 1a, para demonstrar o quão o canal havia aumentado seu nível d'água durante a estação. A relação linear entre os valores de cota e vazão máxima mensal apresentam correlação positiva (Figura 38), uma vez que boa parte dos registros fluviométricos realizados pela Agência Nacional das Águas (ANA) são feitos a partir da medição das réguas, ou seja, a partir da cota do rio.

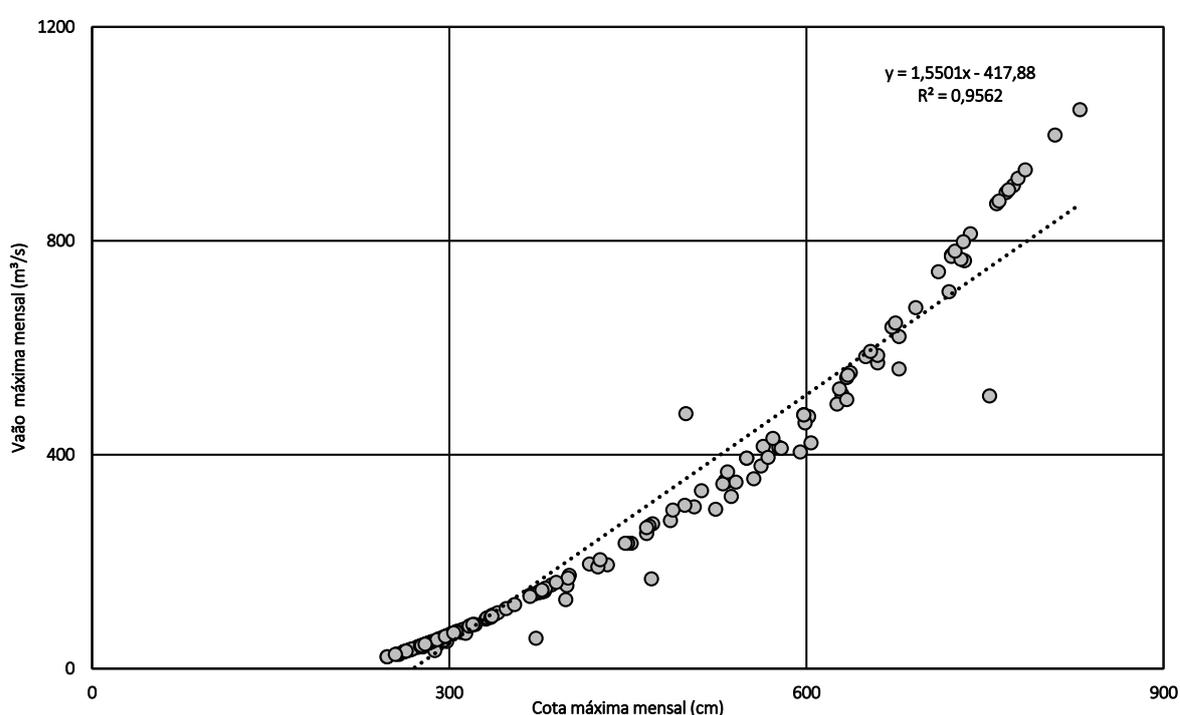


Figura 38 - Gráfico da relação linear da cota máxima mensal(cm) e vazão máxima mensal (m^3/s)

Demonstrando melhor relação linear (Figura 38), as variáveis correspondem ao contexto fluvial sob o qual as margens das curvas 1a e 2i foram erodidas. Conforme os gráficos da relação vazão máxima e cota máxima na figura 39, nota-se as oscilações da descarga fluvial (vazão m^3/s) alternando entre períodos caudalosos e de vazantes entre 1999 e 2013. Em nove registros de cotas acima de 750cm (nos meses de Dezembro de 2000, Fevereiro e Março de 2004, Março de 2008, Abril de 2009, Janeiro e Março de 2010, Fevereiro e Março de 2011) a descarga fluvial apresentou picos acima de 900 m^3/s . Altas descargas fluviais indicam grandes cheias no rio Claro acompanhadas de mudanças na morfologia do canal meandrante devido a sua migração lateral e processos de corte de meandro (*cutoff*) associados ao abandono de canal, conforme apresentado por Gay *et al.* (1998) para eventos de alta descarga fluvial. De modo semelhante,

a ocorrência do processo de expansão dos meandros do rio Colorado foi observado por Tiegs; Pohl (2005) quando houve inundações periódicas ao longo de 19 anos de análise (1981 a 2000).

Quando verificadas as cotas máximas no rio Claro, evidencia-se entre Outubro e Abril (2013-2014) valor médio de 495cm correspondente as máximas diárias mensais e registro da cota máxima em Abril de 665cm de altura da lâmina d'água. A elevação da cota máxima em Abril está relacionada, dentre outros, ao bimestre mais chuvoso da estação (Fevereiro-Março). Conforme o gráfico anterior das precipitações (Figura 39) os meses de Fevereiro e Março apresentaram máximas de 94 e 55mm, respectivamente.

Observa-se no gráfico da figura 39 as oscilações entre cota e vazão máxima diária mensal ao longo de 17 anos. Os altos valores estão relacionados a estação de verão chuvosa e os baixos valores da estação de inverno seco. Ao longo do período é possível identificar 8 estações de verão com os registros de cota e vazão elevados, os quais ultrapassaram 705m³/s de vazão e 650cm de cota. A mesma tendência não foi observada para a estação chuvosa de 2013-2014, conforme indicado na figura 39. A altura do nível da água elevou-se em relação ao período de vazante mas não apresentou valores altos como de anos anteriores, como por exemplo entre 2010 e 2011. O fato demonstra que as taxas de erosão podem ser maiores que as registradas no presente, ou seja, os valores deste período chuvoso estão abaixo do registro médio das grandes cheias anuais do rio Claro.

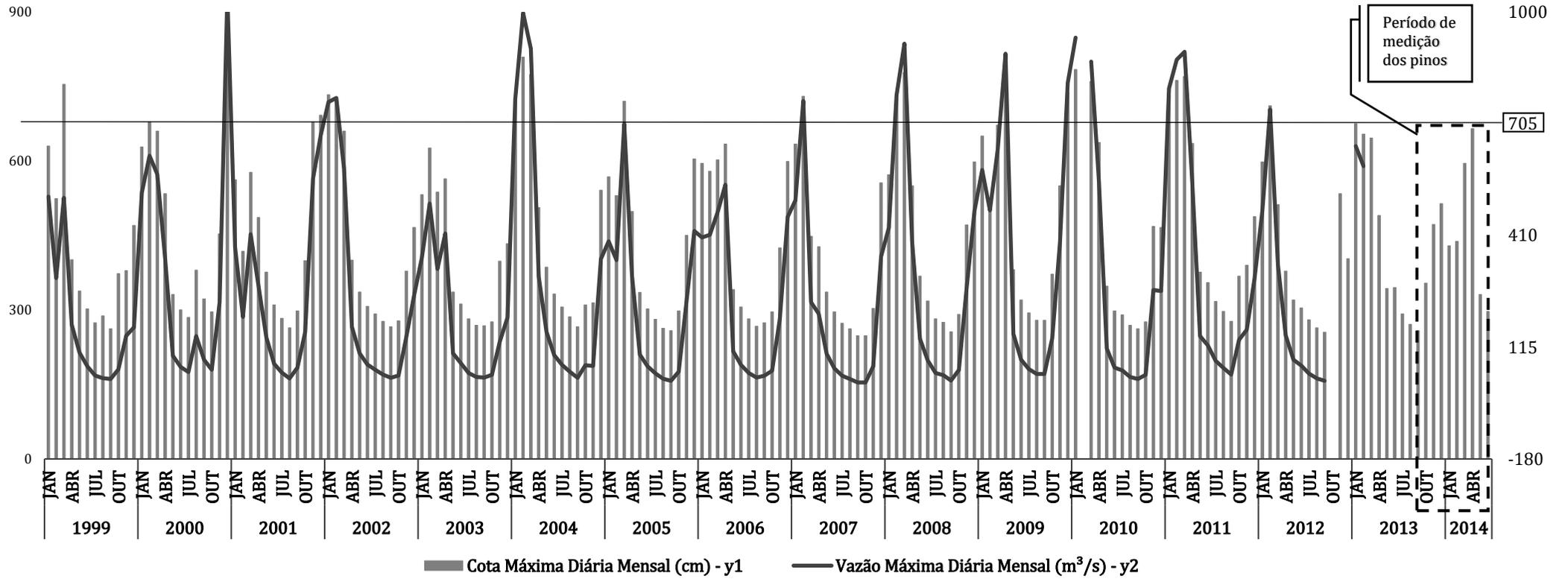


Figura 39 – Cota máxima diária mensal e vazão máxima diária mensal da estação fluviométrica de Montes Claro a jusante do Trecho 1 e 2. Destaque para a vazão de referência 705m³/s.

4.3.2. Taxas de Erosão Marginal e Desagregação

A erosão marginal foi investigada por meio da utilização de pinos metálicos dispostos em formato de malha retangular ao longo da margem côncava da curva 1a e 2i. Obteve-se seções em 7 e 5 perfis verticais, respectivamente. Como demonstrado nas figuras 40, 41 e 42, em cada perfil, três pinos foram fixados junto ao nível da água, outro aproximadamente a meia altura e outro junto ao topo da margem esquerda da margem esquerda da curva 1a. As seções 1, 2, e 7 foram estabelecidas no segmento da curva que apresentava vegetação ripária conservada, enquanto que as seções 3, 4, 5 e 6 apresentam vegetação herbácea. O registro da seção 1, 5 e 6 foram interrompidos durante o período de coleta de dados pela retirada dos pinos por transeuntes. Houve também interrupção do registro na curva 2i na seção 1. Analisou-se 4 seções para cada curva meândrica.

Por meio da verificação das cotas (m) da estação fluviométrica a jusante dos trechos em estudo, identificou-se a elevação do nível das águas do canal em aproximadamente 3m (Figura 39) para a estação chuvosa de 2013-2014, porém o evento depende da seção transversal. Nas seções da curva 1a observou-se recuo das margens na altura superior em 3 das seções (2, 7 e 4), havendo recuo de até 130cm nesta última (Figura 40). Entre estas seções apenas a 4 não apresentou vegetação ripária. Os pinos da média altura foram fixados no mínimo a 95cm do nível da água (seção 3 – Figura 40) e no máximo a 190cm (Seção 7 - Figura 42). Em todas as seções houve erosão marginal sob os pinos da média altura, com menor valor na seção 3 (0,28cm) e maior na seção 7 (124cm). O registro de erosão também foi unânime entre as seções na altura inferior da margem, próximo ao nível d'água (entre 4 e 8cm).

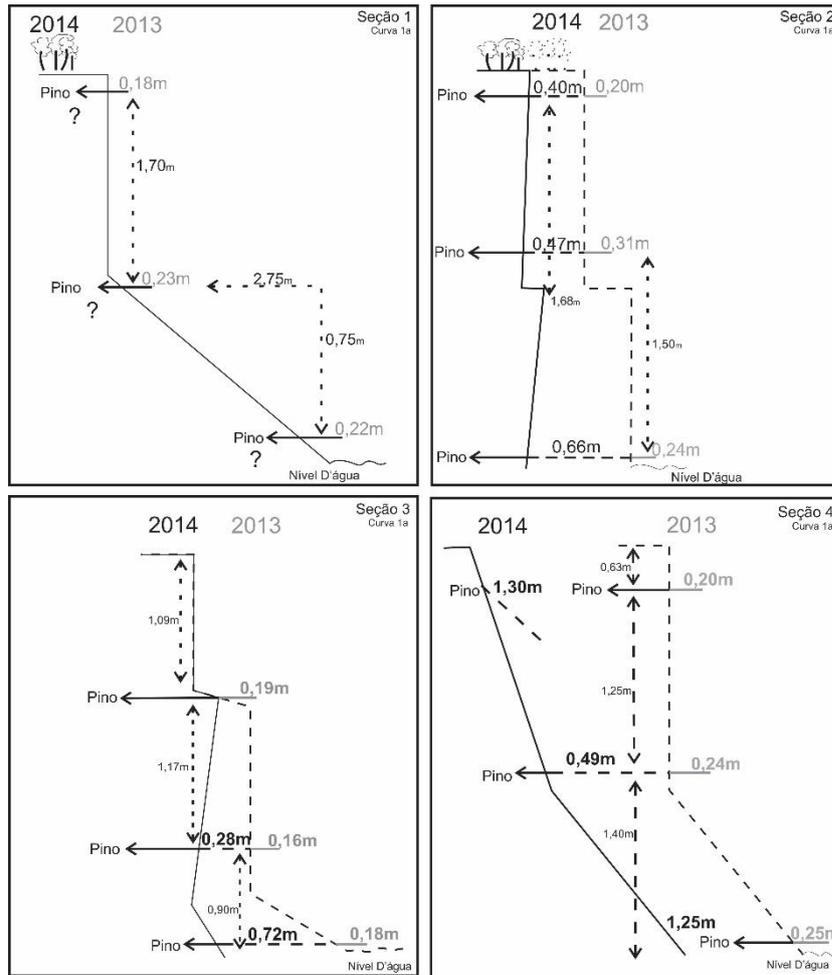


Figura 40 - Modelo da instalação dos pinos da seção 1, 2, 3 e 4 da curva 1a. Os valores sobre as linhas pontilhadas correspondem a regressão da margem entre 2013 e 2014. A interrogação indica as seções violadas.

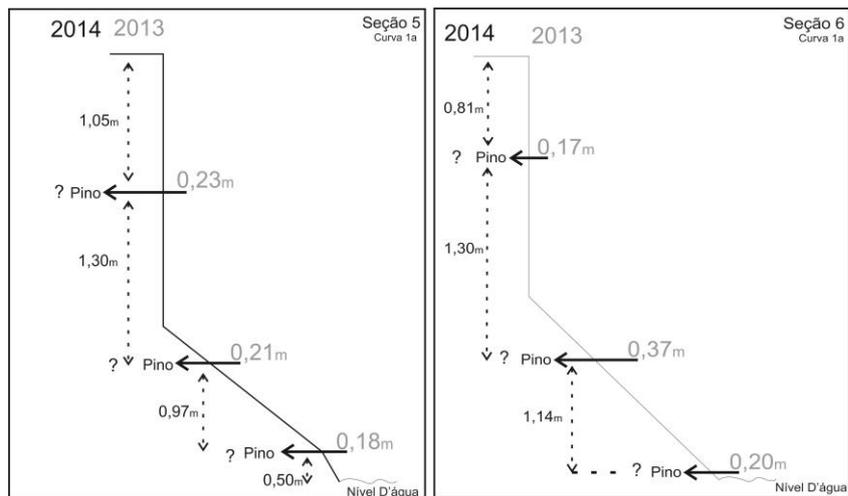


Figura 41 - Modelo da instalação dos pinos da seção 5 e 6 da curva 1a. A interrogação indica as seções violadas.

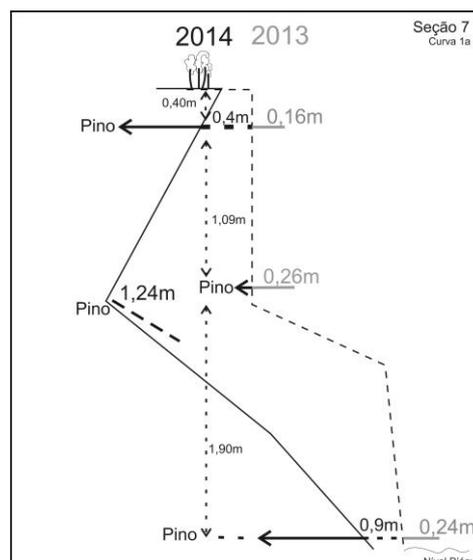


Figura 42 - Modelo da instalação dos pinos da seção 7 da curva 1a. Os valores sobre as linhas pontilhadas correspondem a regressão da margem entre 2013 e 2014

Os valores de regressão marginal em relação aos pinos das seções da curva 1a foram dispostos em ambiente SIG, conforme fixados na margem e interpolados como está apresentado na figura 43. É possível observar a erosão marginal de modo horizontalizado e verticalizado na margem côncava e suas ocorrências em relação aos segmentos da curva que apresentam com e sem vegetação ripária. Concomitantemente inseriu-se de modo aproximado os resultados da desagregação do material amostrados ao longo da margem.

Com exceção das seções 1, 6 e 5, devido a transgressão mencionada, é possível observar a erosão nas demais seções, que apresentam taxas de erosão heterogêneas, inclusive entre pinos de mesma seção. Taxas de erosão menor que 16cm, foram agrupadas na mesma classe onde houve valor nulo, sendo este o caso da altura superior e inferior da seção 7 que apresentou valores de 0,4 e 0,9cm, respectivamente. Ao passo que na sua porção média houve erosão elevada registrada na classe com valores entre 120 e 130cm (Figura 43). Valores semelhantes foram identificados por Hooke (1980) em monitoramento de mais de 2 anos por meio de pinos instalados no rio Devon (Inglaterra), constatando taxas de erosão lateral entre 8 e 118cm/ano de maneira heterogênea nas margens do canal.

As taxas de erosão para porção superior da seção 7 apresentou valor de 4cm, ao contrário da porção superior das seções 2 e 4 cujas as taxas de erosão foram de 40 e 130cm nesta ordem. Nas duas últimas seções o material desagregou por abatimento quando avaliado em submersão aquosa por 24 horas. A porção superior da seção 7 apresentou fraturamentos após o ensaio em laboratório, e maior densidade de raízes pequenas que as seções 2 e 4, com granulometrias mais

silto-argilosa. A desagregação em fraturamento ocorre quando a amostra indeformada apresenta fissuras e mantém sua forma externa conservadas, havendo expansão do material e consequente fraturamento (SANTOS, 1997). Abatimento significa que as amostras se desintegraram em até 45 minutos, como nas seções 2 e 4. Segundo Santos (1997), os mecanismos atuantes no abatimento do material estão relacionados com a hidratação e a desaeração, que atuam gerando pressões positivas, desagregando os sedimentos quando imersos durante os períodos caudalosos.

A erosão marginal na altura superior das seções 2, 3, 4 e 7 apresentou-se heterogênea, variando horizontalmente entre 0 e 130cm. Sob cobertura vegetal, os valores foram diferentes para as seções 2 e 7, 4 e 40cm, respectivamente. Com a ausência da vegetação ripária, as seções 3 e 4 apresentaram diferença de 130cm nas taxas de erosão, em ambos as seções (3 e 4). A amostragem em submersão dos materiais produziu abatimento, ocorrendo primeiro a dispersão da amostra da seção 3, formando uma nuvem coloidal, logo após 30min com parte da água, cobrindo a amostra se desintegrou formando uma pilha de rejeito, similar ao material amostrado próximo ao pino superior da seção 4.

A porção da margem à média altura e inferior (junto ao nível da água) não apresentam influência significativa da vegetação do topo, devendo as estas seções inferiores os efeitos do solapamento pelo fluxo d'água com maior atuação. Entre as seções 2 e 4, observou-se as maiores taxas de erosão, principalmente na porção inferior, onde os valores tiveram variação horizontal menor que as demais, cerca de 58cm. Contudo apresentaram taxas de erosão variando entre classes de 64-80 e 120-130cm. Dias (2012) observou valores bem menores no rio Guabiroba no Paraná em estudo por meio dos pinos, encontrando um recuo médio entre 4,13 e 4,45cm em dois períodos chuvosos (2010-2012). A erosão máxima identificada por Dias (2012) chegou a 45cm, do qual associou-se as descargas máximas do rio Guariroba. Diferentemente, Hooke (1980) observou a relação da distribuição das taxas erosivas com os materiais constituintes das margens, devido a heterogeneidade de suas ocorrências, semelhante aos observados na curva 1a do rio Claro (Figura 30).

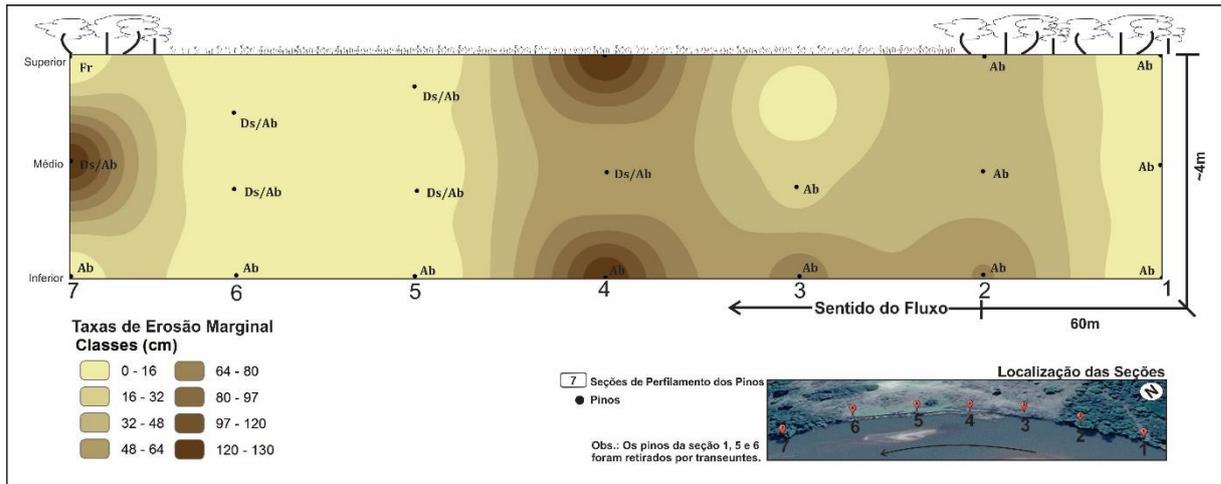


Figura 43 – Modelo de interpolação das taxas de erosão na margem côncava da curva 1a. As iniciais próximo aos pinos são o resultado da desagregação do material: *Fr* = *Fraturamento*; *Ds* = *Dispersão*; *Ab* = *Abatimento*; *Ds/Ab* = *Dispersão e posterior Abatimento*.

Valores altos de erosão foram identificados nas porções superior, médio e inferior da margem da curva 1a, com valores máximos possíveis diante do comprimento dos pinos utilizados, 150cm. As maiores taxas de erosão apresentaram-se nos pinos associados a fácies arenosas e siltsosas (*Sp*, *Sh* e *Fl*). Porém estas demonstram haver uma relação pouco consistente, principalmente devido a fácies sedimentares semelhantes apresentarem valores distintos em outras seções verticais. O canal está avançando sobre barra de meandro construída quando o canal migrava lateralmente para esquerda. Conforme observado, os depósitos são constituídos de sedimentos recentes. Em grande parte, provenientes das amostras do material sofreu abatimento quando submerso em água, que se desestruturou em função de processos como hidratação e desaeração mais rapidamente que amostras com material mais coeso.

O resultado indica o processo de migração do meandro, do qual a erosão mais intensa concentra-se na porção central da curva 1a (seção 4). Diferentemente do que o resultado da migração apresentado ao final de 2012 (observado pela análise das imagens, do qual encontrava-se em rotação para jusante), a concentração das maiores taxas de erosão estaria voltada ao longo das últimas seções mais a jusante da curva. A partir do desenvolvimento da migração de meandro indicado pela evolução temporal entre 1965 e 2012, esperava-se a continuação da rotação para jusante da curva. Assim, a concentração das maiores taxas de erosão no eixo central do meandro responde por um possível processo de expansão.

O número de seções com pinos instalados na curva 2i foi menor que em relação a curva 1a (Figura 44 e 45). Mas devido as intervenções de transeuntes, o número de seções analisadas

para ambas as curvas se tornaram iguais. A disposição dos pinos seguiu a mesma padronização utilizada na curva 1a, com seções verticais equidistantes horizontalmente (60m) correspondentes as seções colunares verticais das fácies sedimentares. Na seções, os pinos foram fixados segundo ampla distribuição vertical na margem e diante da heterogeneidade dos materiais. As seções de 1 a 3 foram locadas no segmento da margem sem cobertura da vegetação ripária, enquanto as seções 4 e 5 foram fixadas em área de mata conservada.

Houve seções que apresentaram 1 ou mais pinos sem erosão marginal, conforme o da figura 44 (Seções 1 e 4). Usando o exemplo, a seção 4 apresentou 14cm de erosão no pino superior, próximo a superfície, enquanto não foi registrado na mesma posição erosão na seção 1. Semelhante a falta de cobertura vegetal da seção 1 a seção 2 apresentou comportamento diferente quanto a erosão registrada no seu pino superior, ocorrendo erosão de 29cm para a estação de chuva de 2013-2014 (Figura 44). Em estudo no rio Paraguai, Souza e Cunha (2007) amostraram no período entre 2001 e 2002, que coincide com o período chuvoso, e observaram máxima erosão lateral de 25cm medida por meio de pinos em 12 seções ao longo do alto rio Paraguai. Comparativamente os autores identificaram erosão com recuos menores em relação a presente pesquisa.

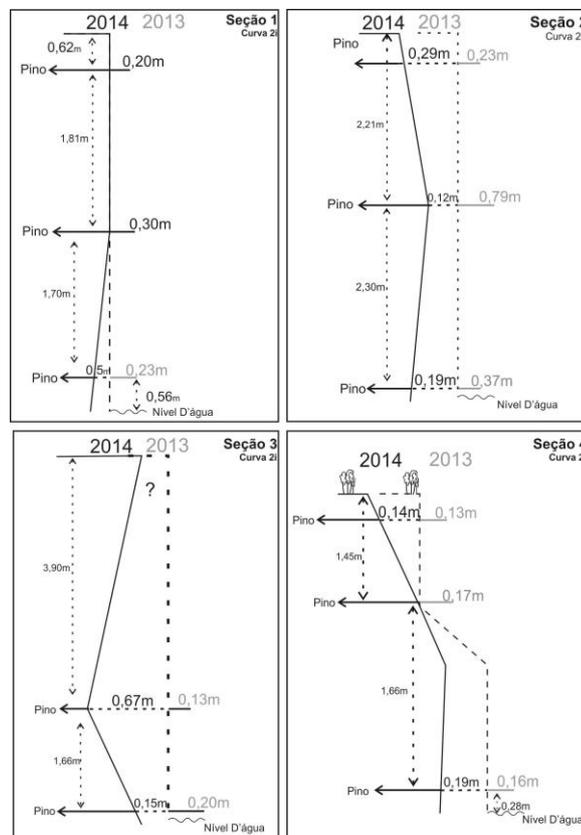


Figura 44 - Seções de pinos fixadas na margem côncava da curva 2i e regressão lateral entre 2013 e 2014

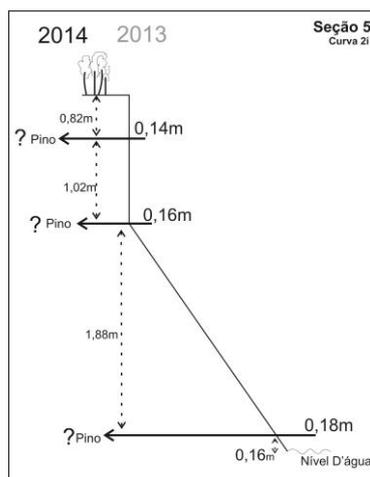


Figura 45 - Fixação dos pinos em seção 5 da curva 2i. A interrogação indica as seções violadas.

Na curva 2i, a erosão marginal apresentou maior concentração entre as seções verticais 2 e 4 (Figura 44). No modelo interpolado (Figura 46) observa-se as taxas de erosão marginal com baixa variação dos valores na porção inferior, com mínima de 5 cm (Seção 1) e máxima de 19 cm (Seção 2 e 3). O fato demonstra a homogeneidade da atuação do processo próximo ao nível da água, mesmo sob materiais predominantemente formados por cascalhos, seixos e areia grossa. Nesta porção da margem, entre as seções 1 e 3, não houve aquisição de dados sobre a desagregação dos materiais em virtude da baixa consistência dos materiais, pois não houve agregação suficiente para acondicioná-los em amostras indeformadas.

No segmento superior houve erosão apenas nas seções 2 e 4, com 29 e 14cm, respectivamente. Devido a rigidez do material na época de fixação dos pinos, não foi possível inserir o pino superior na seção 3, decorrendo assim a falta do registro erosivo. Porém entre as duas seções (2 e 4) foi possível diferenciar as condições da porção superior da margem, devido à ausência e presença da cobertura vegetal. Sob as mesmas condições de cobertura vegetal que a seção 2, a seção 1 não apresentou erosão para o período (Figura 46). Os pinos superiores de ambas as seções foram inseridos em continuidade lateral de mesmo material. As taxas de recuo erosivo apresentaram-se diferentes, ao contrário do observado nos ensaios de desagregação das amostras. Ambas não tiveram respostas a submersão total em meio aquoso durante 24 horas, mantendo sua forma e tamanho originais. As amostras superiores das seções 1 a 3 apresentaram maior incremento de matéria orgânica, estando associadas a fácies Fm. Amostras com este mesmo comportamento em submersão, avaliados por Santos (1997), foram levados ao Ensaio de *Inderbitzen* pelo autor, do qual mostrou-se de baixa erodibilidade.

Assim como Souza e Cunha (2007), os dados mostram que na curva 2i no rio Claro, houve erosão marginal de maneira diferencial ao longo da margem côncava, mas com taxas

superiores das identificadas pelas autoras no rio Paraguai. Na presente pesquisa a maior erosão da seção 3 apresentou valor de 67cm na sua altura média. Juntamente com a seção 3, a seção 2 apresentou as maiores taxas de erosão marginal da curva 2i, uma vez que registrou erosão em todos os seus pinos com a segunda maior erosão verificada com 29cm. Sob ensaio em submersão o material desta altura da margem sofreu abatimento (*slumping*), desintegrando e formando um pilha de material desestruturado.

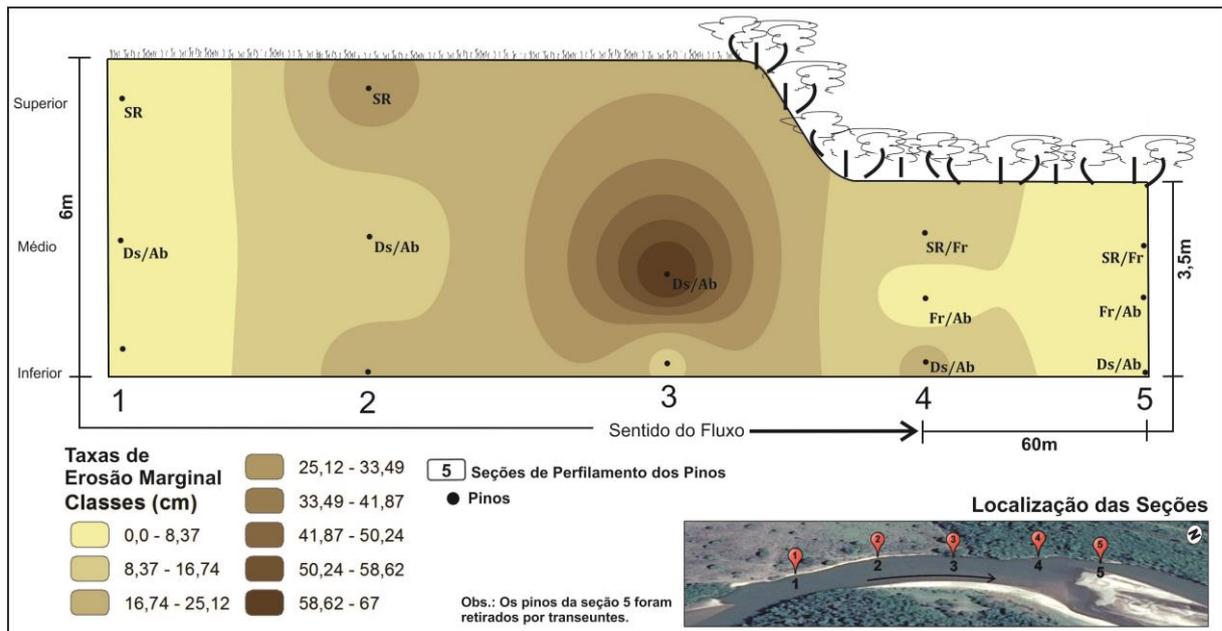


Figura 46 - Modelo de interpolação das taxas de erosão na margem côncava da curva 2i. As iniciais próximo aos pinos são o resultado da desagregação do material: SR = *Sem Resposta*; Fr = *Fraturamento*; Ds = *Dispersão*; Ab = *Abatimento*; Ds/Ab = *Dispersão e posterior Abatimento*.

No Nordeste da Austrália, em planície fluvial do rio Daintree, Bartley *et al.* (2006) identificaram entre 2004 e 2005 erosão lateral em 8 sítios de modo diferencial, com taxas entre 0 e 24cm de erosão. Semelhante aos identificados na curva 2i do rio Claro a erosão registrada no rio Daintree teve sua ação concentrada. Os autores reportaram a concentração dos processos erosivos no rio australiano em função da composição sedimentar das margens avaliadas, e em virtude da sazonalidade de sistemas fluviais tropicais de alta energia (BARTLEY *et al.*, 2006). Investigando os rios Swale, Ure e Ouse no norte da Inglaterra, Lawler *et al.* (1999) identificaram por meio de pinos taxas de erosão bastante divergentes, com pico de 176cm em apenas 4 meses de monitoramento. Segundo os autores o material constituinte das margens demonstrou ser um importante elemento a ser avaliado para relacionar a erosão marginal observada em sistemas fluviais com rios meandrantos.

As taxas de erosão na seção 4 foram maiores que as da seção 1, ambas sob diferentes coberturas vegetais. O material da porção superior da seção 4 apresentou agregação pouco

maior que os demais da sua sequência vertical. Após 24 horas submersas, as amostras quebraram-se em fragmentos mantendo a forma das faces externas. Neste processo a água tende a mover-se para dentro, devido a concentração de íons internos ser maior que a do meio aquoso, afim de reduzir a concentração iônica, causando expansão do material e consequente fraturamento (SANTOS, 1997). O comportamento do material frente a erosão não demonstrou ser unânime entre as seções 4 e 1. A erosão registrada por meio dos pinos ocorreu predominantemente na seção 4 onde a granulometria da amostra superior apresentou maior quantidade de silte que a amostra de mesma altura da seção 1, com maiores teores de argila e matéria orgânica.

A erosão marginal na curva 2i mostrou-se menor que em relação a curva 1a. A maior taxa de erosão na curva 2i foi de 67cm no seu eixo central, com mais de 3 pinos sem apresentar erosão. A média de erosão foi de 16,5cm, valor 3 vezes menor que a média de 54,5cm da curva 1a. A ocorrência de menores taxas de erosão da curva 2i demonstra o comportamento distinto que a morfologia fluvial e seus materiais constituintes apresentam. Não houve mudança abrupta na forma e tamanho da curva, porém o processo erosivo está atuando acompanhando o avanço que o canal fluvial exerce frente a esta margem (Figura 47). Por meio das imagens de satélite observou que na curva 2i o processo de expansão até 2012 era corrente. Avaliando-se as maiores e menores taxas de erosão no eixo central e menores nas extremidades da curva. A manutenção do processo de expansão do meandro parece ter sido mantida, mas com baixa intensidade. Em estações chuvosas com o nível da água e vazão mais elevada é esperado o aumento das taxas erosivas nesta margem, consequência de um movimento conjunto nas demais curvas promovendo-se uma migração de maior intensidade, capaz de, por exemplo, provocar cortes de meandro.



Figura 47 – Visada de montante da margem côncava da curva 2i. Evidencia-se a face onde foram registrados a erosão marginal entre 2013-2014

5. Discussão

O canal fluvial do rio Claro apresentou evolução recente baseada na sua migração lateral, no desenvolvimento de ambientes sedimentares marginais formadores da sua planície fluvial e na atual migração lateral e erosão marginal. Ao investigar a migração do rio verifica-se seu importante papel no desenvolvimento da planície fluvial, das suas geoformas e o papel e capacidade que os processos erosivos marginais desempenham em paisagens fluviais. Alguns autores debruçam-se sobre as relações da vegetação e os ambientes de planície, demonstrando a distribuição e abundância da vegetação em função da dinâmica dos regimes de cheias de grandes rios (NEIFF *et al.*, 1994). Em investigações nas planícies do baixo Paraguai, autores como Casco *et al.* (2005) sugerem que o efeito dissipador da vegetação exerce influência sobre a erodibilidade dos bancos e sobre os processos de acreção lateral. No caso do baixo curso do rio Claro, elementos da paisagem como a vegetação não demonstraram exercer forte influência na inibição ou mesmo redução dos processos erosivos marginais, e menos ainda afetaram a capacidade de migração do canal principal. Observa-se que em sistemas fluviais meandantes, como o do rio Claro, os processos de migração do canal são considerados elementares para o desenvolvimento das planícies fluviais (HICKIN e NANSON, 1975; NANSON e CROKE, 1992; HOOKE, 2008), devendo-se a estes o papel de formação de ambientes ecossistêmicos.

Objetivando compreender a dinâmica dos meandros e a influência da vegetação ripária e dos depósitos marginais nos processos de erosão marginal, observou-se em detalhe a migração das curvas 1a e 2i (Figuras 48 e 49), seus ambientes de deposição sedimentar e a capacidade de erosão marginal que o rio possui ao avançar nas geoformas. Ao contrário da vegetação, que não teve papel relevante na evolução dos meandros do baixo rio Claro, o tipo de material que constitui as margens a serem erodidas indicou as porções mais suscetíveis a erosão. Assim, verificou-se nesse estudo que sedimentos incoerentes tendem a desintegrar-se, sendo carregados pelas correntes, ao passo que sedimentos com maior coesão ou compactados, desprendem-se em grandes fragmentos. Neste caso, o processo migratório que a curva obedecerá ocorre sobre o material mais frágil.

A migração dos meandros ao longo do período avaliado demonstrou franca expansão e rotação pela sua margem direita, sentido jusante da curva 1a. Nas curvas adjacentes ao canal principal, a jusante e montante, o rio sofre diversos processos de migração, se tornando mais

retilíneo no segmento a jusante da curva 1a e mais sinuoso a montante (Figura 48). Devido ao fato da curva corresponder ao deslocamento do canal, esta tende a continuar avançando no sentido jusante, retomando a posição antes ocupada por um canal abandonado. Confirmada a migração, a curva imediatamente a jusante tende a se tornar mais sinuosa, formando um cenário caracterizado por uma evolução complexa de meandros. Nos anos de 1988 e 2012 é possível observar os depósitos recentes na margem oposta (convexa) da curva 1a, formando barras de meandros (*point bars*) (Figura 48).

Na margem direita, indicada pela seta, os cordões marginais convexos, localizados entre o canal principal e o meandro abandonado, foram removidos pela migração lateral em expansão junto a um movimento de rotação, tornando maior a sinuosidade do canal. Nota-se o direcionamento que a curva toma, rumando ao meandro abandonado. A localização do lago de meandro (*oxbow lake*) que juntamente com os depósitos que formam os cordões marginais convexos, parece influenciar o processo de rotação da curva ao migrar lateralmente neste segmento do rio. Porém, verifica-se que a migração ocorre em toda a curva, tanto nos segmentos com e sem vegetação ripária conservada (Figura 48).

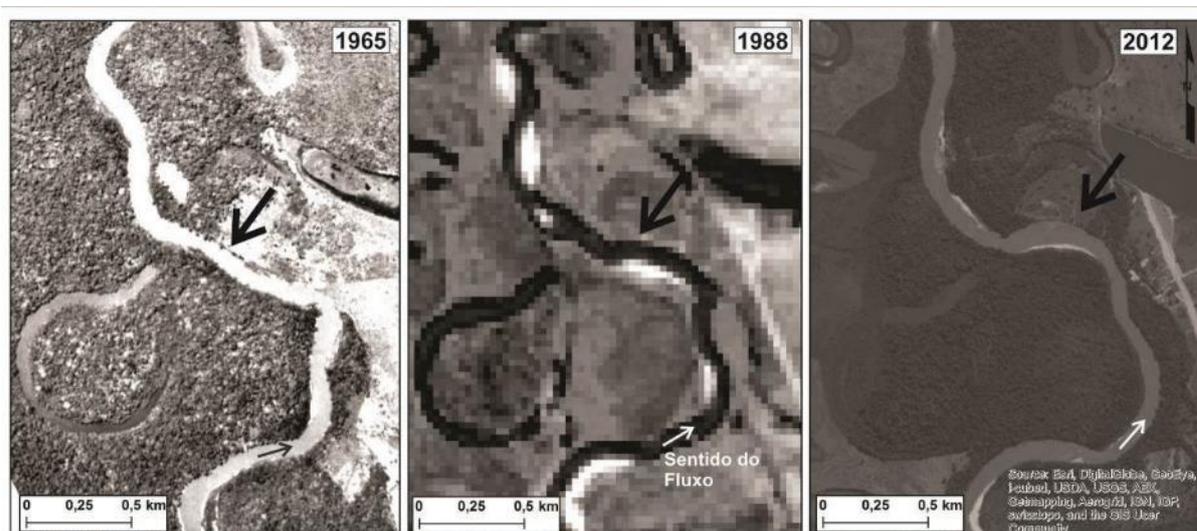


Figura 48 - Migração da curva 1a entre 1965 e 2012

A variabilidade espaço-temporal do canal fluvial entre os anos de 1988 a 2012 (Figura 48) sugere que a curva 1a tem sua expansão avante da área sem cobertura vegetal. Consequentemente, espera-se que as taxas de erosão deste segmento sem vegetação ripária tenham valores de erosão marginal superiores aos segmentos da mesma curva com cobertura vegetal conservada, como é o caso das extremidades desta curva (Figura 48). Ao longo da curva 1a observou-se que os diferentes depósitos sedimentares e as fácies associadas mostraram muita similaridade por toda a curva, salvo algumas fácies de características pouco mais grosseiras

observadas no início da curva (Gm/Gms), localizadas nas primeiras seções (1 a 3) e também dotadas de suscetibilidade a erosão marginal em função das taxas identificadas pelos pinos entre 2013 e 2014. Com exceção da fácies Fl/Fm, classificadas nas seções 2 e 3, as demais foram submetidas aos ensaios de desagregação em submersão aquosa. Foi observado o comportamento muito similar entre elas, salvo as amostras da fácies Fm entre as seções 4 e 7, que não apresentaram respostas frente a submersão total (Figura 49). Nos demais ensaios, foi observado abatimento em tempos variados, na sua maioria ocorrido nos primeiros minutos, e outros, como fácies Sh e St/Sp (Seções 4 a 7), apenas em 24 horas, desestruturaram-se por completo (Figura 49).

Podemos dessa maneira observar, que as fácies com predomínio de areia ao longo da curva têm reposta muito semelhante durante as cheias do rio, como durante a estação chuvosa de 2013-2014. Ao contrário das fácies que apresentam maior teor de matéria orgânica, em função da elevação do nível das águas do rio é esperado efeitos mais brandos ou mesmo nulo.



Figura 49 – Desagregação das amostras das fácies Sh e Fm das seções 4 e 7, onde foram fixados os pinos superiores das mesmas seções

O comportamento dos depósitos sedimentares de modo distinto em relação a submersão aquosa apresentou efeitos também diferentes frente a erosão marginal. Usando o exemplo das fácies Sh e Fm das seções 4 e 7 (Figura 49) é possível averiguar, além da resposta do material, a influência dos depósitos de bacia de inundação, ao formar fácies com maior quantidade de matéria orgânica e sob estes sedimentos de areia fina, cuja a cobertura vegetal mantém-se conservada (Seção 7). Na fácies Fm, onde não houve desagregação do material na seção 7, a

erosão marginal foi de 4cm, ao passo que na fácies Sh, abaixo desta primeira, o pino fixado na altura superior da seção 4 registrou erosão de 130cm (Tabela 7).

Tabela 7 - Relação entre fácies, desagregação e erosão marginal das seções 4 e 7 – Curva 1a

Seções 4 e 7			
Fácies	Desagregação	Erosão (cm)	
		s 4	s 7
Fm	SR		4
Sh	Fr ² /Ab ⁴	130	
St/Sp	Ds ³ /Ab ⁴	49	124
Sp	Ab ¹	125	9

SR = Sem Resposta; Fr = Fraturamento;

Ab = Abatimento; e, Ds = Dispersão. ¹em 15min; ²em 30min; ³em 45min; ⁴em 24h.

Fácies de depósitos de bancos como St/Sp demonstraram comportamento semelhante a fácies Sh da seção 4 à desagregação e erosão marginal. Mesmo sob cobertura vegetal, o pino médio da seção 7 registrou erosão de 124cm em fácies St/Sp, resultado muito próximo da erosão marginal da seção 4 (Tabela 7). As seções 2 e 3 são também semelhantes quanto aos depósitos sedimentares e os efeitos da desagregação dos seus materiais, mas são divergentes diante da erosão marginal (Tabela 8). A erosão na seção 3 foi menor ao longo do perfil vertical, mostrando similaridades entre o decréscimo da intensidade da erosão rumo ao topo e valores da erosão na base mais elevados e próximos entre as seções. Mas divergiram quanto a erosão na fácies St/Sp, mesmo está estando no segmento da margem sem cobertura vegetal não houve erosão na seção 3, ao contrário da seção 2, onde a erosão foi efetiva mesmo sob influência da cobertura vegetal (Tabela 8).

Tabela 8 - Relação entre fácies, desagregação e erosão marginal das seções de 2 a 3 – Curva 1a

Seções 2 e 3			
Fácies	Desagregação	Erosão (cm)	
		s 2	s 3
Fl/Fm		40	
St/Sp	Ab ¹	47	0
Sp	Ab ¹		28
Gm/Gms	Ab ²	66	72

Ab = Abatimento. ¹em 15min; ²em 30min

A fácies de barra meandros, formadas na sua maioria por sedimentos arenosos mostrou-se uma unidade da planície vulnerável aos efeitos da migração do rio Claro. A desagregação dos materiais e as taxas de erosão marginais apresentaram significativas na curva 1a. A vegetação ripária não demonstrou exercer influência frente aos processos erosivos marginais nesta curva. Há segmentos que se apresentam com e sem vegetação conservada, os quais não se consegue distinguir os seus efeitos tanto na erosão quanto na migração, pois observou-se erosão marginal nos dois segmentos, inclusive com taxas elevadas, com avanço da frente erosiva superior a 1m em trecho com vegetação ripária contínua.

Observando o trecho do rio Claro onde a curva 2i se encontra, percebe-se a migração lateral das curvas de montante e de jusante bastante ativas (Figura 50). Entre 1965 e 1988, a curva de montante sofre corte do meandro, tendo como consequência o abandono do canal e posterior colmatação das suas extremidades, como observado em 1988 (Figura 50). Fato semelhante acontece na curva a jusante, entre os anos de 1988 e 2012. Ao aumentar a sinuosidade, o canal fluvial seguiu expandindo a curva e rotacionando até o ponto que uma extremidade tocou a outra, ocorrendo o abandono do canal por corte do meandro, reduzindo a sinuosidade do segmento. Neste caso foi possível identificar o momento de emparelhamento das curvas ao ponto de união e corte do pedúnculo (*neck cutoff*). Church (1996) trata a sinuosidade como mecanismo de dissipação de energia do canal fluvial, enquanto Simons (1982) aponta que um segmento de margem mais sinuoso tem uma alta probabilidade de sofrer erosão, cuja magnitude vai depender da velocidade do fluxo, da forma de distribuição da velocidade e das características do material da margem. Isso pode explicar a evolução dessas curvas do rio Claro.

Junto a margem esquerda da curva 2i há uma superfície ampla sem marcas de migração lateral recente, cujo o uso agrícola é observado desde 1965. As características morfológicas são de terraço, cujo desenvolvimento pedogenético pôde aumentar a consolidação do material da margem, uma vez que a migração do canal foi pequena, especialmente se comparado com as curvas próximas a montante e jusante (Figura 50).

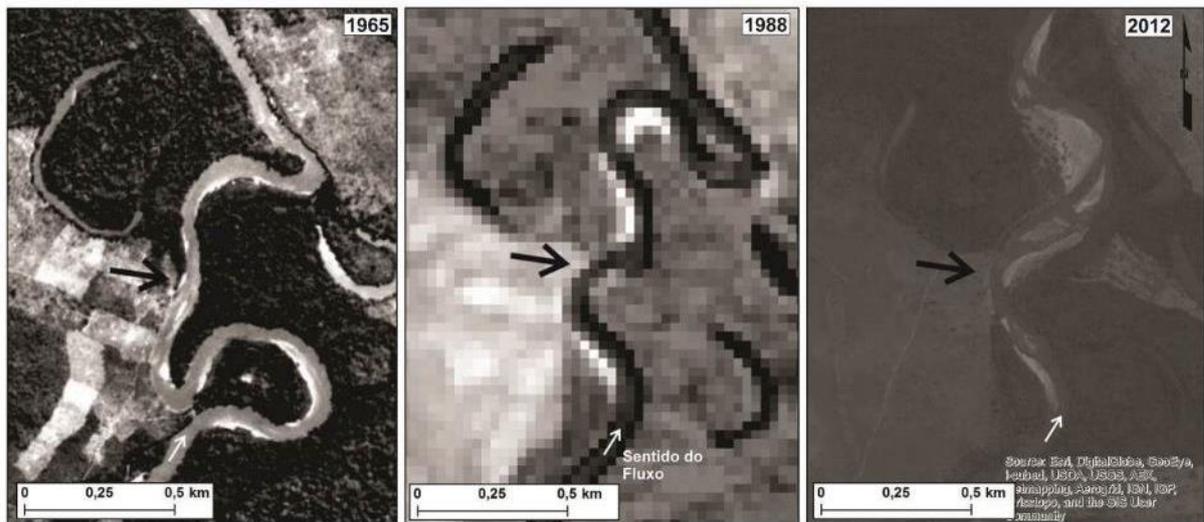


Figura 50 - Migração da curva 2i (seta) entre os anos de 1965 a 2012

Entre os anos de 1988 a 2012 foi observado o aumento das barras de meandros (*point bars*) e barras centrais (*central bars*) no canal (Figura 50). Com a elevação da sedimentação neste trecho o canal ramificou imediatamente a jusante da curva 2i. Concomitantemente, a margem côncava da curva 2i apresentou expansão com desenvolvimento de lóbulo entre os anos estudados, mas com baixo aumento do seu raio de curvatura. A migração do canal mostrou-se mais reduzida sobre a margem junto ao terraço que em relação a barra de meandro da curva 1a, mesmo sob circunstâncias da ausência de vegetação em boa parte da curva.

Os materiais da margem côncava da curva 2i apresentaram comportamento distinto quanto aos ensaios de desagregação e a erosão marginal. Os sedimentos na altura dos pinos na posição intermediária, entre o nível da água e o topo da margem da margem, onde predominou fácies Sp e St demonstraram ser mais vulnerável a migração do canal com valores de erosão pouco maiores associados ao comportamento do material em ensaio de submersão. As amostras da fácies Sp e St apresentaram inicialmente resposta similar. Conforme o nível da água se elevou, a fácies St da porção média da seção 5 apresentou fraturamento em sua base e abateu-se por completo em 45 minutos de ensaio (Figura 51). A amostra da fácies Sp demonstrou resposta a elevação do nível da água aos 45 minutos, com uma dispersão branda, formando um nuvem coloidal. Em 24 horas em submersão total, a amostra da fácies Sp se abateu ao ser observado um pilha de material desestruturado (Figura 51).

A amostra do terraço, também da posição intermediária, apresentou maior resistência a desagregação que os sedimentos da fácies Sp, mesmo estando sob segmento da curva sem a presença de cobertura da vegetação ciliar da planície. Isto sugere que a vegetação não demonstra influência significativa dos materiais da porção média da margem. Os sedimentos

arenosos desestruturaram facilmente em resposta a saturação e baixo conteúdo de sedimentos com propriedades de agregação, como argilas. Os materiais do terraço foram pouco mais resistentes aos efeitos do ensaio de submersão, apresentando taxas de erosão similar apenas no pino fixado na fácies Sp. Porém os demais pinos do terraço (seções 1 e 2) não demonstram significativas taxas de erosão marginal (Tabela 6 e 7).

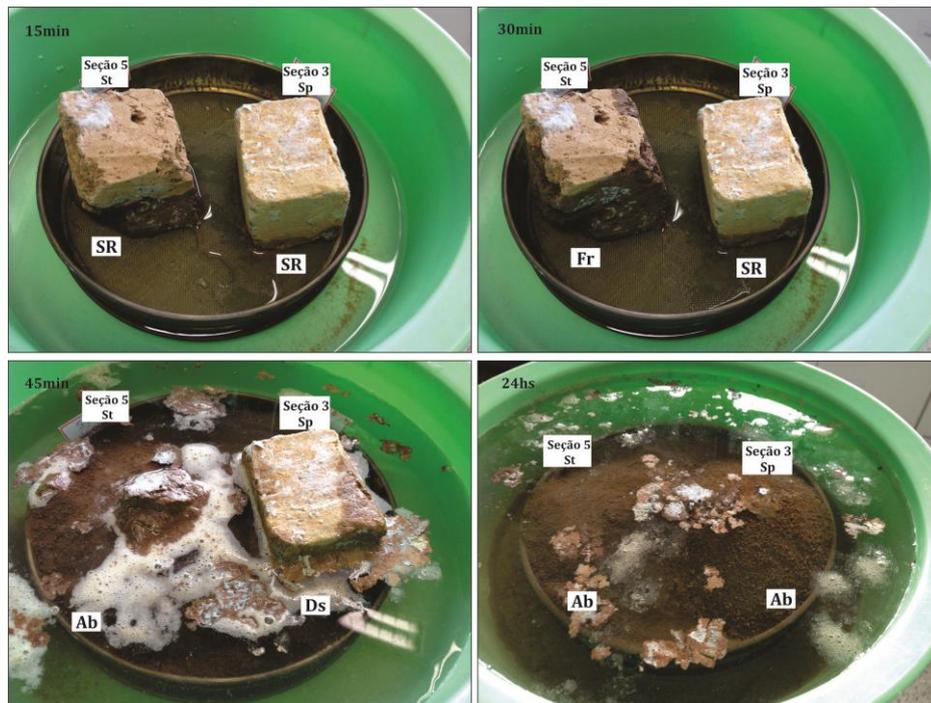


Figura 51 - Desagregação das amostras das fácies St e Sp das seções 5 e 3, onde foram fixados os pinos médios das mesmas seções

Comparando as taxas de erosão entre as seções, nota-se pouca correlação com possíveis efeitos atenuadores, tão pouco inibidores, da vegetação ripária. Verificando a porção superior da seção 1 e 4, por exemplo, notamos erosão maior onde a vegetação é presente. Contudo, observou-se depósitos sedimentares de ambas, um com maior teor de matéria orgânica e argila (Fm) e outro com predominância de silte (Fl) (Seção 4). Por outro lado, a erosão marginal foi pontualmente maior em pino fixado na fácies Fl da seção 2, sem presença de vegetação (Tabela 6). As menores taxas de erosão marginal foram constatadas na seção 1, alocadas em ambiente de terraço, e a menor desagregação dos materiais de topo e a erosão marginal pouco eficaz ao longo de toda a seção, demonstraram maior resistência aos efeitos da migração lateral do canal.

Tabela 6 - Relação entre fácies, desagregação e erosão marginal das seções de 1 a 3 – Curva 2i

Seções 1 a 3		
Fácies	Desagregação	Erosão (cm)

		s 1	s 2	s 3
Fm	SR	0		
Fl	Ds ³ /Ab ⁴		29	
Sp	Ds ² /Ab ³	0	12	67
Gm		5	19	15

SR = Sem Resposta; Ab = Abatimento; e,
Ds = Dispersão. ¹em 15min; ²em 30min;
³em 45min; ⁴em 24h.

Tabela 7 - Relação entre fácies, desagregação e erosão marginal das seções de 4 a 5 – Curva 2i

Seções 4 e 5		
Fácies	Desagregação	Erosão (cm)
		s 4
Fl	SR/Fr ⁴	14
St	Fr ¹ /Ab ³	0
Sp	Ds ² /Ab ⁴	19

SR = Sem Resposta; Fr = Fraturamento;
Ab = Abatimento; e, Ds = Dispersão. ¹em 15min;
²em 30min; ³em 45min; ⁴em 24h.

Fatores como formação de depósitos recentes no canal influenciam a erosão marginal do setor de jusante da curva 2i, principalmente entre as seções 4 e 5 (Figura 33, pág. 57). A formação de barras centrais afeta o direcionamento da linha de fluxo da corrente, pois sujeita a margem côncava da curva a sofrer maior impacto hidráulico devido a concentração de fluxo. Conforme modelo da figura 52, a formação das barras centrais forçam o fluxo d'água a dividir-se, juntamente com a barra de meandro na margem convexa, a correnteza tende a aumentar no sentido da margem côncava. A alteração provoca maior volume e impacto hidráulico das águas sobre a margem côncava, sugerindo aumentar a taxa erosiva diante da sedimentação do canal.

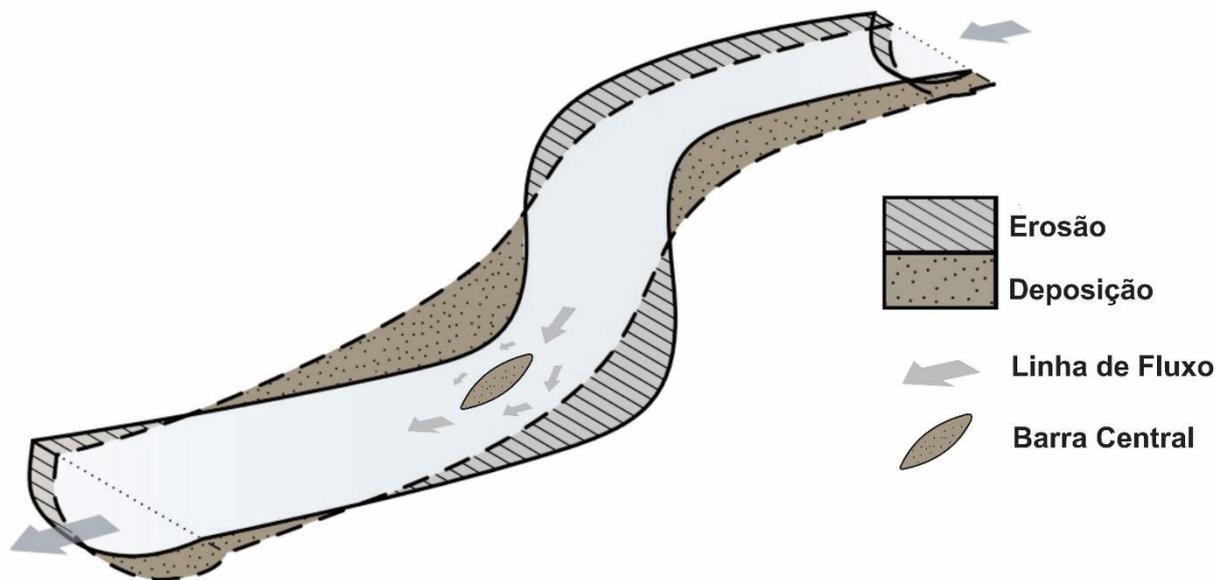


Figura 52 - Duplicação de linha de fluxo quando formado barral central em canais meandrantentes, aumentando o fluxo de água pela margem côncava. Adaptação do modelo de Church (2006).

Entre os anos de 2010 e 2013 houve uma significativa sedimentação no canal ao longo do trecho da curva 2i. O processo se desdobrou em formação de barra central, alongando-se a jusante até a altura das seções 4 e 5. Junto a seção 5, houve um recuo marginal maior que as demais seções em virtude da concentração do fluxo devido a formação de barra central. Na figura 53 apresenta-se as imagens de 2010 e 2013, nas quais pode ser visto o recuo abrupto no segmento das seções mencionadas. Os pinos foram instalados 3 meses após o registro da imagem orbital (agosto), por isso na imagem de 2010 a localização dos pinos 4 e 5 encontram-se mais distante da borda da margem, ao contrário de 2013, quando no mês de outubro instalou-se na face da margem para mensuração posterior. O processo da formação da barra central é acompanhado por erosão lateral. Somados aos efeitos da maior resistência do terraço, a formação de barras centrais no setor de jusante da curva 2i conduziu a migração recente do canal ao avançar frente aos depósitos de sedimentos inconsolidados (Seção 4 e 5), mesmo apresentando vegetação ripária conservada (Figura 53).



Figura 53 - Duplicação da linha de fluxo em função da formação de barra central na altura da seção 5 da curva 2i, destaque para o trecho indicado pelas setas e o recuo da margem na seção 5.

Para o período chuvoso, posterior a avaliação da figura 53, a migração da curva 2i foi pouco significativa e a erosão marginal foi menos efetiva que em relação a curva 1a. Os ambientes deposicionais elaborados em eventos pretéritos pela migração do canal responderam diferentemente a dinâmica recente do baixo curso do rio Claro. A associação de fácies das seções 1, 2 e 3 da curva 2i não mostrou a mesma alternância do ambiente deposicional que as seções 4 e 5, pois se trata de depósitos de terraço, os quais não refletem a dinâmica migratória atual. Por se tratarem de depósitos mais antigos, o desenvolvimento pedogenético formou nódulos e outros compostos oxidados, por exemplo, bem como aumentou a consistência e resistência a erosão, o que teria dificultado a migração lateral sobre a margem esquerda nas seções de 1 a 3 da curva 2i entre 1964 e 2012, e durante a estação chuvosa de 2013-2014. Contrariamente, ao longo da curva 1a, as associações de fácies mostram depósitos inconsolidados, resultado da dinâmica migratória recente. Estes depósitos inconsolidados não dificultaram a migração lateral no mesmo período (figuras 4 e 6), desimpedindo a remobilização dos depósitos da planície. Os processos erosivos avançaram na margem direita da curva 1a em mais de 130cm em alguns setores da margem, mostrando-se heterogeneidade de atuação em ambas as curvas.

O que se observa na dinâmica evolutiva dos meandros do rio Claro é a pouca influência que a vegetação ripária exerce em atenuar a ação erosiva marginal, não apresentando efeitos significativos, especialmente nas porções inferiores das margens de ambas as curvas avaliadas. Nos segmentos de topo da margem em que a vegetação ripária tem influência mais direta. Os materiais são incrementados por compostos orgânicos favorecendo a agregação bem como as raízes exercem papel nesta porção superficial ao formar uma malha mais densa de pequenas raízes. Contudo, materiais de origem biológica localizados em fácies de pequenas espessuras não interferem significativamente na dinâmica erosiva da margem como um todo. Fácies com maior incremento de argila e matéria orgânica diminuíram o poder da erosão marginal ao mostrar menores avanços nestes setores das margens e desagregações mais brandas em maior tempo, em sua maioria não houve desagregação dos materiais. Ao contrário, as fácies mais espessas, formadas por areias e de baixo desenvolvimento pedogenético, exibiram os maiores efeitos da erosão marginal e desagregação do material. Nas fácies com estrutura mais maciça, com diagênese um pouco mais avançada (Gm), com materiais com pedogênese desenvolvida (Fl), e com maior incremento de matéria orgânica (Fm), a erosão marginal foi menor.

6. Conclusão

O rio Claro possui uma configuração ensejada por processos tectônicos e possivelmente neotectônicos, representando padrão meandrante intercalado por segmentos retilíneos ao longo do seu baixo curso. O canal fluvial apresenta acelerada mobilidade entre os segmentos de planície fluvial, em que o número de processos de migração é elevado.

Sua planície fluvial têm característica de deposição e erosão comuns a migrações de meandros. A mobilidade do canal fluvial apresentou respostas geológico-geomorfológica possivelmente de idade quaternárias ao longo dos depósitos sedimentares do baixo rio Claro. A sucessão histórica das imagens e a difusão de feições de paleocanal e lagoas de meandros (*oxbow lakes*) na planície fluvial demonstram que o canal apresenta intensa atividade meândrica atual. O retrabalhamento de morfologias fluviais é contínuo. A medida que o canal atual se desloca lateralmente pela planície fluvial, destruindo algumas formas existentes, como cordões convexos (espirais de meandros), meandros abandonados e paleomeandros, em favor da construção de novas gerações de formas fluviais.

As associações faciológicas demonstraram a ocorrência de ambientes deposicionais de canal e de planície. Na área foi formado um complexo ambiente diante do qual formou-se um complexo conjunto de morfologias fluviais que refletem significativas mudanças nas condições pretéritas e recentes, e atualmente apresenta um volume de material predominantemente arenoso em contínuo (re)trabalhamento. A associação de fácies demonstrou ainda que a migração lateral afeta a formação e remobilização dos depósitos na planície. A medida que o canal migra lateralmente remobiliza os depósitos mais antigos avante da frente migratória, bem como forma novas sucessões de depósitos a ré.

A observação do conjunto da sucessão histórica das imagens, das associações de fácies e das taxas de erosão marginal demonstrou haver interferência mútua entre a migração lateral dos meandros do rio Claro e os depósitos fluviais. A erosão marginal apresentou ampla ocorrência ao longo das margens independente da cobertura vegetal ripária. A mesma vegetação não demonstrou influência nos processos de migração lateral, dos quais foram observados em várias das curvas dos trechos 1 e 2.

Os depósitos onde há menor erosão e sem resposta nos ensaios de desagregação foram os constituídos por alta quantidade de matéria orgânica, não estando associados ao

incremento provindo da vegetação ripária, mas em função dos depósitos de planície de inundação, decantando materiais finos em águas calmas, atualmente sotopostos por depósitos arenosos.

A influência da cobertura vegetal observado no presente não implica em subestimar o seu papel nestes ambientes. Em verdade, as planícies de meandros sem mata ciliar em geral têm elevado aporte de sedimentos no canal em função da ausência do efeito amortizador que a cobertura vegetal desempenha. Sabe-se que o seu papel vai além, pois apresenta grande conectividade entre rio e planície, a qual é essencial ao desenvolvimento destes ambientes.

O poder erosivo marginal do baixo rio Claro tem poder suficiente para avançar sob áreas com vegetação ripária. Por outro lado, os materiais dos depósitos fluviais tiveram comportamento distinto. A migração lateral avança desimpedidamente por entre depósitos inconsolidados da planície fluvial atual, enquanto que os depósitos mais antigos, pedogeneizados e consistentes dos terraços, dificultam o avanço da migração lateral, mesmo quando estes não estão sob influência da cobertura vegetal.

A planície aluvial de recente conformação atua como a maior receptora e possivelmente emissora da carga sedimentar transportada pelo rio Claro, registrando importantes mudanças morfológicas no período atual. Estes ambientes deposicionais, definidos principalmente pelas condições hidrodinâmicas operantes nos distintos trechos do canal e pelo suprimento de materiais, mostram uma rápida evolução dos seus meandros, gerando depósitos e morfologias fluviais altamente dinâmicas, das quais as que apresentam maior agregação do material exercem influência na evolução dos meandros ao dificultar sua migração, mostrando efeito análogo ao comportamento de segmentos do canal que escoam sobre diferentes litologias.

A interação entre processos de formação de ambientes sedimentares e migração dos meandros sob avanço da frente erosiva marginal mostram, além da influência que os depósitos sedimentares exercem na evolução do canal fluvial, a forte atuação da hidrodinâmica e também da carga sedimentar do canal, a qual possivelmente torna-se maior em função da conversão de novas áreas pelo avanço agrícola.

7. Referências Bibliográficas

AB'SABER, Aziz Nacib. **Os Domínios Morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação**. 52. ed. São Paulo: Geomorfologia, 1977. 17-28 p.

_____. **O Suporte Geocológico das Florestas Beiradeiras (Ciliares)**. In: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO FILHO, H. F. (Orgs.). . **Matas Ciliares: conservação e recuperação**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo: Fapesp, p. 15–26, 2000.

ALLEN, J. R. L. Sedimentation to the lee of small underwater sand waves: an experimental study. **J. Geophys. Res.** p. 95–116 , 1965.

ANA, Agência Nacional das Águas (Brasil). **Hidroweb: sistemas de informações hidrológicas**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>.

_____. **Plano estratégico de recursos hídricos da bacia hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia: relatório síntese**. Brasília-DF: ANA; SPR, 2009. 256 p. 978-85-89629-55-3.

AQUINO, Samia; LATRUBESSE, Edgardo Manuel; SOUZA FILHO, Edvard Elias De. Relações entre o regime hidrológico e os ecossistemas aquáticos da planície aluvial do rio Araguaia. **Acta Scientiarum. Biological Sciences** v. 30, n. 4, p. 361–369 , 28 nov. 2008.

AUFDENKAMPE, Anthony K *et al.* Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. **Frontiers in Ecology and the Environment** v. 9, n. 1, p. 53–60 , 1 fev. 2011.

BARTLEY, Rebecca *et al.* **Measuring rates of bank erosion and channel change in northern Australia: a case study from the Daintree River catchment**. 43/06. ed. Reef and Rainforest CRC: CSIRO Land and Water Science Report, 2006. 51 p.

BARTORELLI, Andrea. Contexto geológico e evolução da Rede Hidrográfica do Brasil. In: HASUI, Y. *et al.* (Orgs.). . **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 575–628. 978-85-62768-10-1.

BAYER, M.; ZANCOPÉ, M. H. de C. Ambientes sedimentares da planície aluvial do rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia** v. 15, n. 2, p. 203–220 , 2014.

BAYER, Maximiliano. **Diagnóstico dos processos de erosão/assoreamento na planície aluvial do rio Araguaia, entre Registro do Araguaia(GO) e Cocalinho(MT)**. Dissertação de Mestrado em Geografia. Universidade Federal de Goiás, 2002. 126 p.

BERTRAND, G. **Paisagem e geografia Global. Esboço metodológico**. 13. ed. São Paulo: Instituto de Geografia, Cadernos de Ciências da Terra, 1972. 1-27 p.

BRITO-NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research** v. 53, p. 23–40 , 1991.

CAILLEAUX, A. TRICART, J. Le. Problème de la classification des faits géomorphologiques. 1956, [S.l: s.n.], 1956. p.162–186.

CAMPOREALE, C.; PERUCCA, E.; RIDOLFI, L. Significance of cutoff in meandering river dynamics. **Journal of Geophysical Research** v. 113, n. F1, p. F01001 , 15 jan. 2008.

CANTARELLI, V. H.; ALVES, W. R. The Meandres Of The Araguaia River Environmental Protection Area. **Boletim Goiano de Geografia** v. 19, n. 1, p. 158–165 , 1999.

CAPELLO, S. V. **Modeling Channel Erosion in Cohesive Streams of the Blackland Prairie, Texas at the Watershed Scale**. Baylor University, 2008. 76 p.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia Prática**. 2^a. ed. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 2008. 599 p.

CASCO, Silvina Lorena; CHIOZZI, Nora Indiana Basterra De; NEIFF, Juan José. *La vegetación como indicador de la Geomorfología Fluvial*. Revista Brasileira de Geomorfologia, ano 6, nº 1, p.123-136, 2005.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **Theoretical papers in the hydrologic and geomorphic sciences** , 1962.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. Physical geography: a systems approach. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society** v. 98, n. 418, p. 370 , out. 1971.

CHRISTOFOLETTI, Antônio. **Análise de sistemas em geografia: introdução**. São Paulo: Editora Hucitec, Editora da Universidade de São Paulo, 1979. 106 p.

_____. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgar Blucher Ltda, pág. 313, 1981.

CHURCH, Michael. Channel morphology and Typology. In: PETTS, G.; CALOW, P. (Orgs.). . **River Flows and Channel Forms**. Londres: Blackwell Science, 1996. p. 185–202.

_____. Bed Material transport and the morphology of Alluvial river channels. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** v. 34, n. 1, p. 325–354 , 28 maio 2006.

COFFMAN, David K. **Streambank Erosion Assessment in Non-cohesive Channels Using Erosion Pins and Submerged Jet Testing, Dallas/Fort Worth, Texas**. Baylor University, 2009. 76 p.

CONSTANTINE, José Antonio; DUNNE, Thomas. **Meander cutoff and the controls on the production of oxbow lakes**. *Geology* v. 36, n. 1, p. 23 , 1 jan. 2008.

COUTINHO JUNIOR, J.; COUTINHO, C.A.M. **Reprodução natural e artificial de três espécies de valor comercial, selecionadas no rio Araguaia: captura e transporte de**

Alevinos. Goiânia-GO: Relatório Técnico - Empresa Goiano de Pesquisa Agropecuária, 1979. 146-148 p.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Mapa de Geodiversidade de Goiás e do Distrito Federal**. 1:1000000. ed. Goiânia: Serviço Geológico do Brasil - CPRM/MME, 2013.

DESCHAMPS, R. *et al.* Analysis of Heavy Oil Recovery by Thermal EOR in a Meander Belt: From Geological to Reservoir Modeling. **Oil & Gas Science and Technology – Revue d'IFP Energies nouvelles** v. 67, n. 6, p. 999–1018 , 6 fev. 2013.

DIAS, Wolliver Anderson. **Dinâmica erosiva em margens plenas de canal fluvial**. Dissertação de Mestrado em Geografia. Universidade Estadual de Ponta Grossa, 2012. 102 p.

DNIT, Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes. **Mapa Rodoviário de Goiás**. Escala 1:1.250.000: Ministério dos Transportes, 2002. 1 p.

EARTH, Google. **World View 2003**. Gratuito ed.[S.l.]: <https://www.google.com/earth/>, 2014.

EBISEMIJU, F.S. The sinuosity of alluvial river channels in the seasonally wet tropical environment: Case study of river Elemi, southwestern Nigeria. **CATENA** v. 21, n. 1, p. 13–25 , jan. 1994.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R. **Fácies e associações de fácies em depósitos neokuaternários de terraço na bacia do rio do Peixe, região ocidental paulista**. Revista Geociências v. 22, n. 1, p. 5–16 , 2003.

FARIA, K. M. S. De. **Caracterização dos Remanescentes de Cerrado e Suas Relações com o Uso e Ocupação das Terras da Alta Bacia do Rio Araguaia**. Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2006. 160 p.

GAY, Glenn R. *et al.* Evolution of cutoffs across meander necks in Powder River, Montana, USA. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 23, n. 7, p. 651–662 , jul. 1998.

GREGORY, K.J. **The human role in changing river channels**. *Geomorphology* v. 79, n. 3-4, p. 172–191 , set. 2006.

GÜNERALP, İnci *et al.* **Advances and challenges in meandering channels research**. *Geomorphology* v. 163-164, p. 1–9 , ago. 2012.

HARRISON, L. R. *et al.* Channel dynamics and habitat development in a meandering, gravel bed river. **Water Resources Research** v. 47, n. 4, p. n/a–n/a , 19 abr. 2011.

HARTSHORNE, Richard. **Propósitos e Natureza da Geografia**. 2. ed. São Paulo: Editora HUCITEC - EDUSP, 1978. 203 p.

HASUI, Y. **Sistema Orogênico Tocantins**. In: HASUI, Y. *et al.* (Orgs.). . *Geologia do Brasil*. São Paulo: Editora Beca, 2012. p. 254–288.

HICKIN, EDWARD J.; NANSON, GERALD C. **The Character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada.** Geological Society of America Bulletin v. 86, n. 4, p. 487–494 , 1 abr. 1975.

HILLEMACHER, M.; DONOHUE, F.; TREADWELL, S. **Impact of meander reinstatement on environmental flow compliance for the LaTrobe River.** 2012, Caberra: eds J.R. Grove e I.D. Rutherford, 2012.

HOLMGRENE, G. G. S.; FLANAGA, C. P. **Factors affecting spontaneous dispersion of soil materials as evidenced by the crumb test.** ASTM Special Technical Publication v. 623, p. 218–239 , 1977.

HOOKE, J. M.; HARVEY, A.M. **Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows.** In: COLLINSON, J.; LEWIN, J. (Orgs.). . Modern and Ancient Fluvial Systems. [S.l.]: International Association of Sediment Special Publication, 1983. p. 121–132.

HOOKE, J.M.; GAUTIER, E.; ZOLEZZI, G. River meander dynamics: developments in modelling and empirical analyses. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 36, n. 11, p. 1550–1553 , 15 set. 2011.

HOOKE, J.M. An analysis of the processes of river bank erosion. **Journal of Hydrology** v. 42, n. 1-2, p. 39–62 , jun. 1979.

_____. **Temporal variations in fluvial processes on an active meandering river over a 20-year period.** *Geomorphology* v. 100, n. 1-2, p. 3–13 , ago. 2008.

_____. **Magnitude and distribution of rates of river bank erosion.** *Earth Surface Processes* v. 5, n. 2, p. 143–157 , abr. 1980.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, James R. **Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments.** Cambridge, UK: Wallis Cambridge University Press, 1997. 224 p.

INMET, Instituto Nacional de Meteorologia. **BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa.** Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br>> .

JAMES, L. Allan; MARCUS, W. Andrew. **The human role in changing fluvial systems: Retrospect, inventory and prospect.** *Geomorphology* v. 79, n. 3-4, p. 152–171 , set. 2006.

LATRUBESSE, E.M. *et al.* **The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River.** *Geomorphology* v. 113, n. 3-4, p. 239–252 , dez. 2009.

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. **Tropical rivers.** *Geomorphology* v. 70, n. 3-4, p. 187–206 , set. 2005.

LATRUBESSE, Edgardo M.; CARVALHO, Thiago Morato. **Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: Secretária da Indústria de Comércio, Superintendência de Geologia e Mineração, 2006. 128 p.

LAWLER, D. M. *et al.* Downstream change in river bank erosion rates in the Swale-Ouse system, northern England. **Hydrological Processes** v. 13, n. 7, p. 977–992, maio 1999.

LEIGH, David S. Terminal Pleistocene braided to meandering transition in rivers of the Southeastern USA. **CATENA** v. 66, n. 1-2, p. 155–160, maio 2006.

LEOPOLD, Luna B.; WOLMAN, M. Gordon. River Channel Patterns: Braided, Meandering, and Straight. **Professional Paper**, 1957.

LI, Luqian; LU, XiXi; CHEN, Zhongyuan. River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. **Geomorphology** v. 85, n. 3-4, p. 185–196, mar. 2007.

MAMEDE, L. *et al.* Geomorfologia. **Projeto RADAMBRASIL - Levantamentos de Recursos Naturais SE. 22 Goiânia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. p. 349–412.

MAMEDE, L.; NASCIMENTO, M. A. L. S. Geomorfologia. **Projeto RADAMBRASIL Folha SD.22 Goiás**. Rio de Janeiro: Brasil, Ministério das Minas e Energia (Levantamento de Recursos Naturais, 25), 1981.

MAURO, C. A.; DANTAS, M.; ROSO, F. A. Geomorfologia. **Folha SD 23 Brasília: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra**. Rio de Janeiro: Projeto RADAMBRASIL, 1982. p. 203 – 294.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. Berlim: Springer Verlag, 1996. 582 p.

_____. **Fluvial Depositional Systems**. Cham: Springer International Publishing, 2014. 322 p.

MITRA, Sudip; WASSMANN, Reiner; VLEK, Paul L.G. An appraisal of global wetland area and its organic carbon stock. **Current Science** v. 88, p. 25 – 35, 2005.0011-3891.

MOREIRA, M. L. C. *et al.* **Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM/SIC - FUNMINERAL, 2008. 143 p. 978-85-7499-058-3.

MOTTA, D. *et al.* Modification of meander migration by bank failures. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface** v. 119, n. 5, p. 1026–1042, 9 maio 2014.

NANSON, G.C.; CROKE, J.C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology** v. 4, n. 6, p. 459–486, abr. 1992.

NASCIMENTO, M. A. L. S. Geomorfologia do Estado de Goiás. **Boletim Goiano de Geografia** p. 22, dez. 1991.

NIMER, Edmon. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: [s.n.], 1979.

OLLERO, Alfredo. **Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain.** *Geomorphology* v. 117, n. 3-4, p. 247–260 , maio 2010.

PERUCCA, E.; CAMPOREALE, C.; RIDOLFI, L. **Influence of river meandering dynamics on riparian vegetation pattern formation.** *Journal of Geophysical Research* v. 111, n. G1, p. G01001 , 2006.

RODRIGUES, Cleide. **A Teoria Geossistêmica e suas Contribuições aos Estudos Geográficos e Ambientais.** *Revista do Departamento de Geografia* n. 14, p. 69–77 , 2001.

SANTOS, Manuel Luiz dos. **Unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares associados no sistema fluvial do rio Paraná no seu curso superior.** *Revista Brasileira de Geomorfologia* p. 85–96 , 2005.

SANTOS, M. **Por uma nova Geografia: Da crítica da Geografia a uma Geografia crítica.** 6. ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2008.

SANTOS, Roberto Márcio Macedo. **Caracterização Geotécnica e Análise do Processo Evolutivo das Erosões no Município de Goiânia.** Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 1997. 138 p.

SCHUMM, Stanley Alfred. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. **Geological Society of America Bulletin** p. 1089–1100 , 1963.

_____. **Evolution and Response of the Fluvial System, Sedimentologic Implications.** , 1981.

_____. **Patterns of Alluvial Rivers.** Colorado: Annual Reviews Earth Planet Sci., 1985. 5-27 p.

SEMINARA, G.; PITTALUGA, M. Bolla. Reductionist versus holistic approaches to the study of river meandering: An ideal dialogue. **Geomorphology** v. 163-164, p. 110–117 , ago. 2012.

SIMONS, L. I. **Engineering Analysis of Fluvial Systems.** Colorado, USA: Fort. Collins, 1982. 1300 p.

SOTCHAVA, V. B. **O Estudo de Geossistemas.** São Paulo-SP: IG-USP, 1977. 16 p.

SOUZA, Célia Alves De; CUNHA, Dra Sandra Baptista. Pantanal de Cáceres - MT: dinâmica das margens do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a estação ecológica da ilha de Taiamã -MT. **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros - Seção Três Lagoas** p. 18–42 , 2007.

STEVANUX, José C. **The upper Paraná river (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology.** *Quaternary International* v. 21, p. 143–161 , jan. 1994.

SUGUIO, Kenitiro; BIGARELLA, João José. **Ambiente fluvial**. Curitiba: Editora Universidade Federal do Paran e Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1979. 183 p.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Editora Blucher, 2003. 400 p. 978-85-212-0317-9.

TIEGS, Scott Darel; POHL, Molly. Planform channel dynamics of the lower Colorado River: 1976–2000. **Geomorphology** v. 69, n. 1-4, p. 14–27 , jul. 2005.

VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M.; FERREIRA, L.G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** v. 46, p. 150–160 , out. 2013.

VALERIANO, C.M.; *et al.* A evolução tectônica da faixa Brasília. In: MANTESSO NETO, V. *et al.* (Orgs.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 575–592.

VAN DIJK, Wout M.; VAN DE LAGEWEG, Wietse I.; KLEINHANS, Maarten G. Formation of a cohesive floodplain in a dynamic experimental meandering river. **Earth Surface Processes and Landforms** p. n/a–n/a , 2 abr. 2013.

WENTWORTH, Chester K. **A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments**. The Journal of Geology v. 30, n. 5, p. 377–392 , 1 ago. 1922.

ZAIMES, G.N.R.C. *et al.* **Stream bank erosion under different riparian land-use practices in northeast Iowa**. 2005, St. Paul, Minnesota: Dept. of Forest Resources, University of Minnesota, 2005.

ZANCOPÉ, M.H.C. **Análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu**. 2008. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências. Unicamp. Campinas. 2008.

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